



SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA
- NÚCLEO NORTE -

VII

ANAIS DO SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA



Verticalização Mineral na Amazônia

Resumos Expandidos

04 a 09 de Novembro de 2001

BELÉM / PARÁ / BRASIL

Sumário

SESSÃO TEMÁTICA I - GEOPROCESSAMENTO / GEOFÍSICA

INFLUÊNCIA DO CONTEÚDO DE ÁGUA SOBRE OS VALORES DE CONDUTIVIDADE TÉRMICA <i>Araújo R.L.C.; Barbosa I.; Carvalho J.S.</i>	18
USO DE MÉTODOS DE INFERÊNCIA ESPACIAL PARA A DETERMINAÇÃO DE ÁREAS FAVORÁVEIS À OCORRÊNCIA DE CU E ZN NO POJUCA, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, ESTADO DO PARÁ <i>Brandão W.; Soares J.A.</i>	22
INTERPRETAÇÃO PRELIMINAR DE SONDAJENS ELÉTRICAS VERTICAIS DESENVOLVIDAS NA REGIÃO DE MANAUS. <i>Carvalho J.S.; Carvalho P.S.S.; Araújo R.L.C.</i>	26
UTILIZAÇÃO DO PRODUTO INTEGRADO DIGITAL SAR & CONTAGEM TOTAL (CT) NO APOIO AO MAPEAMENTO GEOLÓGICO NA ÁREA DO COMPLEXO GRANÍTICO ESTRELA (PA). <i>Cunha E.R.S.P.; Santos A.R.; Paradella W.R.; Veneziani P.; Teruiya R.K.</i>	30
MODELAGEM SÍSMICA POR DIFERENÇAS FINITAS EM MEIOS BIDIMENSIONAIS COM DIFRATORES. <i>Fernandes L.L.; Cruz J.C.R.</i>	34
ESTUDO TECTONO-ESTRUTURAL ATRAVÉS DA INTERPRETAÇÃO DE IMAGENS TM-LANDSAT 5 E SUA ASSOCIAÇÃO COM MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS, EM ALTA FLORESTA – MT. <i>Madrucci V.; Veneziani P.; Paradella W.R.</i>	38
ESTRUTURAÇÃO DE DADOS GEOLÓGICOS E METALOGENÉTICOS AURÍFEROS EM AMBIENTE SIG, FOLHAS SB.21-Y-B (JACAREACANGA) E SB.21-V-D (VILA MAMÃE ANÃ), PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS, LIMITE DOS ESTADOS DO AMAZONAS E PARÁ. <i>Monteiro M.A.S.; Almeida M.E.</i>	42
MEDIÇÃO DA EXPANSÃO DO ANEL HEMISFÉRICO TERRESTREÁ. <i>Perin I.</i>	46
A APLICAÇÃO DA AEROGEOFÍSICA NO MAPEAMENTO GEOLÓGICO EXEMPLO DO PROJETO PROMIN RENCA. <i>Rosa Costa L.T.; Vale A.G.</i>	50
GROUND PENETRATING RADAR: APPLICATION IN CENOZOIC DEPOSITS AT THE OUTEIRO ISLAND, PA. <i>Rossetti D.F.; Góes A.M.</i>	54
ANÁLISE RASA DE SUBSUPERFÍCIE NA PRAIA DO ATALAIA, MUNICÍPIO DE SALINÓPOLIS (PA), COM RADAR DE PENETRAÇÃO NO SOLO. <i>Rossetti D.F.; Góes A.M.</i>	58
AValiação DE UM PAR ESTEREOSCÓPICO HÍBRIDO (RADARSAT X TM-LANDSAT) EM ESTUDOS GEOLÓGICOS NA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS. <i>Santos A.R.; Paradella W.R.; Veneziani P.; Morais M.C.</i>	62
AValiação QUALITATIVA DA EXTRAÇÃO AUTOMÁTICA DE LINEAMENTOS, EM PRODUTOS DE SENSORES REMOTOS, NAS ÁREAS DO COMPLEXO GRANÍTICO ESTRELA (PROVÍNCIA DOS CARAJÁS) E NORTE - NORDESTE DE RORAIMA <i>Tavares Jr. S.S.; Cunha E.R.S.P.; Veneziani P.</i>	66
INTEGRAÇÃO DE DADOS DE RADAR (SAREX'92) COM AEROGEOFÍSICA (K E U) NA CARACTERIZAÇÃO DO GRANITO CIGANO – PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS (PA) <i>Teruiya R.K.; Paradella W.R.; Santos A.R.</i>	70
PALEOMAGNETISM AS A TOOL FOR DATING AND QUANTIFYING WEATHERING PROCESSES ON THE GUYANA AND THE WEST AFRICAN SHIELDS <i>Théveniaut H.; Freyssinet P.</i>	74

ON THE USE OF RADIOMETRIC DATA FOR GEOLOGICAL MAPPING OF SUPERFICIAL WEATHERED FORMATION : EXAMPLE FROM THE CRIQUE PLOMB AREA IN FRENCH GUIANA (SOUTH AMERICA) <i>Théveniaut H.; Truffert C.</i>	75
SESSÃO TEMÁTICA II - EVOLUÇÃO CRUSTAL / GEOCRONOLOGIA	
ÉPOCAS METALOGENÉTICAS NO CRÁTON AMAZÔNICO <i>Dardenne M.A.; Schobbenhaus C.</i>	76
ESTUDOS ISOTÓPICOS U/PB (CONVENCIONAL E SHRIMP) E SM/ND DE ROCHAS GRANITÓIDES NA SERRA DE SANTA BÁRBARA (SW DO ESTADO DO MATO GROSSO): UMA POSSÍVEL EXTENSÃO DO BLOCO PARÁGUA DA BOLÍVIA (?) <i>Geraldes M.C.; Tassinari C.C.G.; Teixeira W.; Van Schmus W.R.; Nutman A.</i>	79
IDADES PALEOPROTEROZÓICAS EM ZIRCÃO DOS PILLOWS BASALTOS DA SERRA DO TAPA (CINTURÃO ARAGUAIA)-MUNICÍPIO DE SAPUCAIA-PA <i>Gorayeb P.S.S.; Moura C.A.V.; Calado W.M.; Kotschoubey B.</i>	83
INSTALLATION OF U-PB ZIRCON METHOD IN THE LABORATORY “PARA-ISO” UFPA, BELÉM <i>Krymsky R.</i>	87
GRANITO ARUEIRA, REGIÃO DE PORTO NACIONAL, TO: TESTEMUNHO DE GRANITOGÊNESE BRASILEIRA <i>Quaresma E.C.; Kotschoubey B.</i>	91
REAVALIAÇÃO DO CICLO OROGÊNICO SUNSÁS/AGUAPEÍ NO SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO <i>Rizzotto G.J.</i>	95
O QUADRO TECTONO-ESTRUTURAL DO PROTEROZÓICO DE RONDÔNIA <i>Scandolara J.E.; Fuck R.A.</i>	99
A REAVALIAÇÃO DO CICLO OROGÊNICO SUNSÁS-AGUAPEÍ NO SW DO CRÁTON AMAZÔNICO COM BASE EM DADOS ⁴⁰ AR/ ³⁹ AR. <i>Scandolara J.E.; Tohver E.</i>	103
ESTUDO TIPOLOGICO E GEOGRONOLÓGICO DOS GRANITÓIDES CANTÃO E JAPIIM, NORDESTE DO ESTADO DO PARÁ. <i>Sousa C.S.; Moura C.A.V.; Scheller T.; Palheta E.S.</i>	107
ISÓTOPOS DE ND, PB E SR DE GREENSTONE BELT ARQUEANO DA REGIÃO DE RIO MARIA, SE DO PARÁ: IMPLICAÇÕES NA EVOLUÇÃO GEODINÂMICA DO CRÁTON AMAZÔNICO <i>Souza Z.S.; Potrel P.; Lafon J.M.; Althoff F.J.; Pimentel M.M.; Dall’Agnol R.; Oliveira C.G.</i>	111
THE WILSON CYCLE, MEGAPLUME ACTIVITY, AND PALEOPROTEROZOIC METALLOGENESIS <i>Teixeira J.B.G.; Misi A.; Vasconcelos P.M.</i>	115
IDADES PB-PB EM MONOCRISTAIS DE ZIRCÃO EM QUARTZITO DO CINTURÃO ARAGUAIA: RESULTADOS PRELIMINARES E SUA APLICAÇÃO EM ESTUDOS DE PROVENIÊNCIA <i>Teixeira K.S.L.; Moura C.A.V.</i>	119
SESSÃO TEMÁTICA III - METALOGÊNESE / GEOLOGIA ECONÔMICA	
PROJETO VERMELHO: GEOLOGIA, MINERALOGIA E HIDROMETALURGIA DE UM DEPÓSITO DE NÍQUEL LATERÍTICO EM AMBIENTE TROPICAL <i>Albuquerque M.A.C.; Cordeiro R.A.C.; Ribeiro E.; Ribeiro R.K.; Torres V.M.</i>	123
FLUIDOS HIDROTERMAIS ASSOCIADOS AOS GREISENS ESTANÍFEROS DA MINA PITINGA (AM), CRÁTON AMAZÔNICO: CARACTERIZAÇÃO PRELIMINAR <i>Borges R.M.K.; Fuzikawa K.; Dall’Agnol R.; Costi H.T.; Pimenta M.A.</i>	127
SISTEMAS DE VEIOS COM QUARTZO RUTILADO E COM CLORITA – CONSIDERAÇÕES GENÉTICAS <i>Collyer T.A.; Kotschoubey B.</i>	131
DEPÓSITO AURÍFERO DO CUCA: UM EXEMPLO DE DEPÓSITO OROGÊNICO ASSOCIADO AO	

GREENSTONE BELT DE TUCUMÃ, SUDESTE DO ESTADO DO PARÁ <i>Correia Jr. F.C.; Santos M.D.; Lafon J.M.; Pinheiro F.G.R.</i>	135
METAMORPHIC EVOLUTION AND AR-AR GEOCHRONOLOGY OF CÓRREGO PAIOL GOLD MINE HOST AMPHIBOLITES, TOCANTINS STATE: IMPLICATIONS TO MINERALIZATION TIMING <i>Cruz E.L.C.C.; Kuyumjian R. M.; Hagemann S.; McNaughton N.J.</i>	139
PB-PB, C AND O ISOTOPIC EVIDENCE FOR DEEP AND SHALLOW CRUSTAL ROCKS CONTRIBUTING TO THE CÓRREGO PAIOL GOLD DEPOSIT (TOCANTINS STATE) HYDROTHERMAL SYSTEM <i>Cruz E.L.C.C.; Kuyumjian R.M.; McNaughton N.J.; Hagemann S.</i>	143
PETROGRAFIA E MINEROGRAFIA DO GOSSAN AURÍFERO DA CUTIA, CARAJÁS-PA <i>Domingos F.H.G.; Santos M.D.</i>	147
PROVÁVEL ORIGEM E PROCESSO DE MINERALIZAÇÃO DAS BRECHAS DO DEPÓSITO DE IGARAPÉ BAHIA, CARAJÁS <i>Dreher A.M.; Xavier R.P.</i>	151
OCORRÊNCIA INÉDITA DE PALEOALUVIÕES MINERALIZADOS A CASSITERITA NA MINA DE PITINGA, AMAZONAS, BRASIL <i>Ferron J.M.T.M.; Minuzzi O.R.R.</i>	155
CARACTERIZAÇÃO DO MINÉRIO SULFETADO DO ALVO GAMELEIRA, SERRA DOS CARAJÁS <i>Fleck A.; Lindenmayer Z.G.</i>	159
O DEPÓSITO AURÍFERO DE CHEGA TUDO (CINTURÃO GURUPI): GEOLOGIA E FLUIDOS MINERALIZANTES <i>Klein E.L.; Torresini C.A.; Brandão G.M.; Melo S.J.C.; Ribeiro J.W.; Ferreira M.A.</i>	163
O DEPÓSITO AURÍFERO AMAPARI, AMAPÁ: FLUIDOS MINERALIZANTES E TIPOLOGIA <i>Melo L.V.; Villas R.N.N.</i>	167
ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS NO DEPÓSITO CRIOLÍTICO MACIÇO DO GRANITO MADEIRA NA MINA DE PITINGA, AMAZONAS, BRASIL: RESULTADOS PRELIMINARES <i>Minuzzi O.R.R.; Rocha, F.F.N.; Bastos Neto A.; Ronchi L.H. Ferron J.M.T.M.</i>	171
A DESCOBERTA DO DEPÓSITO BREVES NA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS <i>Nunes A.R.; Rego J.L.; Meireles H.P.; Tallarico J.B.C.; Silva P.E.L.; Siqueira J.B.; Stevanato, R. ; Ferreira F.J.J.</i>	175
CARACTERIZAÇÃO DE UM SISTEMA EPITERMAL <i>HIGH-SULFIDATION</i> VULCÂNICO PALEPRO- TEROZÓICO DA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS, PARÁ. <i>Nunes C.M.D.; Juliani C.; Silva R.H.C.; Monteiro L.V.S.; Bettencourt J.S.; Neumann R.; Alcover Neto A.; Rye R.O.</i>	179
ASPECTOS METALOGENÉTICOS DA REGIÃO DO DOMO DO SUCUNDURI-AM. <i>Oliveira M.A.; Riker S.R.L.</i>	183
INDÍCIOS DE MINERALIZAÇÃO CU-AU E ZN NO SUPERGRUPO INAJÁ, SUL DO PARÁ. <i>Palermo N.; Lepine R.D.; Winer N.</i>	187
CABAÇAL BELT, SOUTHERN AMAZONIAN CRATON, A VAST CAMP FOR EXPLORATION OF GOLD ASSOCIATED WITH MASSIVE SULFIDE DEPOSITS <i>Pinho F.E.C.; Fernandes, C.J.; Santos, C.A.R.R.</i>	191
AMETISTAS DE SÃO LOURENÇO, MUNICÍPIO DE PORTO VELHO, RONDÔNIA <i>Quadros M.L.E.S.; Dall'Igna L.G.; Rizzotto G.J.</i>	195
ESTUDO ISOTÓPICO DO DEPÓSITO CUPRO-AURÍFERO DE SERRA VERDE, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, PARÁ <i>Reis F.N.; Macambira M.J. B.; Villas R.N.N.; Krymsky R.</i>	198
AS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS DA PROVÍNCIA ALTA FLORESTA E SUAS RELAÇÕES COM O ARCO MAGMÁTICO JURUENA <i>Ribeiro P.S.E.; Filho J.V.L.; Delgado I.M.; Santos R.A.; Souza G.V.V.; Souza J.O.; Oliveira C.C.; Boas P.F.V.; Frasca A.A.S.; Borges F.R.; Moreton L.C.; Martins E.G.; Camargo M.A.</i>	202

FLUIDOS RELACIONADOS ÀS ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS NO DEPÓSITO DE OURO DO GRANITO SÃO JORGE – PA <i>Ronchi L.H.; Dall’Agnol R.; Araújo J.C.; Ribeiro V.; Lamarão C.N.; Borges R.M.K.; Fuzikawa K.</i>	206
AS TURMALINAS DE CARAJÁS E A ASSINATURA GEOQUÍMICA DOS DEPÓSITOS DE CU-AU HIDROTERMAIS <i>Santos T.R.; Lindenmayer Z.G.</i>	210
TEXTURAS DO QUARTZO EM VEIO DO DEPÓSITO CUPRO-AURÍFERO DE ÁGUAS CLARAS, SERRA DOS CARAJÁS, PARÁ <i>Silva C.M.G.; Villas R.N.N.</i>	214
CARACTERIZAÇÃO DE UM SISTEMA EPITERMAL LOW- SULFIDATION (OU ADULÁRIA-SERICITA) HOSPEDADO EM VULCÂNICAS E VULCANOCLÁSTICAS DO GRUPO IRIRI NA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS (PA) <i>Silva R.H.C.; Juliani C.; Bettencourt J.S.; Nunes C.M.D.; Almeida T.I.R.</i>	218
CONTROLE DAS MINERALIZAÇÕES DO DEPÓSITO DE COBRE E OURO SALOBO 3A (CARAJÁS/PA) – REVISITADO <i>Siqueira J.B.</i>	222
MICROTERMOMETRIA DAS INCLUSÕES FLUIDAS DA FLUORITA E CARACTERÍSTICAS DO DEPÓSITO SALOBO 3A (CARAJÁS/PA) <i>Siqueira J.B.; Xavier R.P.</i>	226
GÊNESE DOS FLUIDOS NOS SISTEMAS DE VEIOS E GREISENS DO DEPÓSITO DE ESTANHO DO BOM FUTURO (RO). <i>Souza V.S.; Botelho N.F.; Muzzolon R.</i>	230
TAPAJÓS - ESTRATÉGIA E METODOLOGIA DE EXPLORAÇÃO MINERAL <i>Tachibana J.; Yokoi O.Y.</i>	234
CARBON ISOTOPIC COMPOSITION OF CARBONATES IN THE IGARAPÉ BAHIA CU-AU DEPOSIT, CARAJÁS MINERAL PROVINCE (PA), NORTHERN BRAZIL <i>Xavier R.X.; Dreher A.M.</i>	238
GENERAL ECONOMIC GEOLOGY OF THE HIGH TAPAJÓS BASIN (THE “CACHIMBO” GRABEN) AND ITS BOUNDARIES: A REGIONAL GEOLOGICAL SURVEY WITH EXPLORATORY PURPOSES <i>Yokoi O.Y.; Oliveira A.L.A.M.; Tachibana J.</i>	242
SESSÃO TEMÁTICA IV - GEOLOGIA MARINHA E DO QUATERNÁRIO	
DISTRIBUIÇÃO DE METAIS EM SEDIMENTOS DE FUNDO DA ORLA DE BELÉM-PA <i>Carvalho Z.L.; Corrêa, J.A.M.</i>	246
GEOLOGIA DA PLANÍCIE COSTEIRA ESTUARINA, AMAPÁ-NORTE DO BRASIL <i>Santos W.F.; Costa W.J.P.; Silva M.S.; Silva A.Q.; Torres A.M.; Silveira O.F.M.; Monteiro C.J.; Braga E.S.</i>	250
CARACTERIZAÇÃO DA COBERTURA SEDIMENTAR SUPERFICIAL DA PLATAFORMA CONTINENTAL DO AMAPÁ (AP, BRASIL), ATRAVÉS DE SEUS ASPECTOS TEXTURAIIS <i>Siqueira G.W.; Aprile F.M.; Braga E.S.</i>	254
CONTEÚDO DE FÓSFORO TOTAL EM SEDIMENTOS DA PLATAFORMA AMAZÔNICA <i>Siqueira G.W.; Braga E.S.; Aprile F.M.; Mendes A.S.; Assunção F.P.; Ferreira T.G.; Silva Filho A S.</i>	258
OS DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS NA CONFLUÊNCIA DOS RIOS NEGRO E SOLIMÕES, MUNICÍPIOS DE IRANDUBA E MANACAPURU, AMAZONAS <i>Soares E.A.A.; Silva C.L.; Nogueira A.C.R.; Suguio K.; Barros D.S.; Santos W.H.D.</i>	262
IDENTIFICAÇÃO E ANÁLISE TEXTURAL DOS MINERAIS PESADOS DA PLATAFORMA CONTINENTAL DO PARÁ <i>Souza S.R.; El-Robrini M.</i>	266

ARMADILHA DE RETENÇÃO DE SEDIMENTOS PARA PESQUISA DE RESSUSPENSÃO: EXPERIÊNCIA DA FURG <i>Souza S.R.; Hartmann C.</i>	270
SESSÃO TEMÁTICA V - INTEMPERISMO / MINERALOGIA / PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA	
GEOLOGIA DOS DEPÓSITOS DE CAULIM DA BACIA DO CAPIM, NORDESTE DO ESTADO DO PARÁ, BRASIL <i>Alves C.A.S.</i>	274
WINHI – UM PROGRAMA PARA O CÁLCULO DO ÍNDICE DE CRISTALINIDADE DA CAULINITA ATRAVÉS DO MÉTODO DE HINCKLEY <i>Angélica R.S.; Carneiro B.S.; Oliveira E.C.; Costa W.A.M.; Scheller T.; Neves R.F.</i>	278
PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA NO PROMIN ALTA FLORESTA COMO FERRAMENTA AO MAPEAMENTO GEOLÓGICO <i>Araújo E.S.; Andrade R.S.</i>	282
IDENTIFICAÇÃO DE BRUCITA EM PERFIL DE PIRABAS (SÃO JOÃO DE PIRABAS, NE DO PARÁ) <i>Barros A.E.F.; Lima W.N.</i>	286
VARIAÇÃO LATERAL DE ALVURA NO DEPÓSITO DE CAULIM DA PARÁ PIGMENTOS, RIO CAPIM, ESTADO DO PARÁ <i>Bastos C.H.L.; Angélica R.S.</i>	289
AVALIAÇÃO DOS TEORES DE HG NOS SOLOS DA REGIÃO DE RIO BRANCO <i>Brabo E.S.; Mascarenhas A.F.S.; Silva A.P.; Angélica R.S.; Fayal K.F.; Santos E.C.O.; Jesus I.M.</i>	293
CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E TECNOLÓGICA DAS ARGILAS EMPREGADAS NA ATIVIDADE OLEIRO-CERÂMICA DE ABAETETUBA – PARÁ <i>Calado W.M.; Costa M.L.C.; Scheller T.</i>	296
GÊNESE DO SISTEMA DE VEIOS DE QUARTZO TRICOLOR, MUNICÍPIO DE SÃO GERALDO DO ARAGUAIA - ESTADO DO PARÁ - BRASIL <i>Collyer T.A.; Kotschoubey B.</i>	300
CARATERIZAÇÃO DAS GRANDES UNIDADES DE SOLOS NAS LOCALIDADES DE ICOARACI E OUTEIRO – PA <i>Costa J.A.; Kern D.C.; Frazão F.J.; Sales M.E.C.; Ruivo M.L.; Berredo J.F.</i>	304
MINERALIZAÇÃO DE FRAGMENTOS DE TECIDOS ÓSSEOS FÓSSEIS DE SEDIMENTOS DA BACIA DO ACRE <i>Costa M.L.C.</i>	308
QUANTIFICAÇÃO DE MINERAIS DE MINÉRIO COMPLEXOS A PARTIR DE IMAGENS DE MEV <i>Fernandez O.J.C.; Costa M.L.C.; Pollmann H.; Brandão P.R.G.</i>	311
FEIÇÕES RÚPTEIS NA OPALA DO PIAUÍ <i>Gomes E.R.; Costa M.L.C.</i>	315
MINERALOGIA DA OPALA PRECIOSA DO GARIMPO CHÃ DO LAMBEDOR, PEDRO II, PIAUÍ <i>Gomes E.R.; Costa M.L.C.</i>	318
MINERALOGIA DA OPALA LARANJA DE BURITI DOS MONTES, PIAUÍ <i>Gomes E.R.; Costa M.L.C.</i>	321
O FOGO DO PIAUÍ: UMA OPALA LARANJA COM 23.000 CT <i>Gomes E.R.; Costa M.L.C.</i>	325
INCLUSÕES NA OPALA LARANJA DE BURITI DOS MONTES, PIAUÍ <i>Gomes E.R.; Costa M.L.C.</i>	328
CARACTERIZAÇÃO E GÊNESE DA COBERTURA LATERÍTICA FOSFÁTICA DO MORRO DO JANDIÁ-NE DO ESTADO DO PARÁ <i>Gonçalves D.F.; Kotschoubey B.</i>	332

COBERTURA DE ALTERAÇÃO LATERÍTICA- BAUXÍTICA DA SERRA DO PIRIÁ E FOSFATOS ASSOCIADOS - NE DO ESTADO DO PARÁ <i>Gonçalves D.F.; Kotschoubey B.; Maurity C.W.</i>	336
CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO DAS OCORRÊNCIAS DE PODZÓIS NO NORDESTE DO AMAZONAS <i>Horbe A.M.C.; Horbe M.A.; Suguio K.; Laranjeira R.</i>	340
O REFINAMENTO DE RIETVELD COMO UM MÉTODO PARA O CONTROLE DE QUALIDADE DE MINÉRIOS DE FERRO <i>Konig U.; Pollmann H.; Angélica R.S.</i>	344
MAPEAMENTO DE REGOLITOS NA ÁREA JACAPAE - CARAJÁS (PA) <i>Medeiros Fo C.A.; Lopes C.M.; Angélica R.S.</i>	347
TRANSFORMAÇÕES MINERALÓGICAS E GEOQUÍMICAS DO RESÍDUO DO PROCESSAMENTO MINERAL DO MINÉRIO AURÍFERO LATERITO – GOSSÂNICO DO IGARAPÉ BAHIA (CARAJÁS-PA) <i>Rocha C.S.G.; Costa M.L.C.</i>	351
CONTRIBUIÇÃO À MINERALOGIA DOS NÍVEIS ESVERDEADOS DAS FORMAÇÕES POTI E PIAUÍ - BACIA DO PARNAÍBA (CARBONÍFERO INFERIOR) <i>Soares M.A.M.; Angélica R.S.</i>	355
EVIDÊNCIAS DA ATUAÇÃO DE DIFERENTES PROCESSOS NA GERAÇÃO DE LINHAS DE PEDRA NA REGIÃO NORDESTE DO AMAZONAS <i>Souza L.S.B.; Horbe A.M.C.; Horbe M.A.</i>	359
SESSÃO TEMÁTICA VI - GEOLOGIA AMBIENTAL E APLICADA	
MAPEAMENTO TEMÁTICO PARA PLANEJAMENTO MUNICIPAL: APLICAÇÃO NO MUNICÍPIO DE ARIQUEMES (RO) <i>Adamy A.; Pereira L.A.C.</i>	363
ENSAIO PRELIMINAR PARA IDENTIFICAÇÃO DE MATERIAL HÚMICO BRUTO EM EXTRATOS AQUOSOS NATURAIS (ARENITO DE PILÕES, ILHA DE ITARANA, SÃO JOÃO DE PIRABAS, NE DO PARÁ) <i>Alcântara B.D.P.; Lima, W.N.</i>	366
ÁREAS DE RISCOS GEOAMBIENTAIS NA CIDADE DE MANAUS-AM <i>Alecrim J.D.; Santos Jr E.V.C.; Takaki A.J.H.; Bechman M.J.V.; Jovinape F° A.R.</i>	370
PROBLEMAS AMBIENTAIS CAUSADOS POR EROÇÃO LINEAR NA ÁREA URBANA DE MANAUS (BAIRRO CIDADE NOVA) <i>Alecrim J.D.; Santos Jr. E.V.C.</i>	374
O GEOAMBIENTE NA AMAZÔNIA OCIDENTAL E SUAS RELAÇÕES COM OS PRINCIPAIS SISTEMAS TERRESTRES <i>Alecrim J.D.; Santos Jr. E.V.C.; Beckman M.; Guimarães P.I.S.; Carmo M.R.</i>	377
DISPERSÃO DE HG EM DIFERENTES MATERIAIS GEOLÓGICOS NO ESTADO DO ACRE - UMA SÍNTESE DOS RESULTADOS ANALÍTICOS <i>Brabo E.S.; Angélica, R.S.; Fayal K.F.; Silva A.P.; Mascarenhas A.F.S.; Jesus I.M.; Santos E.C.O.I.; Loureiro E.C.B.I.</i>	381
INVESTIGAÇÃO DO REGISTRO HISTÓRICO DA COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DO CHUMBO E DA CONCENTRAÇÃO DE METAIS PESADOS EM TESTEMUNHOS DE SEDIMENTOS NO LAGO ÁGUA PRETA, REGIÃO METROPOLITANA DE BELÉM-PARÁ <i>Carvalho M.C.; Moura C.A. V.</i>	385
ESTUDO GEOQUÍMICO E BIOGEOQUÍMICO DO SEDIMENTO, ÁGUA INTERSTICIAL E PLANTAS (AVICENNIA GERMINANS) NO MANGUEZAL DE BRAGANÇA-AJURUTEUA, NE DO PARÁ <i>Leal H.F.; Ramos J.F.F.</i>	388
ESTUDO DA DISPERSÃO DE METAIS PESADOS EM SEDIMENTOS DO RIO MARITUBINHA, ANANINDEUA/PA <i>Luz N.M.; Corrêa J.A.M.</i>	392

ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS NOS ESTUDOS DE VULNERABILIDADE À EROSÃO NA PORÇÃO SUL-SUDESTE DO ESTADO DO AMAZONAS – BACIA DO RIO MADEIRA <i>Marmos J.L.; Nava D.B.; Dantas M.E.</i>	394
UMA VISÃO GEOCIENTÍFICA PARA O ZONEAMENTO ECOLÓGICO-ECONÔMICO <i>Marques V.J.; Serfaty-Marques S.</i>	398
O ZONEAMENTO ECOLÓGICO-ECONÔMICO COMO FERRAMENTA DO PLANEJAMENTO E DA GESTÃO TERRITORIAL <i>Marques V.J.; Serfaty-Marques S.</i>	402
NÍVEIS DE MERCÚRIO NA BAÍA DE CAXIUANÃ, FLORESTA NACIONAL CAXIUANÃ, MELGAÇO – ESTADO DO PARÁ <i>Mascarenhas A.F.S.; Brabo E.S.; Angélica R.S.; Fayal K.F.; Jesus I.M.; Santos E.C.O.</i>	406
NÍVEIS DE MERCÚRIO EM SEDIMENTO DE FUNDO E MATERIAL PARTICULADO NO RIO ACRE, ESTADO DO ACRE, BRASIL <i>Mascarenhas A.F.S.; Brabo E.S.; Silva A.P.; Santos E.C.O.; Jesus I.M.; Fayal K.F.</i>	410
A COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DO CHUMBO NA REGIÃO METROPOLITANA DE BELÉM E SUA IMPLICAÇÃO PARA OS ESTUDOS DE METAIS PESADOS NO MEIO AMBIENTE <i>Moura C.A.V.; Gaudette H.E.; Carvalho M.C.; Morales G.P.</i>	414
ANÁLISE GEOAMBIENTAL NA REGIÃO DE PORTO VELHO(RO) <i>Pereira L.A.C.</i>	417
ESTUDO DA DISPERSÃO DE METAIS PESADOS EM SOLOS NAS PROXIMIDADES DO ATERRO SANITÁRIO DO AURÁ, ANANINDEUA/PA <i>Ripardo H.S.; Corrêa J.A.M.</i>	420
ATIVIDADES DETERMINANTES DA ATUAÇÃO DE PROCESSOS EROSIVOS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO TITCHA NOS MUNICÍPIOS DE DOM AQUINO E POXORÉO - ESTADO DE MATO GROSSO <i>Rosa D.B.; Gela A.; Silva J.S.; Siqueira F.M.B.</i>	423
VARIAÇÕES NO SOLO E NO FLUXO DE CO ₂ NOS SÍTIO DO ESECAFLOR, CAXIUANÃ, PA <i>Ruivo M.L.P.; Pereira, S.B.; Bussetti E.P.C.; Costa R.F.; Quanz B.; Nagaishi T.Y.; Méier, P.; Mahli, Y.; Costa A.L.</i>	427
ROTA E TRANSPORTE DE ÓLEO DIESEL PARA GARIMPOS DE OURO NA AMAZÔNIA: ESTUDO DE CASO <i>Santos R.N.E.S.</i>	431
ASPECTOS DA OCUPAÇÃO DAS ÁREAS DE RESSACAS NA CIDADE DE MACAPÁ <i>Silva A.Q.; Silva U.R.L.</i>	435
O SISTEMA DE SEGUROS NO BRASIL E A MITIGAÇÃO DE IMPACTOS DE FENÔMENOS NATURAIS <i>Szlafsztein C.F.</i>	439
ECOLOGIA DA PAISAGEM E A INDICAÇÃO DE ÁREAS DE RISCO DO PROGRAMA DE MACRODRENAGEM DA BACIA DO UNA NO BAIRRO DA PEDREIRA <i>Teixeira S.G.; Borges, M.S.; Guedes O.; Fialho R.</i>	443
SESSÃO TEMÁTICA VII - GEOLOGIA REGIONAL	
GEOLOGIA E EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA REGIÃO NORTE DO MATO GROSSO (PROJETO PROMIN-ALTA FLORESTA) <i>Filho J.V.L.; Souza J.O.; Oliveira C.C.; Ribeiro P.S.E.; Boas P.F.V.; Albuquerque M.C.; Frasca A.A.S.; Borges F.R.; Moreton L.C.; Martins E.G.; Camargo M.A.; Valente C.R.; Pimentel M.M.; Botelho N.F.</i>	447
ATUALIZAÇÃO DO MAPA GEOLÓGICO E DE OCORRÊNCIAS MINERAIS DO ESTADO DO PARÁ, NA ESCALA 1:2 000 000 <i>Lima M.I.C.</i>	451
GEOLOGIA DA FOLHA SC.21 – JURUENA <i>Lima M.I.C.; Coelho F.A.J.F.; Bezerra P.E.L.</i>	454

DISCUSSÃO DO TERMO UATUMÃ-IRIRI, REGIÃO NORTE DO ESTADO DE MATO GROSSO-BRASIL <i>Pinho M.A.S.B.; Francisco E.C.; Quadros A.P.; Chemale Jr F.</i>	458
RELAÇÕES ENTRE COBERTURAS SILICICLÁSTICAS DA FORMAÇÃO RIO FRESCO E VULCANO- CLÁSTICAS DO GRUPO IGARAPÉ BAHIA (CARAJÁS/PA) <i>Siqueira J.B.; Rego J.L.; Aires Filho B.</i>	462
SESSÃO TEMÁTICA VIII - RECURSOS HÍDRICOS / HIDROGEOQUÍMICA	
EXEMPLOS DE APLICAÇÃO DE MÉTODOS GEOFÍSICOS À PROSPECÇÃO DE ÁGUA SUBTERRÂNEA NO ESTADO DO PARÁ <i>Alves J.G.V.; Luiz J.G.</i>	466
CARTA POTENCIOMÉTRICA DO AQUÍFERO FREÁTICO DE MANAUS-AM <i>Brito F.J.; Bento A.H.</i>	470
DIAGNÓSTICO DA CAPTAÇÃO DE ÁGUA SUBTERRÂNEA EM PORTO VELHO (RO) <i>Campos J.C.V.; Silva Fo E.P.</i>	473
DETERMINAÇÃO DE AQUÍFEROS NA CIDADE DE COARI (AM), POR MEIO DE SONDAGENS ELÉTRICAS VERTICAIS <i>Carvalho J.S.; Guimarães I.O.; Pinto C.A.S.; Araújo R.L.C.</i>	477
CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA E FÍSICO-QUÍMICA DOS AQUÍFEROS DA FORMAÇÃO PIRABAS NO CONJUNTO COHAB / DISTRITO DE ICOARACI/PA <i>Carvalho W.G.; Prazeres E.B.M.; Corrêa J.A.M.</i>	481
EMPREGO DE DIAGRAMA DE ESTABILIDADE DE ARGILOMINERAIS RELACIONANDO COM INTEM- PERISMO QUÍMICO EM CLIMA EQUATORIAL ÚMIDO (ÁGUAS SUBTERRÂNEAS ASSOCIADAS À MICROBACIA DO RIO PRAQUIQUARA, CASTANHAL – PA) <i>Costa F.F.; Lima W.N.</i>	485
ESTUDO HIDROGEOQUÍMICO DE ÁGUAS INTERIORES (MICROBACIA DO RIO PRAQUIQUARA, NORDESTE DO PARÁ) <i>Costa F.F.; Lima W.N.</i>	489
ESTUDO DA QUALIDADE DA ÁGUA NO SISTEMA DE ABASTECIMENTO DO CONJUNTO EDUARDO ANGELIM E ADJACÊNCIAS, ICOARACI/PA <i>Ferreira M.B.; Corrêa J.A.M.</i>	493
ESTUDO DA QUALIDADE DA ÁGUA NO SISTEMA DE ABASTECIMENTO DO BAIRRO DE BRASÍLIA / DISTRITO DE OUTEIRO, ICOARACI/PA <i>Jesus M .S.; Corrêa J.A.M.</i>	497
CONTAMINAÇÃO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DA REGIÃO METROPOLITANA DE BELÉM <i>Oliveira J.R.; Braz V.M.N.</i>	500
UM PROVÁVEL CENÁRIO PARA A QUALIDADE DE ÁGUA DO FUTURO RESERVATÓRIO DA UHE BELO MONTE, RIO XINGU, PARÁ <i>Ramos J.F.F.</i>	504
DESPERDÍCIO DE ÁGUA NO SISTEMA DE ABASTECIMENTO DE ÁGUA DO “CAMPUS” DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ <i>Santos E.C.; Fernandes L.L.; Ferreira E.M.; Rocha E.M.R.; Silva M.N.A.; Rosa R.G.; Moutinho S.C.</i>	508
SESSÃO TEMÁTICA IX - GEOLOGIA ESTRUTURAL / GEOTECTÔNICA	
ORIGEM E GEOMETRIA DE VEIOS DE ANFIBÓLIO E FRATURAS HIDRÁULICAS EM ROCHAS METABÁSICAS ENCAIXANTES DO COMPLEXO GRANÍTICO ESTRELA, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS <i>Barros C.E.M.; Barbey P.; Costa Jr P.R.</i>	512

EVIDÊNCIAS DE COLISÃO CONTINENTAL (LINHAS DE ESCORREGAMENTO) NA FAIXA ARAGUAIA <i>Paixão M.A.P.; Nilson A.A.; Araújo J.O.; Blum M.L.B.</i>	516
A FALHA CARAJÁS E A ESTRUTURAÇÃO TECTÔNICA DOS DEPÓSITOS DE FERRO DA SERRA NORTE, CARAJÁS (PA) <i>Pinheiro R.V.L.; Nezio J.A.; Guedes S.C.</i>	520
ENFOQUE GEOLÓGICO-GEOTECTÔNICO DA REGIÃO DO DOMO DO SUCUNDURI – ESTADO DO AMA- ZONAS <i>Riker S.R.L.; Oliveira M.A.</i>	524
INTERPRETAÇÕES TECTÔNICAS E OS CONTROLES DOS ALOJAMENTOS DE CORPOS INTRUSIVOS NA PORÇÃO NORTE -NORDESTE DE RORAIMA ATRAVÉS DE IMAGENS LANDSAT 5 -TM E PRODUTOS INTE- GRADOS <i>Tavares Jr. S.S.; Veneziani P.</i>	528
CONTROLES ESTRUTURAIS NO ALOJAMENTO DOS GRANITOS ESTANÍFEROS DE RONDÔNIA <i>Veneziani P.; Okida R.; Bettencourt J.S.</i>	532
FASES DE MOVIMENTAÇÃO TECTÔNICA AO LONGO DO CINTURÃO DE CISALHAMENTO ITACAIÚNAS, CARAJÁS, PA <i>Veneziani P.; Santos A.R.; Paradella W.R.; Morais M.C.</i>	536
SESSÃO TEMÁTICA X - PETROLOGIA / GEOQUÍMICA	
GRANITO SÃO PEDRO, NORTE DO MATO GROSSO – DADOS PRELIMINARES PARA SUA CARACTERIZAÇÃO <i>Boas P.F.V.; Frasca A.A.S.; Ribeiro P.S.E.; Oliveira C.C.; Botelho N.F.; Borges F.R.</i>	540
ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOCRONOLÓGICOS DO ANORTOSITO CARREIRA COMPRIDA, REGIÃO DE PORTO NACIONAL-TO <i>Gorayeb P.S.S.; Moura C.A.V.</i>	544
A GRANITOGÊNESE NEOPROTEROZÓICA NO SETOR SETENTRIONAL DA PROVÍNCIA TOCANTINS: IMPLICAÇÕES PARA REDEFINIÇÃO DA SUITE LAJEADO <i>Gorayeb P.S.S.; Moura C.A.V.; Chaves C.L.</i>	548
PETROGRAFIA DAS ROCHAS MÁFICAS E UTRAMÁFICAS E VULCANOCLÁSTICAS DA SEQÜÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR DO RIO ALEGRE E INTRUSIVAS ASSOCIADAS, REGIÃO SW DE MATO GROSSO <i>Matos J.B.; Schorscher J.H.D.; Geraldtes M.C.; Sousa M.Z.A.; Ruiz A.S.</i>	552
PETROLOGIA MAGNÉTICA DO GRANITO PROTEROZÓICO REDENÇÃO, SE DO CRÁTON AMAZÔNICO <i>Oliveira D.C.; Dall’Agnol R.; Barros C.E.M.; Figueiredo M.A.B.M.</i>	556
COMPORTAMENTO MAGNÉTICO E NATUREZA DOS MINERAIS ÓXIDOS DE FE E TI DOS DIQUES PALEOPROTEROZÓICOS DA REGIÃO DE RIO MARIA, SE DO PARÁ <i>Oliveira M.A.; Dall’Agnol R.; Figueiredo M.A.B.M.</i>	560
BASALTOS ALMOFADADOS E HARZBURGITOS DO MORRO DO AGOSTINHO (ARAGUACEMA, TOCANTINS): CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E PETROGRÁFICA DE FRAGMENTO OFIOLÍTICO NA FAIXA ARAGUAIA <i>Paixão M.A.P.; Nilson A.A.</i>	564
COMPLEXO OFIOLÍTICO QUATIPURU: BASE DE UMA ZONA DE TRANSIÇÃO DE MOHO EM ANTIGA LITOSFERA OCEÂNICA DA FAIXA ARAGUAIA <i>Paixão M.A.P.; Nilson A.A.</i>	568
PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DE ROCHAS DA FORMAÇÃO MONTE DO CARMO, TO <i>Quaresma E.C.; Kotschoubey B.</i>	572
MAGMATISMO CHARNOQUÍTICO MESOPROTEROZÓICO DE RONDÔNIA <i>Rizzotto G.J.</i>	575

SUÍTE INTRUSIVA VELHO GUILHERME: CARACTERIZAÇÃO DE FASES MINERAIS ACESSÓRIAS COM BASE EM ANÁLISES SEMIQUANTITATIVAS (EDS) OBTIDAS ATRAVÉS DE MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV) <i>Teixeira N.P.; Bettencourt J.S.</i>	579
GRANITÓIDES PÓS-COLISIONAIS DA PORÇÃO LESTE DA PROVÍNCIA TAPAJÓS <i>Vasquez M.L.; Klein E.L.; Ricci P.S. F.</i>	582
O GRANITO DE DUAS MICAS NEY PEIXOTO, NORDESTE DO ESTADO DO PARÁ: CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICO-PETROQUÍMICA E CONTEXTO TECTÔNICO <i>Villas R.N.N.</i>	586
SESSÃO TEMÁTICA XI - GEOMORFOLOGIA / NEOTECTÔNICA	
PALEOGEOGRAFIA DO MUNICÍPIO DE BRAGANÇA, NE DO ESTADO DO PARÁ, DURANTE O CENOZÓICO <i>Almeida J.R.C.de; Costa J.B.S.; Borges M.S.</i>	590
OS RELEVOS MORFO-ESTUTURAIIS DE MONTE ALEGRE, OESTE DO ESTADO DO PARÁ <i>Bemerguy R.L.; Costa J.B.S.; Borges M.S. Silva Jr. O.G.</i>	594
O RELEVO DA AMAZÔNIA: UMA ABORDAGEM MORFOMÉTRICA E MORFOLÓGICA AO LONGO DO RIO AMAZONAS <i>Bemerguy R.L.; Costa J.B.S.; Borges M.S. Silva Jr. O.G.</i>	598
EXEMPLOS DE INDICADORES NEOTECTÔNICOS NOS RIOS DA AMAZÔNIA <i>Bemerguy R.L.; Costa J.B.S.; Hasui Y.; Borges M.S.</i>	602
TECTONIC GEOMORPHOLOGY OF THE AMAZON, BRAZIL <i>Bemerguy R.L.; Costa J.B.S.; Hasui Y.; Borges M.S.; Soares Jr. A.V.</i>	604
ECOLOGIA DA PAISAGEM DO CAMPUS UNIVERSITÁRIO DO GUAMÁ <i>Cacela A.S.M.; Borges M.S.; Silva A.P.Z.; Miranda V.F.O.; Silva Jr. O.G.; Bemerguy R.L.</i>	606
CAVERNAS E OS SÍTIOS ARQUEOLÓGICOS DO ESTADO DO PARÁ <i>Collyer T.A.; Braga J.B.P.; Azevedo L.O.R.; Oliveira E.S.; Pinheiro R.V.; Mauriti C.W.</i>	609
COMPARAÇÃO DOS PRINCIPAIS EVENTOS NEOTECTÔNICOS DA REGIÃO AMAZÔNICA E SUDESTE DO BRASIL <i>Felipe L.B.; Borges M.S.; Costa J.B.S.; Bemerguy R.L.; Hasui Y.; Morales N.; Rueda J.R.J.</i>	612
BIOTECTÔNICA NO ECOSISTEMA AMAZÔNICO <i>Igreja H.; Fernandes F.</i>	616
COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA REGIÃO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO, AM <i>Sarges R.R.; Nogueira A.C.R.; Soares E.A.; Silva C.L.</i>	617
ECOLOGIA DA PAISAGEM DA ILHA DO CARATATEUA, NE DO ESTADO DO PARÁ <i>Sousa F.D.S.; Borges M.S.</i>	621
SESSÃO TEMÁTICA XII - ECONOMIA MINERAL	
A SUSTENTABILIDADE DA MINERAÇÃO NA AMAZÔNIA: MONTAGEM DE UMA BASE DE DADOS BIBLIOGRÁFICOS <i>Barreto M.L.; Sirotheau G.J.C.; Greco P.D.</i>	624
O DEPÓSITO DE AREIA DE GUAJARÁ MIRIM, MUNICÍPIO DE ACARÁ -PARÁ <i>Calderaro R.C.B.; Silva J.L.B.</i>	628
JOINT VENTURES E VERTICALIZAÇÃO DO ALUMÍNIO NA AMAZÔNIA ORIENTAL BRASILEIRA <i>Coelho M.C.N.; Monteiro M.A.</i>	630
O DEPÓSITO DE ARENITO FERRUGINOSO E CONCREÇÃO LATERÍTICA DA FAZENDA FERREIRO TORTO, MUNICÍPIO DE SANTA IZABEL DO PARÁ <i>Collyer T.A.; Braga J.B.P.; Azevedo L.O.R.</i>	634

DEPÓSITO DE CALCÁRIO DE NOVA CANINDÉ, MUNICÍPIO DE BRAGANÇA – PARÁ <i>Collyer T.A.; Braga J.B.P.; Calderaro R.C.B.; Gouvêa J.L.; Azevedo L.O.R.; Oliveira E.S.; Mascarenhas A.F.S.</i>	637
GEMAS E O PROGRAMA POLO JOALHEIRO PARAENSE <i>Collyer T.A.; Calderaro R.C.B.; Pimenta O.N.S.</i>	640
VERTICALIZAÇÃO MINERAL E O MEIO AMBIENTE <i>Collyer T.A.; Matos E.A.S.; Braga J.B.P.</i>	643
DIAGNÓSTICO DA EVOLUÇÃO DO USO DA ARGILA NO SETOR CERÂMICO DE PORTO VELHO-RO <i>Cordeiro A.V.</i>	647
TANTALITA, O MAIS NOVO SAQUE AO SUBSOLO AMAZÔNICO <i>Heidrich N.</i>	652
POTENCIALIDADE MINERAL DO SUDESTE DO ESTADO DO AMAZONAS <i>Horbe M.A.; Riker S.R.L.</i>	556
O SETOR MINERAL AMAZÔNICO: UMA VISÃO PANORÂMICA <i>João X.S.J.</i>	659
A MINERAÇÃO NO ESTADO DO PARÁ : ASPECTOS DA POLÍTICA E DA ECONOMIA <i>João X.S.J.</i>	661
O SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL NA AMAZÔNIA : AÇÃO E ATRATIVIDADE PARA O SETOR MINERAL REGIONAL <i>João X.S.J.</i>	663
A VERTICALIZAÇÃO MINERAL NO ESTADO DO PARÁ : CENÁRIO ATUAL <i>João X.S.J.</i>	665
ESTADO DO PARÁ: OPORTUNIDADES DE NEGÓCIOS NO SETOR MINERAL <i>João X.S.J.; Marinho P.A.C.</i>	667
IMPACTO DA ARRECAÇÃO DA COMPENSAÇÃO FINANCEIRA SOBRE A EXPLORAÇÃO MINERAL NO PIB DOS MUNICÍPIOS DO ESTADO DO PARÁ <i>Lima M.H.M.R.</i>	668
PROBLEMAS E PERSPECTIVAS DA VERTICALIZAÇÃO DA PRODUÇÃO DA HEMATITA NA AMAZÔNIA ORIENTAL BRASILEIRA <i>Monteiro M.A.</i>	672
ESTUDO GEO-ECONÔMICO E AMBIENTAL DOS RECURSOS MINERAIS DOS MUNICÍPIOS DA VIGIA, SÃO CAETANO DE ODIVELAS E COLARES, MICRO REGIÃO DO SALGADO, NORDESTE DO ESTADO DO PARÁ <i>Rayol A.C.D.; Silva E.R.P.; Rodrigues J.L.B.</i>	677
BAIXA PRODUTIVIDADE AGRÍCOLA EM REGIÕES TROPICAIS: A GEOLOGIA PODE MUDAR ESSE QUADRO <i>Rezende N.G.A.M.</i>	681
INSUMOS MINERAIS PARA AGRICULTURA NO PARÁ E AMAPÁ <i>Rezende N.G.A.M.</i>	683
PROJETO BRASIL: A AMAZÔNIA SOB A PERSPECTIVA MINERAL <i>Rodrigues A.F.S.</i>	686
A AMAZÔNIA E O ‘CICLO MALDITO’ DO EXTRATIVISMO MINERAL: CASO ‘PITINGA’ <i>Rodrigues A.F.S.</i>	690

SESSÃO TEMÁTICA XIII - SEDIMENTOLOGIA / ESTRATIGRAFIA / PALEONTOLOGIA

A INFLUÊNCIA MARINHA NA FORMAÇÃO IPIXUNA, ÁREA DE TOMÉ-AÇÚ/PARAGOMINAS, NORDESTE DO PARÁ <i>Santos Jr A.E.A.; Rossetti D.F.</i>	694
AS BACIAS SEDIMENTARES DO SETOR SUDOESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO: CLASSIFICAÇÃO GLOBAL E EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA <i>Bahia R.B.C.; Pedreira A.J.</i>	698
ASPECTOS FACIOLÓGICOS E DIAGENÉTICOS DA FORMAÇÃO POTI (CARBONÍFERO INFERIOR), POÇO 2-IZ-1-MA, BACIA DO PARNAÍBA <i>Corrêa Jr. R.X.; Truckenbrodt W.; Góes A.M.</i>	702
MICROFÓSSEIS NEOPROTEROZÓICOS DA FORMAÇÃO ARARAS, MATO GROSSO, BRASIL <i>Hidalgo R.; Fairchild T.R.; Nogueira A.C.R.; Riccomini C.</i>	706
POROSITY PRESERVATION MECHANISMS IN UPPER DEVONIAN SANDSTONES OF THE SOLIMÕES BASIN <i>Lima R.D.; Ros L.F.; Góes A.T.M.O.</i>	710
PRESENÇA DE ORGANISMOS NOS SILTITOS DA MINA DE MN DO AZUL – CARAJÁS: POSSÍVEL INDICADOR PALEOAMBIENTAL <i>Macambira J.B.</i>	714
DISTRIBUIÇÃO ESTRATIGRÁFICA DE MINERAIS PESADOS EM DEPÓSITOS CRETÁCEOS E TERCIÁRIOS NA BORDA SUDESTE DA SUB-BACIA DE CAMETÁ, NE DO PARÁ/BRASIL <i>Nascimento M.S.; Góes A.M.</i>	718
O GRUPO DA TURMALINA NOS DEPÓSITOS DAS FORMAÇÕES IPIXUNA E BARREIRAS, NE DO PARÁ/BRASIL <i>Nascimento M.S.; Góes A.M.</i>	722
CAPA CARBONÁTICA PÓS-VARANGER NO SW DO CRÁTON AMAZÔNICO, MT: EVIDÊNCIA DE GLACIAÇÃO GLOBAL (SNOWBALL EARTH)* <i>Nogueira A.C.R.; Riccomini C.; Sial A.N.</i>	726
CARACTERIZAÇÃO DE SISTEMA LACUSTRE SALINO: FORMAÇÃO CODÓ (APTIANO), REGIÃO DE CODÓ (MA), BACIA DE SÃO LUÍS- GRAJAÚ <i>Paz J.D.S.; Rossetti D.F.</i>	730
O QUADRO CENOZÓICO DA PORÇÃO NORTE - ORIENTAL DO ESTADO DE RORAIMA <i>Reis N.J.; Faria M.S.G.; Maia M.A.M.</i>	734
ESTUDOS DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS EM ARENITOS DA FORMAÇÃO CORDA (BACIA DO PARNAÍBA) – CONTRIBUIÇÃO AO ENTENDIMENTO DAS CONDIÇÕES DE DIAGÊNESE <i>Rezende N.G.A.M.; Costa M.L.C.; Sial A.N.</i>	738
EVOLUÇÃO SEDIMENTAR DA BACIA DE SÃO LUÍS-GRAJAÚ <i>Rossetti D.F.</i>	742
PALOAMBIENTES DA FORMAÇÃO BARREIRAS NA REGIÃO DE TOMÉ-AÇÚ/PARAGOMINAS, NORDESTE DO PARÁ <i>Santos Jr. A.E.; Rossetti D.F.</i>	746
OCORRÊNCIA DE REPRESENTANTES DA MEGAFUNA DO QUATERNÁRIO NO ESTADO DO PARÁ: IMPLICAÇÕES PARA EVOLUÇÃO DE PAISAGENS NA AMAZÔNIA. <i>Toledo P.M.; Santos H.M.M.; Melo C.C.S.</i>	750
NEW SEDIMENTOLOGICAL AND PALEOMAGNETIC DATA ON THE PLEISTOCENE COROPINA FORMATION, SURINAME <i>Wong Th. E.; Kramer R. de; Boer P. L. de; Langereis C.</i>	754

WORKSHOP I - SOBRE CARAJÁS E PROVÍNCIAS ADJACENTES: EVOLUÇÃO CRUSTAL E METALOGÊNESE

GEOLOGIA E CARACTERÍSTICAS DAS MINERALIZAÇÕES CUPRÍFERAS DO DEPÓSITO ALVO 118, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, PARÁ, BRASIL <i>Albuquerque M.A.C.; Andrade P.J.M.B.; Maurity C.W.; Kwitko R.</i>	755
MAGMATISMO ALCALINO MESOPROTEROZÓICO NA PROVÍNCIA TOCANTINS – UMA EVIDÊNCIA DE QUEBRAMENTO DO SUPERCONTINENTE RODÍNIA? <i>Arcanjo S.H.S.; Abreu F.A.M.; Moura C.A.V.</i>	759
GEOLOGIA E GEOCRONOLOGIA DO STOCK GRANÍTICO GELADINHO, REGIÃO DE PARAUAPEBAS, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS <i>Barbosa J.P.O.; Barros C.E.M.; Macambira M.J.B.; Vale A.G.</i>	763
IDADE DE ZIRCÃO DO COMPLEXO GRANÍTICO ESTRELA: RELAÇÕES ENTRE MAGMATISMO, DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO NA PROVÍNCIA METALOGENÉTICA DE CARAJÁS <i>Barros C.E.M.; Macambira M.J.B.; Barbey P.</i>	767
GEOQUÍMICA DAS ROCHAS SEDIMENTARES DA FORMAÇÃO ÁGUAS CLARAS, CARAJÁS, PA <i>Cardoso S.L.; Althoff F.J.; Lindenmayer Z.G.</i>	771
GEOLOGIA, GEOCRONOLOGIA E PETROGÊNESE DO ALBITA-GRANITO MADEIRA, PROVÍNCIA ESTANÍFERA DE PITINGA, ESTADO DO AMAZONAS <i>Costi H.T.; Dall’Agnol R.</i>	775
PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DOS GRANITÓIDES DOS DEPÓSITOS GAMELEIRA E POJUCA, SERRA DOS CARAJÁS, PA <i>Ely F. M.; Althoff F.J.; Lindenmayer Z.G.</i>	779
GEOLOGIA DAS MINERALIZAÇÕES DE OURO DA ÁREA DO PRÍNCIPE – TO <i>Grazziotin H.F.; Kotschoubey B.</i>	783
METALOGÊNESE DO OURO E METAIS DE BASE ASSOCIADAS COM O VULCANO-PLUTONISMO DA PORÇÃO W DA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS <i>Juliani C.</i>	787
GÊNESE E EVOLUÇÃO DA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL NO GRANITO BATALHA, PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS (PA) <i>Juliani C.; Silva R.H.C.; Monteiro L.V.S.; Bettencourt J.S.; Nunes C.M.D.</i>	791
SÍNTESE GEOLÓGICA E GEOCRONOLÓGICA DO CRÁTON SÃO LUÍS E DO CINTURÃO GURUPI: IMPLICAÇÕES PARA A LITOESTRATIGRAFIA E MODELOS GEOTECTÔNICOS <i>Klein E.L.; Moura C.A.V.</i>	795
GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA DAS ASSOCIAÇÕES VULCÂNICAS E PLUTÔNICAS DA REGIÃO DE VILA RIOZINHO, PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS <i>Lamarão C.N.; Dall’Agnol R., Lafon J.M.</i>	799
ARCABOUÇO ESTRUTURAL, GEOCRONOLOGIA E PETROGÊNESE DOS GRANITÓIDES ARQUEANOS DE XINGUARA-PA: IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO TERRENO GRANITO-GREESNTONE DE RIO MARIA, SE DO ESTADO DO PARÁ <i>Leite A.A.S.; Althoff F.J.; Dall’Agnol R.; Macambira M.J.B.; Ramo O.T.; Vale A.G.</i>	803
HIDROTHERMALITOS: NOVA DENOMINAÇÃO PARA AS FORMAÇÕES FERRÍFERAS DO GRUPO SALO-BO-POJUCA, SERRA DOS CARAJÁS, PARÁ <i>Lindenmayer Z.G.; Pimentel M.M.; Althoff F.J.; Teixeira J.B.G.</i>	807
GÊNESE E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO DEPÓSITO DE CU-AU DE GAMELEIRA, SERRA DOS CARAJÁS, PARÁ <i>Lindenmayer Z.G.; Pimentel M.M.; Ronchi L.H.; Laux J.H.; Althoff F.J.; Araújo J.C.; Fleck A.</i>	811

FRACIONAMENTO MAGMÁTICO DOS CORPOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS DA SUÍTE INTRUSIVA CA-TETÉ – SUL DO PARÁ: IMPLICAÇÕES GEOTECTÔNICAS E METALOGENÉTICAS <i>Macambira E.M.B.; Ferreira Fo C.F.</i>	814
NOVOS DADOS GEOLÓGICOS E GEOCRONOLÓGICOS PARA A REGIÃO AO NORTE DA PROVÍNCIA DE CARAJÁS; EVIDÊNCIAS PARA O ESTABELECIMENTO DO LIMITE ARQUEANO-PALEOPROTEROZÓICO NO SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO <i>Macambira M.J.B.; Barros C.E.M.; Silva D.C.C.; Santos M.C.C.</i>	818
IDADES DE CRISTAIS DETRÍTICOS DE ZIRCÃO DA SERRA DOS CARAJÁS, PARÁ; EVIDÊNCIAS SOBRE A FORMAÇÃO DA CROSTA <i>Macambira M.J.B.; Barros C.E.M.; Silva D.C.C.; Santos M.C.C.</i>	822
GEOTECTONICS AND MINERALIZATION IN THE OPHIOLITE ASSEMBLAGES OF THE ARAGUAIA MARGINAL BASIN, PARÁ AND TOCANTINS STATES, CENTRAL BRAZIL <i>Osborne G.A.</i>	826
GEOLOGIA E MINERALIZAÇÃO DA ÁREA DE CHAPADA-TO <i>Queiroz J.P.C.; Kotschoubey B.; Lafon J.M.</i>	830
O DEPÓSITO DE SERRA VERDE – IMPLICAÇÕES ESTRUTURAIS NO CONTEXTO TECTÔNICO REGIONAL DA SERRA DOS CARAJÁS (PA) <i>Reis F.N.; Pinheiro R.V.L.; Villas R.N.N.</i>	834
ASSINATURA GRANÍTICA DAS INCLUSÕES FLUIDAS RELACIONADAS AO DEPÓSITO DE CU-AU DE GAMELEIRA, CARAJÁS, PA <i>Ronchi L.H. Lindenmayer Z.G.; Araújo J.C.; Baecker C.A.</i>	838
TIMING OF MAFIC MAGMATISM IN THE TAPAJÓS PROVINCE (BRAZIL) AND IMPLICATIONS FOR THE EVOLUTION OF THE AMAZON CRATON – EVIDENCE FROM BADDELEYITE AND ZIRCON U-PB SHRIMP GEOCHRONOLOGY <i>Santos J.O.S.; Hartmann L.A.; McNaughton N.J.; Fletcher I.R.</i>	842
INFORMAÇÕES PRELIMINARES SOBRE O QUADRO TECTONO-ESTRUTURAL DO DEPÓSITO DE CU-AU (U-ETR) ALEMÃO, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS (PA) <i>Santos M.G.S.; Pinheiro R.V.L.; Soares A.D.V.; Ronzê P.C.; Souza C.I.J.; Barreira C.F.</i>	846
PETROGRAFIA E GEOCRONOLOGIA U-PB EM ZIRCÃO DO GRANITO SERRA DO RABO, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, PARÁ <i>Sardinha A.S.; Barros C.E.M.; Krymski R.; Macambira M.J.B.</i>	850
DEPÓSITO DE CU-AU DE ÁGUAS CLARAS: RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS PB-PB E RB-SR, SERRA DOS CARAJÁS, PARÁ <i>Silva C.M.G.; Macambira M.J.B.; Villas R.N.N.</i>	854
DEPÓSITO CU (AU) CRISTALINO, SERRA DOS CARAJÁS, PA: IDADE DA MINERALIZAÇÃO COM BASE EM ANÁLISES PB-PB EM SULFETOS (DADOS PRELIMINARES) <i>Soares A.D.V.; Macambira M.J.B.; Santos M.G.S.; Vieira E.A.P.; Masotti F.S.; Souza C.I.J.; Padilha, J.L.; Magni M.C.V.</i>	858
EVIDÊNCIA DA EXISTÊNCIA DE CROSTA ARQUEANA DE 3.68 GA OBTIDA EM ZIRCÃO DE ROCHA GNÁSSICA TONALÍTICA DO COMPLEXO XINGU, NO SEGMENTO OESTE DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, REGIÃO DE SÃO FELIX DO XINGU, ESTADO DO PARÁ, BRASIL <i>Teixeira N.P.; Moura C.A.V.; Bettencourt J.S.</i>	862
IDADE DO DEPÓSITO IGARAPÉ BAHIA (PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, BRASIL) COM BASE NOS ISÓTOPOS DE PB <i>Toro M.A.G.; Macambira M.J.B.; Maurity C.W.; Meireles H.P.</i>	866
AS BRECHAS HIDROTERMAIS DO DEPÓSITO IGARAPÉ BAHIA, CARAJÁS: DADOS GEOQUÍMICOS E DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE CARBONO E ENXOFRE <i>Villas R.N.N.; Toro M.A.G.</i>	870

CARACTERIZAÇÃO DOS FLUIDOS MINERALIZANTES DO DEPÓSITO AURÍFERO DE MONTES ÁUREOS, NW DO MARANHÃO <i>Yamagutti H.S.; Villas R.N.N.</i>	874
WORKSHOP II - SOBRE EVOLUÇÃO GEODINÂMICA DO ESCUDO DAS GUIANAS	
PRINCIPAIS ASSOCIAÇÕES GRANÍTICAS DO OESTE DO ESTADO DE RORAIMA <i>Almeida M.E.; Ferreira A.L.; Pinheiro S.S.</i>	878
GEOCRONOLOGIA PB-PB EM ZIRCÃO E SM-ND EM ROCHA TOTAL DA PORÇÃO CENTRO-NORTE DO AMAPÁ. IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO GEODINÂMICA DO ESCUDO DAS GUIANAS <i>Avelar V.G.; Lafon J.M.; Delor C.</i>	882
GEOLOGIA DA ÁREA DO PROJETO PROMIN RENCA – SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS <i>Carvalho J.M.A.; Rosa Costa L.T.; Ricci P.S.F.; Vasquez M.L.; Klein E.L.; Vale A.G.; Macambira E.M.B.</i>	886
GRUPO SURUMU E SUÍTE INTRUSIVA SARACURA, RR – NOVAS IDADES PB-PB EM ZIRCÃO E INTERPRETAÇÃO TECTÔNICA <i>Costa J.A.V.; Costa J.B.S.; Macambira M.J.B.</i>	890
PROTEROZOIC REACTIVATION EPISODES IN THE AMAZON, BRAZIL <i>Costa J.B.S.; Hasui Y.; Araújo O.J.B.</i>	894
THE KÄYSER DOLERITE, AN ALKALINE DIKE SUITE FROM SURINAM <i>De Roever E.W.F.; Kroonenberg S.B.</i>	898
PALEOPROTEROZOIC FRAMEWORK OF THE GUIANA SHIELD II - CONTINENTAL SCALE BOUDINAGE AND ULTRA-HIGH TEMPERATURE GRANULITE BELT EXHUMATION AT 2.07-2.06 GA <i>Delor C.; Lafon J.M.; Lahondère D.; De Roever E.; Fraga M.L.; Rossi P.</i>	901
PALEOPROTEROZOIC FRAMEWORK OF THE GUIANA SHIELD I – EARLY TRANSAMAZONIAN CRUSTAL GROWTH AS REVEALED BY THE NEW 1 : 500 000 SCALE GEOLOGICAL MAP OF FRENCH GUIANA <i>Delor C.; Lahondère D.; Egal E.; Cocherie A.; Guerrot C.; Truffert C.; Lafon J.M.; Avelar V.G.; Théveniaut H.; Rossi P.; Marteau P.; Capdevila R.; Peucat J.J.</i>	905
GEOLOGIA DAS MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS DO NOROESTE DO ESTADO DO PARÁ, ESCUDO DAS GUIANAS <i>Klein E.L.</i>	909
GRANULITOS TARDI-TRANSAMAZÔNICOS (2,06 GA) NA REGIÃO NORTE DO ESTADO DO AMAPÁ: O CHARNOQUITO DE CALÇOENE <i>Lafon J.M.; Delor C.; Barbosa, O.S.</i>	913
O GRUPO CAUARANE (ESTADO RORAIMA): UMA BREVE REVISÃO LITOESTRATIGRÁFICA <i>Luzardo R.; Reis N.J.</i>	917
CORRELAÇÃO CRONO-LITOESTRATIGRÁFICA E METALOGENÉTICA ENTRE AS REGIÕES DA SERRA DOS CARAJÁS (ESCUDO BRASIL CENTRAL) E DAS SERRAS IPITINGA/NAVIO (ESCUDO DAS GUIANAS) <i>Macambira E.M.B.; Lafon J.M.</i>	920
O DEPÓSITO AURÍFERO AMAPARI, AMAPÁ: ROCHAS ENCAIXANTES, QUÍMICA MINERAL E METAMORFISMO <i>Melo L.V.; Villas R.N.N.; Soares J.W.; Faraco M.T.L.</i>	924
DIFERENTES TERRENOS, COM EMBASAMENTOS GEOCRONOLOGICAMENTE DISTINTOS, JUSTAPOSTOS POR MEGAESTRUTURAS REGIONAIS NA FRONTEIRA PARÁ/AMAPÁ <i>Ricci P.S.F.; Carvalho J.M.A.; Rosa Costa L.T.</i>	928
AS CONTRASTANTES ASSINATURAS TECTONO-MAGMÁTICAS DO CINTURÃO JARI E DO ORÓGENO CARECURU-PARU (SW DO AMAPÁ / NW DO PARÁ) <i>Ricci P.S.F.; Carvalho J.M.A.; Rosa Costa L.T.; Oliveira J.R.; Vasquez M.L.; Klein E.L.; Vale A.G.; Macambira E.M.B.; Maia R.G.N.</i>	932

DIFERENTES POSICIONAMENTOS TECTÔNICOS PARA OS CHARNOKITÓIDES INTRUSIVOS E OROGÊNICOS DA FRONTEIRA PARÁ / AMAPÁ: EVENTOS E SUBEVENTOS DISTINTOS? <i>Ricci P.S.F.; Rosa Costa L.T.; Carvalho J.M.A.; Vasquez M.L.; Vale A.G.; Rezende N.G.A.M.</i>	936
GEOCRONOLOGIA PRELIMINAR DO ARQUEANO E PALEOPROTEROZOÍCO DO NW DO PARÁ/SW DO AMAPÁ – ESCUDO DAS GUIANAS <i>Rosa Costa L.T.; Vasquez M.L.; Carvalho J.M.A.; Ricci P.S.F.; Lafon J.M.</i>	940
OLDEST CHARNOKITIC MAGMATISM IN THE AMAZON CRATON: ZIRCON U-PB SHRIMP GEOCHRONOLOGY OF THE JABURU CHARNOKITE, SOUTHERN RORAIMA, BRAZIL <i>Santos J.O.S.; Faria M.S.G.; Hartmann L.H.; McNaughton N.J.; Fletcher I.R.</i>	944
AGE AND REGIONAL STRATIGRAPHY OF THE RORAIMA SUPERGROUP AND RORAIMA-LIKE OUTLIERS IN NORTHERN SOUTH AMERICA BASED ON U-PB GEOCHRONOLOGY <i>Santos J.O.S.; Potter P.E.; Reis N.J.; Hartmann L.A.; McNaughton N.J.</i>	948
PETROGRAFIA E PETROLOGIA MAGNÉTICA DO GRANITO IGARAPÉ AZUL, SE DE RORAIMA <i>Sardinha A.S.; Dall’Agnol R.; Pinheiro S.S.; Figueiredo M.A.B.M.; Faria M.S.G.; Luzardo R.</i>	952
ARCHEAN CRUSTAL EVOLUTION OF THE IMATACA COMPLEX, AMAZONIAN CRATON: SM/ND, RB-SR AND U-PB (SHRIMP) EVIDENCES <i>Tassinari C.C.G.; Teixeira W.; Nutman A.P.; Szabó G.A.; Mondin M.; Sato K.</i>	956
PALAEOPROTEROZOIC EVOLUTION OF THE AMAZONIAN SHIELD BASED ON NEW PALEOMAGNETIC DATA FROM FRENCH GUIANA <i>Théveniaut H.; Lafon J.M.; Delor C.; Lahondère D.; Rossi P.</i>	960
MAGMATISMO TIPO A DE 1,75 GA NA PORÇÃO ORIENTAL DO ESCUDO DAS GUIANAS - ESTADOS DO AMAPÁ E PARÁ, BRASIL <i>Vasquez M.L. ; Lafon J.M.</i>	961
 WORKSHOP III SOBRE PETRÓLEO E GÁS NATURAL NA AMAZÔNIA	
QUANTIFICAÇÃO 3D DA EVOLUÇÃO TERMAL DA BACIA DO SOLIMÕES E SUAS IMPLICAÇÕES PETROLÍFERAS <i>Bender A.A.; Eiras J.F.; Wanderley Fº J.R.; Barbosa Fº C.M.</i>	965
CICLOESTRATIGRAFIA APLICADA AO EO/MESODEVONIANO DA BACIA DO AMAZONAS <i>Cunha P.R.C.</i>	969
CONTROLE ORBITAL NA SEDIMENTAÇÃO CÍCLICA PLEISTOCÊNICA NA BACIA DA FOZ DO AMAZONAS <i>Figueiredo J.J.P.; Teixeira A.B.R.</i>	973
A TECNOLOGIA G-T-L: UMA OPÇÃO PARA O APROVEITAMENTO DAS RESERVAS DE GÁS NATURAL DA AMAZÔNIA <i>Silva M.V.M.</i>	977

Influência do Conteúdo de Água Sobre os Valores de Condutividade Térmica

Rutenio Luiz Castro de Araujo *; Ierecê Barbosa **; João da Silva Carvalho *

* Universidade do Amazonas / Departamento de Geociências

** Universidade do Estado do Amazonas / Escola Normal Superior

Resumo - Durante um ciclo de período de um ano foi realizado um estudo sobre a condutividade térmica. As amostras foram coletadas, mensalmente, a 1,0m de profundidade, em dois locais distintos, um fundamentalmente arenoso e outro argiloso. Houve mudanças significativas no conteúdo de água nas amostras analisadas, que são atribuídas às variações sazonais da precipitação pluviométrica local. Os valores de condutividade térmica atinentes às amostras arenosas variaram de 1,71 a 2,38 W/m.°C, com valor médio de $2,18 \pm 0,19$ W/m.°C. Nas amostras argilosas a condutividade térmica variou de 0,98 a 1,29 W/m.°C, com valor médio de $1,18 \pm 0,09$ W/m.°C. A faixa de variação dos resultados obtidos mostra que os valores de condutividade térmica dos materiais existentes na zona de aeração estão sujeitos a mudanças elevadas causadas por fontes variáveis. Registrou-se que a condutividade térmica pode variar em mais de 30%, dependendo do conteúdo de água nas amostras. Cuidados devem ser tomados ao utilizar-se valores deste parâmetro físico para estimativas em geotermia rasa.

Abstract - The conductivity study was monitored in the period of un year. In order to do that, the measurements were performed on samples collected monthy at each site, at 1.0m depth. The sellected sites are representative of sandy and clayish. The moisture content of the collected samples changed significantly, that may be attributed to the seasonal variation of the local pluviometric precipitation. The thermal conductivities of the sandy samples varied from 1.71 to 2.38 W/m.°C, with an average value of 2.18 ± 0.19 W/m.°C. On the other samples, the values ranged from 0.98 to 1.29 W/m.°C, with an average value of 1.18 ± 0.09 W/m.°C. The variability observed from the above results indicates that the thermal conductivity values of materials existing in the aeretion zone were significantly altered by physical variables. The thermal conductivity changes may exceed 30% between its extreme values, measured on field samples at natural conditions. The precautions should be taken when uses thermal conductivity values, for estimates in shallow geothermics.

Introdução - O presente trabalho tem por objetivo realizar um estudo a fim de definir as possíveis variações do parâmetro físico condutividade térmica, variações estas oriundas das mudanças no conteúdo natural de água existente nos materiais situados a profundidades em que pode ser significativa a influência de fatores intempéricos. Tal estudo foi desenvolvido durante um ciclo climático de um ano, na cidade de Manaus (AM).

Metodologia - As medidas de condutividade térmica foram realizadas utilizando-se o aparato tipo agulha (Araujo, 1999; Von Herzen & Maxwell, 1959).

Durante a execução deste trabalho foram realizadas medidas de condutividade térmica em vinte e quatro amostras. Doze amostras foram retiradas de um local preponderantemente arenoso e doze outras de um local fundamentalmente argiloso. Nas amostras arenosas, o conteúdo de areia foi de 91%, enquanto que nas amostras argilosas o conteúdo de argila foi de 88%. As amostras foram coletadas à profundidade de 1,0 m, via trado manual.

Imediatamente após a realização das medidas de condutividade térmica, as amostras foram pesadas em uma balança de precisão de 0,01g e, a seguir, inseridas em uma estufa a temperatura de 130°C, por um período de três dias. Posteriormente, as amostras foram novamente pesadas obtendo-se, assim, das diferenças de massa, o conteúdo de água anteriormente existente nas mesmas. A escolha do valor da temperatura de 130°C deve-se a que a esta temperatura é removida, da amostra, a água livre e a água fisicamente ligada; porém, não há remoção das águas quimicamente ligadas, ou sejam, água de cristalização e água de constituição, cuja remoção, se ocorresse, provocaria alteração de minerais.

Resultados e Discussão - Os resultados obtidos de condutividade térmica são mostrados na fig.1. Nesta figura podemos notar, nitidamente, a constante superioridade dos valores de condutividade térmica das amostras arenosas, em relação às amostras argilosas. Fato importante a observar é que os valores de condutividade térmica variaram mensuravelmente durante o período de execução deste estudo. Para as amostras arenosas, a variação de condutividade térmica foi de 1,71 a 2,38 W/m.°C, com o valor médio de $2,18 \pm 0,19$ W/m.°C. Em relação as amostras argilosas, esse parâmetro físico variou de 0,98 a 1,29 W/m.°C, com valor médio de $1,18 \pm 0,09$ W/m.°C.

As mudanças nos valores de condutividade térmica apresentaram uma excelente relação direta com o conteúdo de água existente nessas amostras. Esta relação direta observada é explicada pelo fato de que a condutividade térmica da água é de cerca de vinte e duas vezes superior à condutividade térmica do ar (Holman, 1983). Assim sendo, embora o valor da condutividade térmica da água seja inferior aos valores deste parâmetro físico referentes às amostras analisadas, no entanto, o valor da condutividade térmica da amostra aumenta quando o ar existente em seus interstícios é substituído pela água, aumentando, consideravelmente, a eficiência no transporte de calor ao longo do material analisado. Tanto nas amostras arenosas como nas argilosas, o sinal do incremento do conteúdo de água coincidiu com o sinal de variação da condutividade térmica em 90,9% dos casos estudados. Essas relações são mostradas nas figs. 2 e 3. Tanto nas amostras arenosas como nas argilosas, o maior valor de condutividade térmica foi determinado no mês em que se observou o maior conteúdo de água existente nas amostras analisadas. De maneira idêntica, o menor valor de condutividade térmica foi registrado no mês em que se determinou o menor conteúdo de água existente. As figs. 2

e 3 mostram, também, a excelente relação direta entre os valores de precipitação pluviométrica e o conteúdo de água existente nas amostras analisadas. Isto caracteriza, nitidamente, que as mudanças do índice de precipitação pluviométrica são claramente responsáveis por flutuações no conteúdo de água existente nos materiais localizados na zona de aeração. Portanto, a precipitação pluviométrica local constitui uma das fontes externas que provoca variações mensuráveis nos valores de condutividade térmica dos materiais situados na zona de aeração. Esta influência é mais preponderante, obviamente, nos locais de maior permeabilidade. Isto é ratificado pelo fato da relação direta entre os valores de precipitação pluviométrica e conteúdo de água existente nas amostras arenosas ter sido de 90,9%, enquanto que para as amostras argilosas esta relação foi de 72,7%. Conseqüentemente, podemos considerar que quanto maior for a porcentagem de areia existente em determinado local, maior será a faixa de variação dos valores de condutividade térmica referentes aos materiais localizados na zona de aeração. Esta consideração é facilmente ratificada ao analisarmos os dados contidos nas figs. 2 e 3, onde observamos que durante o período de estudo, os valores de condutividade térmica relativos às amostras arenosas variaram de 39,2%, enquanto que para as amostras argilosas esta variação foi de 31,6%.

Pelo acima exposto podemos concluir que na zona de aeração os valores de condutividade térmica dos materiais ali existentes sofrem mudanças mensuráveis durante um ciclo de período de um ano. Estas mudanças podem ser geradas por variáveis externas, sendo de fundamental importância a precipitação pluviométrica local, a qual contribui, de maneira eficiente, para o conteúdo de água existente no material amostrado. Assim, quanto maior for o grau de permeabilidade do material ali existente, maiores serão as mudanças de condutividade térmica.

Devido ao fato de haver variações significativas nos valores de condutividade térmica em profundidades onde realizam-se estudos de Geotermia Rasa, consideramos que, cuidados devem ser tomados com o uso dos valores desse parâmetro físico disponíveis na literatura; pois nem sempre as amostras utilizadas estão saturadas e, ainda, tais amostras podem ser provenientes de um local com características ambientais diferentes. A fim de se obter um valor confiável do fluxo geotermal, há necessidade de serem realizadas medidas de condutividade térmica com o material local.

Conclusões - Os valores de condutividade térmica de materiais fundamentalmente arenosos ou argilosos, localizados na zona de aeração, apresentam mudanças significativas. No material arenoso, os valores de condutividade térmica variaram de 1,71 a 2,38 W/m.°C, com valor médio de $2,18 \pm 0,19$ W/m.°C; registrou-se, portanto, uma variação de 39,2%. Para o material argiloso, a variação de condutividade térmica foi de 0,98 a 1,29 W/m.°C, com valor médio de $1,18 \pm 0,09$ W/m.°C; conseqüentemente, registrou-se uma variação de 31,6%.

Há uma relação direta dos valores de condutividade térmica e o conteúdo de água existente no material localizado na zona de aeração. Tanto para as amostras arenosas como para as argilosas, a relação verificada foi de 90,9%. O conteúdo de água está intimamente relacionado com a

precipitação pluviométrica local. A relação direta entre os valores de precipitação pluviométrica e conteúdo de água nas amostras analisadas foi de 90,9% para as amostras arenosas e de 72,7% para as amostras argilosas. Portanto, os valores de condutividade térmica do material situado na zona de aeração é mensuravelmente influenciado pelas mudanças do índice de precipitação pluviométrica local. Tal influência é mais acentuada quanto maior for o grau de permeabilidade da zona em estudo.

Nos trabalhos de Geotermia Rasa, os valores de condutividade térmica utilizados devem ser obtidos de medidas sobre amostras locais. Não é aconselhável o uso de valores publicados na literatura sem uma análise criteriosa, devido os mesmos sofrerem influências de variáveis externas.

Referências Bibliográficas

ARAUJO, R.L.C. 1999 Contribuição da Geotermia Rasa aos Estudos Ambientais. Ed. Universidade do Amazonas. Manaus-AM.86p.
 HOLMAN, J.P. 1983 Transferência de Calor. Mc Graw-Hill. São Paulo-SP. 639p.
 VON HERZEN, R. & MAXWELL, A.E. 1959 The measurement of thermal conductivity of deep-sea sediments by a probe method. J. Geophys. Res., 64:1557-1563.

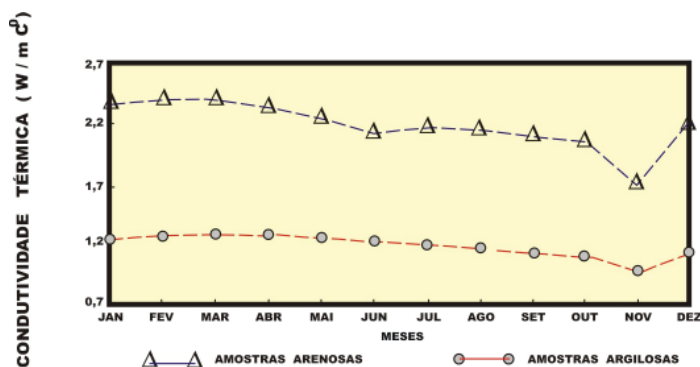


Figura 1 – Valores de condutividade térmica das amostras arenosas e argilosas.

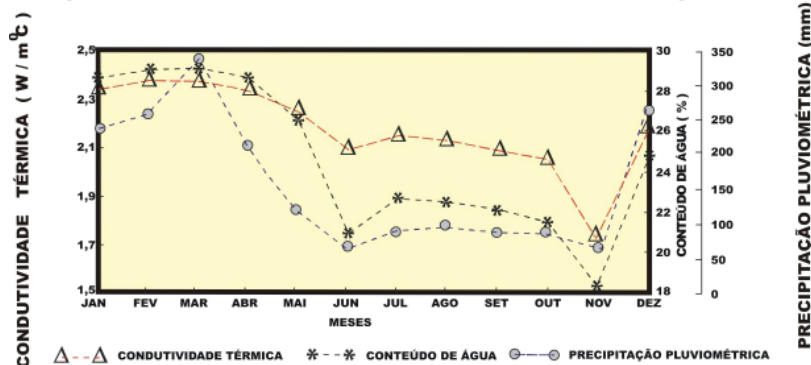


Figura 2 – Variação mensal dos valores de condutividade térmica e conteúdo de água, das amostras arenosas e da precipitação pluviométrica local.

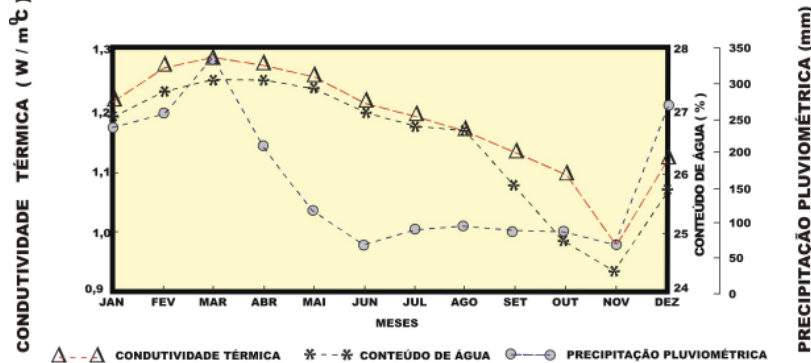


Figura 3 – Variação mensal dos valores de condutividade térmica e conteúdo de água, das amostras argilosas e da precipitação pluviométrica local.

Uso de Métodos de Inferência Espacial para a Determinação de Áreas Favoráveis à Ocorrência de Cu e Zn no Pojuca, Província Mineral de Carajás, Estado do Pará

Waldiza Brandão & João Almiro Soares

INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
Cx. Postal 515 – 12.227-010 – São José dos Campos – SP – Brasil
(waldiza, jalmiro)@ltid.inpe.br

Resumo Nas Geociências, o uso de Sistemas de Informação Geográfica (SIG) tem se tornado cada vez mais comum, principalmente no que diz respeito à geração de modelos prospectivos de pesquisa mineral de cunho econômico. Neste contexto, este trabalho se propôs utilizar alguns dos principais métodos de inferência espacial para a determinação de áreas favoráveis à ocorrência de Cu e Zn na área do Pojuca, Província Mineral de Carajás, Estado do Pará. Os métodos escolhidos foram: *Booleano*, *Fuzzy Gama* e *AHP (Processo Analítico Hierárquico)*, onde o *AHP* foi o que apresentou melhor resultado, pois, além de considerar uma certa tolerância para a ocorrência, restringiu melhor as áreas investigadas em função da relação com os lineamentos estruturais. Os demais métodos apresentaram resultados coerentes, mostrando que as técnicas de integração disponíveis em SIG podem ser ferramentas de grande auxílio nos trabalhos de investigação de áreas de potencial mineral.

Introdução Dentre uma variedade de aplicações de um Sistema de Informação Geográfica (SIG), o mapeamento de áreas com potencial mineral tem se destacado, principalmente em estudos que utilizam dados espaciais de naturezas variadas. Os SIG's vêm, nos últimos tempos, contribuindo significativamente para a melhoria do processo de seleção, evolução e combinação de evidências para depósito mineral através de técnicas computacionais desenvolvidas para o processamento, análise e manipulação de planos de informações (*layers*) individuais, que auxiliam na tomada de decisões para a definição de regiões geológicas de interesse econômico (Bonham-Carter, 1994).

Um dos fatores que tem contribuído para esta tendência é, em grande parte, o grau de complexidade fisiográfica das áreas de investigação, principalmente na Amazônia, implicando em sérias dificuldades de acesso e elevando os custos financeiros dos trabalhos de campo. Em contrapartida, as técnicas de SIG, além de otimizarem o modelamento da pesquisa, podem reduzir consideravelmente os custos financeiros.

Neste contexto, este trabalho se propôs determinar áreas favoráveis à ocorrência de mineralizações de Cu e Zn, utilizando técnicas de integração de dados disponíveis em um SIG, a partir do processamento e integração de dados geológicos e geoquímicos de solo.

Localização e Geologia da Área de Estudo A área escolhida para este estudo trata-se do depósito de Cu e Zn do Pojuca, situado na Província Mineral de Carajás, parte oriental da Região Amazônica, sudoeste do Estado do Pará, e é denominada de Alvo 2 – Corpo 4 pela Rio Doce Geologia e Mineração S.A. (DOCEGEO). Além da importância econômica, esta área foi escolhida devido à disponibilidade de dados geológicos (DOCEGEO, 1984) e geoquímicos de solo (Moura, 1985).

Geologicamente, os depósitos de Cu e Zn do Pojuca ocorrem em um pacote metavulcanossedimentar denominado Grupo Igarapé Pojuca (DOCEGEO, 1984), limitado a norte por rochas do Complexo Xingu e a sul por metassedimentos psamo-pelíticos de baixo grau metamórfico. A DOCEGEO define no Grupo Igarapé Pojuca a Formação Corpo Quatro, unidade composta por sedimentos clasto-químicos, com espessura média de 100m, onde a área do depósito está encaixada em rochas vulcânicas básico-intermediárias e compreende dois grupos litológicos principais, rochas com fragmentos e rochas bandadas.

Materiais e Métodos Os seguintes dados foram utilizados no trabalho: 1) mapa geológico elaborado pela DOCEGEO (1984), na escala 1:5.000 e; 2) Dados geoquímicos de solos para os elementos Cu e Zn, teores em ppm. Os dados geoquímicos foram obtidos através do levantamento realizado por Moura (1985) que executou trabalhos de amostragem para 171 elementos amostrais de solo em uma área de aproximadamente 2 km² no Alvo 2 - Corpo 4. Os elementos amostrais do solo foram analisados para 10 elementos químicos dos quais adotou-se apenas 2 para este trabalho, Cu e Zn, considerando que a mineralização mais acentuada no local é destes elementos.

A metodologia adotada para este trabalho foi a sugerida por Bonham-Carter (1994) para mapeamento de potencial mineral e consiste em três etapas: 1) Construção da base de dados espaciais; 2) Processamento dos dados e; 3) Aplicação dos modelos de integração. Na primeira etapa, todos os dados utilizados no trabalho foram organizados em uma base de dados dentro de um SIG, no caso específico deste trabalho foi usado o *software* **Spring 3.4**, desenvolvido pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Na segunda etapa, os dados foram manipulados no SIG para a extração de informações espaciais relevantes para o objetivo do trabalho, no caso deste, são as evidências para a ocorrência de depósitos de Cu e Zn, que inclui litologias favoráveis, ocorrência de teores elevados dos elementos investigados e proximidade às estruturas geológicas. Dentre os processamentos realizados nesta

fase estão: ponderação, geração de mapas de distância e interpolação dos dados amostrais por métodos geoestatísticos de krigagem. Finalmente, na terceira etapa, as evidências encontradas foram combinadas através dos métodos de inferência espacial *Booleano*, *Fuzzy Gama* e *AHP (Processo Analítico Hierárquico)*.

Resultados e Discussões De um modo geral, os resultados mostraram coerência uma vez que a classe de maior relevância à ocorrência de mineralização, em todos os casos, foi associada exatamente à litologia tida como àquela que hospeda a mineralização. Contudo, no método *Booleano*, observa-se que várias ocorrências de valores significativos não foram consideradas por este método, sendo, desta forma, excluídas áreas também com potencial relevante, como as unidades de rochas metavulcânicas. Já no método *Fuzzy Gama*, as áreas de maior “favorabilidade” englobam não somente a litologia de maior peso (Metassedimentos Clasto-Químicos), mas também as rochas Metavulcanossedimentares, também de potencial relevante, diferentemente do observado nos resultados obtidos com o método *Booleano*. De forma mais satisfatória, os resultados obtidos com o método *AHP* revelaram, além da relação da “favorabilidade” à ocorrência mineral com a litologia, observada nos métodos anteriores, uma forte relação com os lineamentos estruturais, o que contribuiu muito para uma melhor delimitação das áreas de interesse. A Figura 1 mostra os resultados obtidos com a aplicação deste último método para cada um dos casos de ocorrência de mineralização considerados, ou seja, “favorabilidade” à ocorrência de Cu, “favorabilidade” à ocorrência de Zn e “favorabilidade” à ocorrência de Cu e Zn juntos.

Conclusão Os resultados alcançados com a aplicação das metodologias de inferência espacial neste estudo demonstraram a eficiência de tais técnicas para o propósito deste trabalho, podendo serem de grande relevância na elaboração de mapas indicadores de áreas com potencial mineral, onde o método *AHP (Processo Analítico Hierárquico)* foi o que apresentou melhor resultado, pois, além de considerar uma certa tolerância para a ocorrência, delimitou melhor as áreas investigadas em função da relação com lineamentos estruturais.

Referências Bibliográficas

- Bonham-Carter, G.F. – 1994 – *Geographic information systems for geoscientists: modelling with SIG*. Kidlington, Elsevier Science. 398p.
- Docego (Rio Doce Geologia e Mineração S.A.) – 1984 – *Relatório final da pesquisa do projeto cobre Carajás Pojuca*. Rio Doce Geologia e Mineração S.A., Belém, Pará.
- Moura, C.A.V. – 1985 – Aplicação de tratamento estatístico multivariante em dados geoquímicos de solo no mapeamento geológico na Província de Carajás (Alvo 2 – Corpo 4). *Revista Brasileira de Geociências*, v.3, n.15, p.241-248. Sep. 1985.

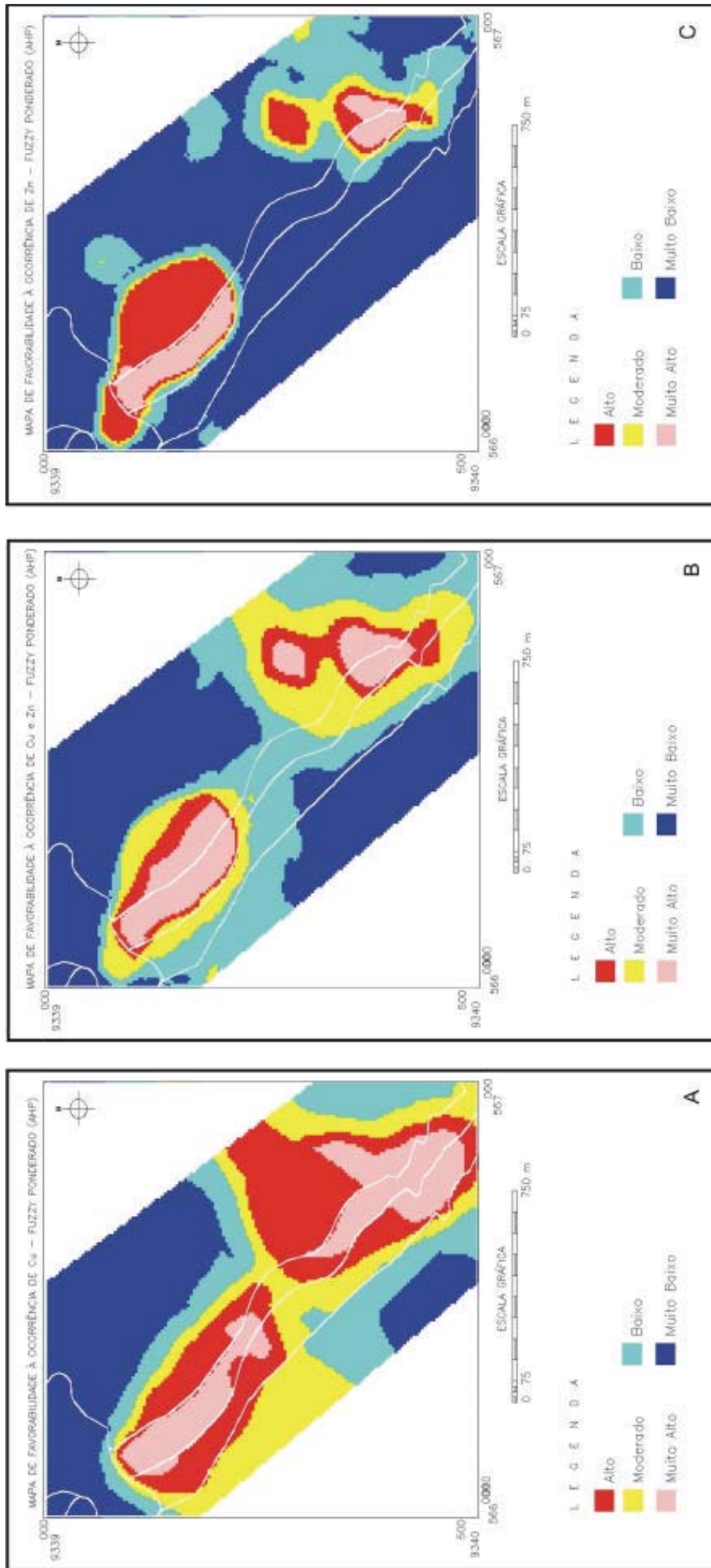


Figura 1 - Mapas de favorabilidade à ocorrência de Cu (A), Zn (B) e Cu/Zn (C) determinados a partir do método de inferência espacial AHP (*Processo Analítico Hierárquico*).

Interpretação preliminar de sondagens elétricas verticais desenvolvidas na região de Manaus.

João da Silva Carvalho; Priscila Silveira da Silva Carvalho; Rutenio Luiz Castro de Araujo

Departamento de Geociências – ICE/UA

jscarvalho@fua.br

Introdução

Objetivando a caracterização física e estratigráfica dos sedimentos cenozóicos superficiais ocorrentes na região de Manaus, foi desenvolvido um levantamento geoeletrico, na forma de sondagens elétricas verticais, utilizando o arranjo Schlumberger, com abertura AB de até 500m. As localizações dessas sondagens obedeceram a critérios principalmente geográficos e topográficos, sendo suas dimensões limitadas por obras urbanas. Os sedimentos em questão pertencem à Formação Alter do Chão (Caputo *et al.*, 1972), que se encontra localmente constituída por arenitos, siltitos e argilitos avermelhados, inconsolidados, de idade considerada do Neocretácio a Terciário (Daemon & Contreiras, 1972; Daemon, 1975), depositados em ambiente continental (fluvial e lacustre).

Levantamentos geoeletricos

O levantamento geoeletrico constou do desenvolvimento de quinze sondagens elétricas verticais, por meio da configuração Schlumberger, de acordo com metodologia tradicional (Parasnis, 1976; Dobrin & Savit, 1988; Telford *et al.*, 1990), utilizando para tal de um resistivímetro SYSCAL R2, cuja tensão de saída pode alcançar até 800V. Esse equipamento permite, através de programação apropriada, a determinação direta da resistividade elétrica, assim como de outros parâmetros, tais como o potencial natural (SP) e cargabilidade.

As áreas investigadas compreenderam diversos locais na região urbana de Manaus, sendo apresentadas nesse trabalho os resultados das sondagens efetuadas locais: Igarapé do Mindu/SEDEMA (SEV1); Cachoeira Grande do Tarumã (SEV2); Ponta Negra/Hotel Tropical (SEV3); igarapé do Quarenta/STUDIO 5 (SEV4); estrada do Aleixo (SEV5) e Avenida Grande Circular (SEV6).

Apresentação e discussão dos resultados

Os resultados desse levantamento estão sendo apresentados na forma de um gráfico (Figura 1), mostrando a distribuição dos valores de resistividade elétrica ($\Omega.m$) em relação a abertura

eletródica AB/2 (m), onde se pode observar comportamentos distintos, relacionados com a distribuição seqüencial das diversas camadas em subsuperfície.

As sondagens 2, 4 e 6 (Figura 1) apresentam comportamentos semelhantes e assemelhadas a um sistema de três camadas, onde a camada superior tem resistividade intermediária (um máximo de $640\Omega.m$ na SV2) e a camada inferior (mais profunda) apresenta resistividade mais elevada (alcançando valores da ordem de $1050\Omega.m$ na SEV 2). A SEV6 (Av. Grande Circular) apresenta os menores valores de resistividade, alcançando o máximo de $330\Omega.m$. A sondagem 3 (SEV3), realizada na região da Ponta Negra, com abertura eletródica de até 250m de AB/2, apresenta as menores variações de magnitude (máximo de $242,5\Omega.m$). A sondagem 5 (SEV5), realizada na estrada do Aleixo, apresenta comportamento de um sistema de duas camadas, sendo a primeira (superior) de resistividade mais baixa (menor que $400\Omega.m$), passando para uma camada mais resistiva (até cerca de $1500\Omega.m$).

A sondagem 1 (área do Igarapé Mindu/SEDEMA) apresenta comportamento diferenciado das demais, com resistividade superior mais elevada (da ordem de $3.000\Omega.m$), passando a uma camada intermediária, com resistividade da ordem de $1.900\Omega.m$, e diminuindo sistematicamente com a profundidade, chegando a valores menores de $200\Omega.m$ (com AB/2 de 150m).

Interpretação de resultados e conclusões

Os resultados das sondagens efetuadas, nas diversas áreas investigadas, permitiram identificar variações relacionadas com a distribuição horizontal e vertical dos tipos litológicos. Os maiores valores de resistividade superficiais foram observados na SEV1, na área do igarapé do Mindu/SEDEMA, zona central da cidade de Manaus, onde ocorrem arenitos a pequena profundidade (cerca de 2m), enquanto que os menores valores foram verificados nas SEV's 3 (Ponta Negra, porção noroeste da cidade) e 5 (Estrada do Aleixo, zona leste da cidade), onde predominam sedimentos argilo-arenosos em superfície. Na área da Ponta Negra, margem esquerda do rio Negro, são observados a ocorrência de arenitos friáveis, a profundidades da ordem de 10m, sendo que, no local investigado (cerca de 300m da margem) esses materiais encontram-se a maiores profundidades (cerca de 20 metros).

O comportamento mais díspar entre essas sondagens verificou-se na região do igarapé do Mindu, onde se observam os maiores valores de resistividade (superiores a $3000\Omega.m$) na porção superficial, significando a presença de material compactado, seco (terreno utilizado como estacionamento de veículos), alcançando a seguir a camada de arenito, a profundidade de cerca de 3m, e com espessura da ordem de 20m. Na seqüência passa para uma camada menos resistiva, representando sedimentos argilosos.

De um modo geral se conclui que, sobre essa região, a distribuição estratigráfica dos materiais ocorrentes, em subsuperfície, está representada por uma sequência intercalada entre materiais arenosos (ora friáveis ora mais compactados) a argilosos, cuja ordem nem sempre é constante. Verifica-se que a distribuição desses materiais não obedecem a uma ordem sistemática, para os diversos locais investigados, sendo esse comportamento relacionado com os aspectos deposicionais, alterações intempéricas, ação antrópica, efeitos tectônicos, e ainda devidos aos aspectos morfológicos e topográficos da região.

Referências bibliográficas

- CAPUTO, M. V.; RODRIGUES, R. & VASCONCELOS, D. N. N. - 1972 - Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas - histórico e atualização. Anais 26º Congr. Bras. Geol., SBG, Belém (PA), V. 3, p.36-46
- DAEMON, R. F. – 1975 – Contribuição à datação da Formação Alter do Chão, bacia do Amazonas. Rev. Bras. Geoc., SBG, Rio de Janeiro (RJ), 5 (2) : 78 – 84.
- DAEMON, R. F. & CONTREIRAS, C. J. A. - 1971 - Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas. PETROBRÁS, Rel. Interno, Belém (PA), In: Eiraas et al. - 1994 - Bacia do Solimões. Bol. Geoc., PETROBRAS, Rio de Janeiro (RJ), 8(1):17-45.
- DOBRIN, M. B. & SAVIT, C. H. - 1988 - Geophysical Prospecting, fourth Edition, McGraw-Hill, new York, 867p.
- PARASNIS, D. S. – 1976 – Geofísica Minera. Paraninfo, Madri, 367 p.
- TELFORD, W. M.; GELDART, L. P. & SHERIFF, R. E. - 1990 - Applied Geophysics, Second Edition, Cambridge University, Cambridge, 770p.

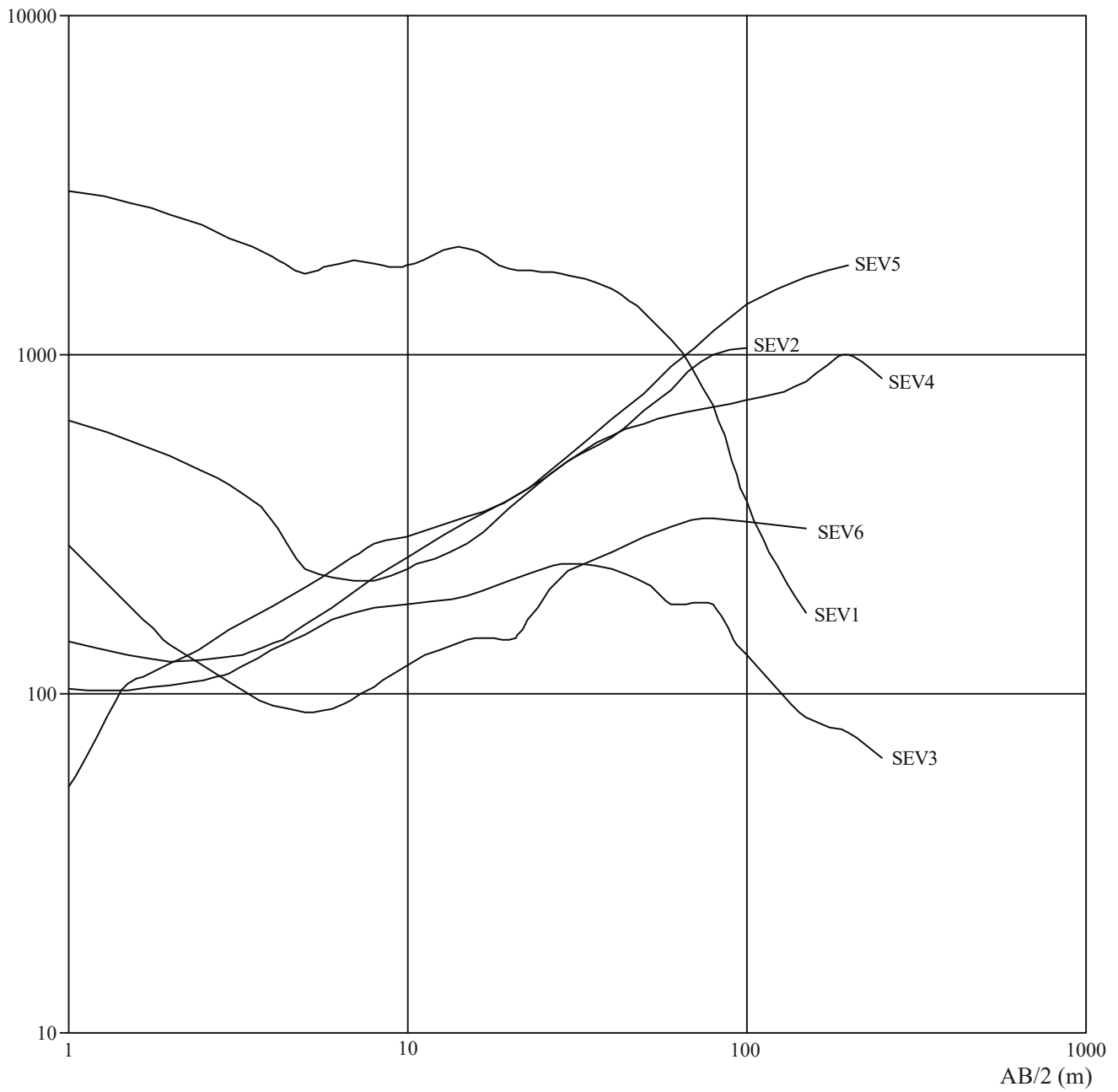


Figura 1 – Curvas de resistividade elétrica concernentes às SEV's 1 a 6, realizadas na cidade de Manaus (AM)

Utilização do Produto Integrado Digital SAR & Contagem Total (CT) no apoio ao Mapeamento Geológico na Área do Complexo Granítico Estrela (PA).

Edson Ricardo Soares Pereira da Cunha
Athos Ribeiro dos Santos
Waldir Renato Paradella
Paulo Veneziani
Rosely Kimie Teruiya

INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – Divisão de Sensoriamento Remoto
São José dos Campos - SP - Brasil
e-mail: {edson, athos, wladir, veneziani, rosely}@ltid.inpe.br

1 – Introdução

A gamaespectrometria é uma ferramenta bastante útil na discriminação das variações litológicas que ocorrem na superfície terrestre. O canal de contagem total, segundo Vasconcellos et al. (1994), por incluir no seu espectro as radiações correspondentes ao urânio, tório e potássio, apresenta valores maiores de intensidade radioativa e conseqüentemente maior precisão estatística, devendo por isso ser preferencialmente utilizado na separação das unidades radiométricas porque fornece uma correlação melhor com as unidades litológicas que os canais individuais.

Já a utilização das imagens do radar de abertura sintética (SAR) tem indicado valiosas informações geológicas na Província Mineral dos Carajás (Paradella et al. 1997) principalmente em estudos direcionados a evolução tectônica da província. Com a disponibilidade no formato digital dos dados SAR, surgiram também às técnicas de integração de dados que geram produtos multifonte (Harris et al. 1994), abrindo-se um vasto campo de combinações entre os dados de radar e outros conjuntos de informações (sensores ópticos, dados geofísicos, geoquímicos, etc.).

Com o objetivo de evoluir e aprofundar os conhecimentos na área do Complexo Granítico Estrela (Barros, 1997) e de sua área de entorno, foi gerado e analisado um produto integrado digital, a partir de dados SAR e Aerogamaespectrométrico (canal de contagem total).

2 – Geologia da Área

A região alvo de estudo esta localizada na Província Mineral dos Carajás, situada na parte sudeste do Cráton Amazânico. No contexto evolutivo desta província, ocorreu um importante evento magmático que gerou, no final do Arqueano, o Complexo Granítico Estrela (CGE), sendo este caracterizado por um plúton elíptico de forma alongada, com eixo maior na direção E-W, onde afloram rochas monzograníticas, granodioritos, tonalitos e sienogranitos (Barros, 1997). Além do

CGE com suas diferentes fácies, no entorno deste corpo granítico, segundo Pinheiro (1997), afloram nas bordas NNE, S e SW principalmente rochas pertencentes a seqüências de anfibolitos e formações ferríferas do Grupo Igarapé Pojuca e nas bordas N e NW ocorrem basicamente gnaisses tonalíticos pertencentes ao Complexo Xingu (Figura 1).

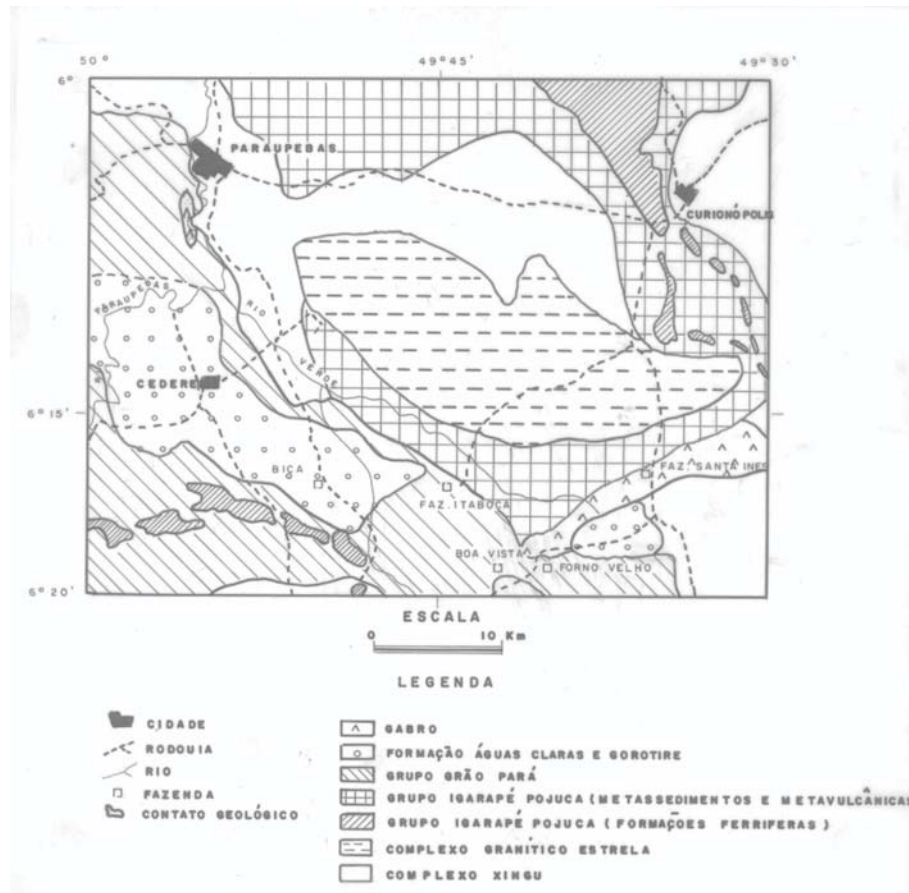


Figura 1 – Mapa Geológico do Complexo Granítico Estrela e área de entorno.

FONTE: modificado de Pinheiro (1997).

3 – Materiais e Métodos

A imagem SAR utilizada foi obtida pelo radar aerotransportado do experimento SAREX'92, modo amplo (*wide*) banda C, polarização HH, com azimute de visada = 282°, ângulo de incidência de 45° a 85° e resolução espacial de 9.8 m (azimute) x 18.7 m (range). O dado geofísico usado foi o canal de contagem total do levantamento aerogamaespectrométrico realizado pelo Projeto Geofísico Brasil-Canadá (PGBC), com espaçamento entre as linhas de vôo de 2 km, na direção norte-sul e arquivos digitais no formato ASCII XYZ.

As etapas de pré-processamento (correções radiométricas e geométricas) e processamento (realce e integração dos dados) foram feitas, segundo a metodologia proposta por Paradella et al. (1997). A

técnica de fusão digital utilizada esta baseada no uso da transformação IHS (*Intensity, Hue e Saturation*) (Harris et al., 1994) onde, no espaço IHS torna-se possível gerar produtos integrados.

4 - Resultados

Na fusão digital do radar com os dados de aerogamaespectrometria, as variações do matiz representam as características geofísicas do terreno (anomalias radiométricas), enquanto que o radar contribui fornecendo informações da morfologia do terreno (macro-topografia e rugosidade superficial).

Assim a partir das altas respostas gamaespectrométricas (magenta/vermelho) pode-se delimitar com bastante clareza os Complexo Granítico Estrela (letra A, fig. 2) que também apresenta uma morfologia característica, com pequenos morros de declividade suave. Ainda dentro dos domínios deste complexo merece destaque algumas áreas com os mais altos valores radiométricos (letra A1, fig. 2) (vermelho), cujo significado ainda deve ser estudado em maior detalhe, mas que pode esta associado a zonas de alteração hidrotermal.

Pode-se também associar as áreas de textura mais lisa e resposta gamaespectrométrica mais baixa (matiz verde) as rochas metabásicas (letra B, fig. 2) pertencentes ao Grupo Igarapé Pojuca. Já onde ocorrem os valores mais baixos de toda a região (matiz azul) o relevo é caracterizado por serras com cristas elevadas, relacionadas as formações ferríferas (letra D, fig. 2) do Grupo Igarapé Pojuca. Com relação a este tipo litológico cabe destacar que o dado SAR, permite delimitar bem as cristas de formação ferrífera que ocorrem na área, mesmo onde, os dados radiométricos não apresentam valores tão baixos, provavelmente devido a sua baixa resolução. As rochas pertencentes ao Complexo Xingu que afloram na área foram correlacionadas aos matizes amarelo-esverdeados e a uma textura mais rugosa (letra C, fig. 2).

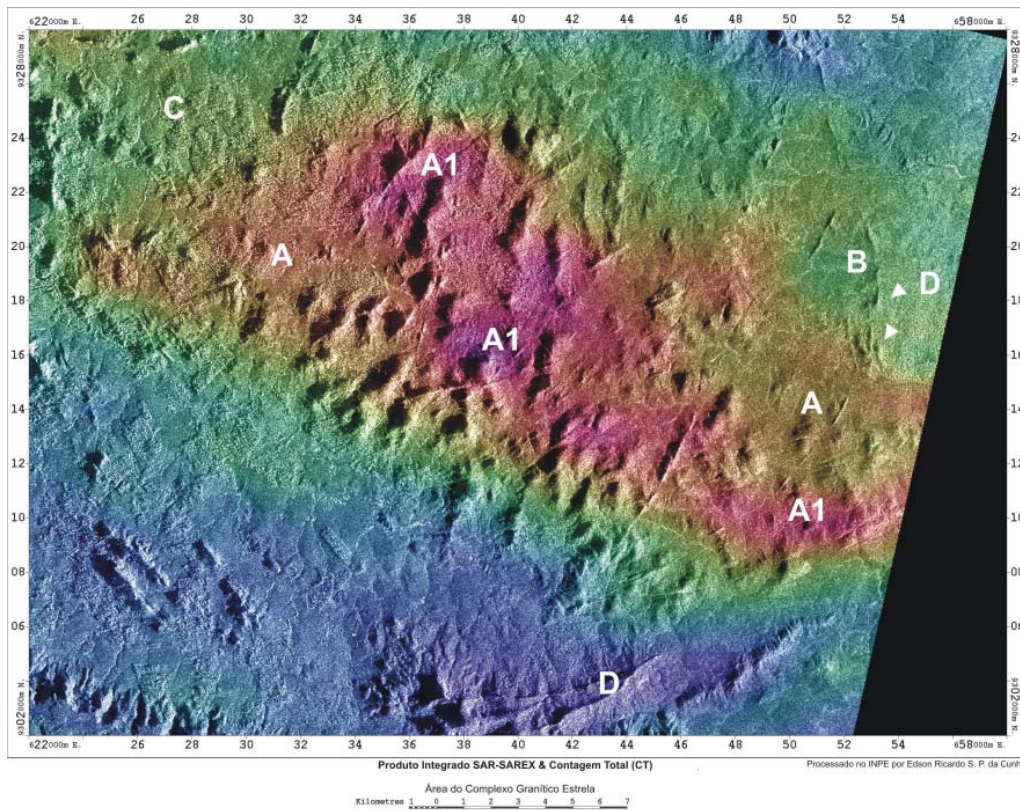


Figura 2 – Produto Digital Integrado SAR SAREX – Contagem Total (CT)

Referências Bibliográficas

- Barros, C. E. M. **Pétrologie et structure du Complexe Granitique Estrela (2,5 Ga) et de son encaissant métavolcano-sédimentaire (Province Métallifère de Carajás, Brésil)**. Nancy, 316 p. Tese (Doutorado) – Université Henri Poincaré-Nancy 1, 1997.
- Harris, J.; Bowie, C.; Rencz, A. N.; Graham, D. Computer-enhancement technique for the integration of remotely sensed, geophysical and thematic data for the geosciences. **Canadian Journal of Remote Sensing**, v.20, n.3, p.210-221, Sept. 1994.
- Paradella, W.R.; Bignelli, P. A. ; Veneziani, P; Piestch, R.W.; Toutin, T. Airborne and spaceborne sythetic aperture radar (SAR) integration with Landsat TM and gamma ray spectrometry for geological mapping in a tropical rain forest environment, the Carajás Mineral Province, Brazil. **International Journal of Remote Sensing**, v.18, n.7, p.1483-1501, 1997.
- Pinheiro, R.V.L. **Reactivation history of the Carajás and Cinzento strike-slip systems, Amazon, Brazil**. 408p. Ph.D. Thesis – University of Durham, Durham, 1997.
- Vasconcellos, R. M.; Metelo, M. J.; Motta, A. C.; Gomes, R. D. **Geofísica em levantamentos geológicos no Brasil**. CPRM, Rio de Janeiro, 1994.

Modelagem Sísmica por Diferenças Finitas em Meios Bidimensionais com Difratores

Lindemberg L.Fernandes*
João Carlos R. Cruz*

* Centro de Geociências – Curso de Pós-Graduação em Geofísica

Introdução

Este trabalho tem por objetivo a modelagem sísmica em meios com fortes descontinuidades de propriedades físicas, com ênfase na existência de difrações e múltiplas reflexões.

Segundo vários autores na literatura geológica a bacia do Amazonas é constituída por rochas sedimentares depositadas desde o Ordoviciano até o recente, atingindo espessuras da ordem de 5 km. Corpos de diabásio, estão presentes entre os sedimentos paleozóicos, dispostos na forma de soleiras, alcançando espessuras de centenas de metros, perfazendo um volume total de 90.000 quilômetros cúbicos. A ocorrência de tais estruturas é responsável pela existência de reflexões múltiplas durante a propagação da onda sísmica, impossibilitando uma melhor interpretação dos horizontes refletoras que se encontram abaixo das soleiras.

Para representar situações geológicas desse tipo foi usado um modelo acústico de velocidades e programa de diferenças finitas com aproximação de quarta ordem no espaço e no tempo da equação da onda.

Como resultado dos experimentos numéricos realizados em meio de geologia complexa, foi observada a influência significativa das múltiplas devido à camada de alta velocidade, fazendo com que haja maior perda de energia e dificultando a interpretação dos alvos. Por esta razão, recomendamos a integração de dados de superfície com os dados de poço, com o objetivo de se obter uma melhor imagem dos alvos abaixo das soleiras de diabásio.

Motivação Geológica

As primeiras investigações geológicas sistemáticas na Bacia do Amazonas foram desenvolvidas por Derby (1877), Evans (1906), Paiva (1929) e Moura (1938), que descreveram e caracterizaram várias unidades litológicas através de mapeamento básico, em particular ao longo dos principais rios da região. A base para a primeira coluna estratigráfica que se conhece foi fornecida por Oliveira & Leonardos (1943), e Petri (1952).

A existência de um grande volume de rochas de composição basáltica, intercaladas na forma de soleiras nas unidades litológicas de origem sedimentar, que constituem as bacias paleozóicas amazônicas, faz com que a propagação das ondas sísmicas apresentem um padrão bastante

complexo, como a existência do espalhamento por difração das ondas sísmicas nas áreas de mergulhos acentuados, próxima às zonas de falhas com planos verticais ou geradas por movimentação de sal, dificultando o trabalho da interpretação sísmica na definição de alvos localizados abaixo das soleiras.

Portanto, faz-se necessário um adequado tratamento dos dados sísmicos tendo como objetivo uma melhor definição da imagem sísmica nestas regiões.

Geometria dos Modelos e Parâmetros do Levantamento

Os modelos referidos estão representando uma falha geológica (modelo A - Figura 1) e um domo salino (modelo B – Figura 2).

A Figura 1, sendo composto por um sistema de falhas normais e mergulhos acentuados, sobre um semi-espaco infinito, com a seguinte configuração: primeira camada com velocidade de 2500 m/s, segunda camada com velocidade de 3000 m/s e por último, camada com velocidade de 4000 m/s.

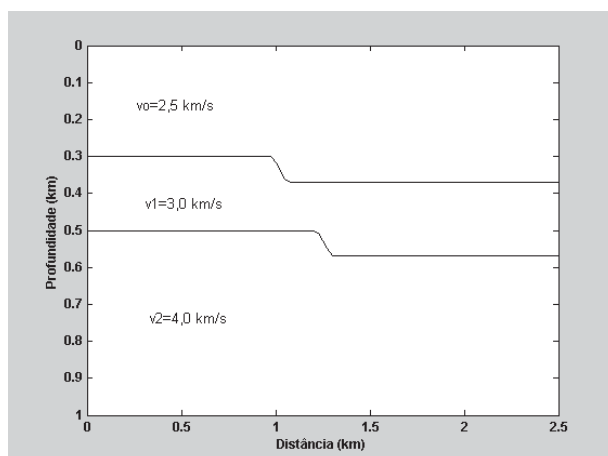


Figura 1 – Modelo geológico com falha.

O modelo B está representado na Figura 2, sendo composto por três camadas estruturalmente com falhas, inspirado em estrutura geológica típica de bacias sedimentares, onde houve uma intrusão de diabásio e que posteriormente por condições naturais se teve à elevação de um domo salino, sobre um semi-espaco infinito, com a seguinte configuração: primeira camada argilosa com velocidade de 2500 m/s, a segunda camada de diabásio com velocidade de 6400 m/s, terceira camada calcário com velocidade de 3000 m/s e o domo salino com velocidade de 4500 m/s.

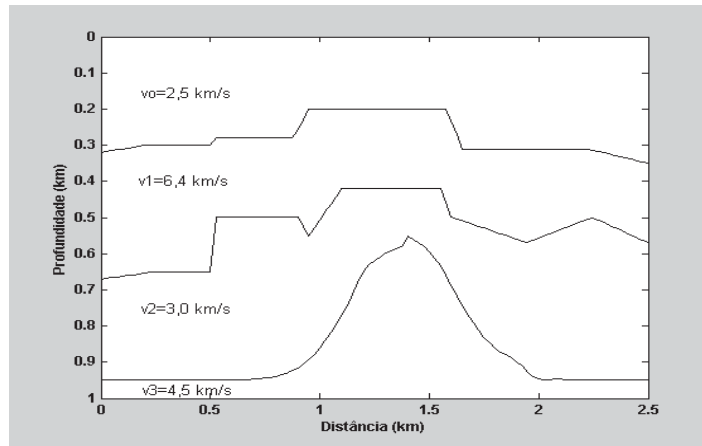


Figura 2 – Modelo geológico, tipo domo subjacente a uma estrutura de três camadas, sendo uma delas alta velocidade.

Cálculo de Sismogramas

O modelo B com muitas falhas aparecem às difrações e reflexões como resposta no sismograma sintético (Figura 3) e nos instantâneos de tempo “snapshot”, (Figura 4).

Observa-se que a camada de alta velocidade faz com que a frente de onda ao passar por esta perca grande parte de sua energia. A onda ao atingir o domo de sal já está com pouca energia, o que torna seu retorno fraco e insuficiente para dar informações sobre refletores abaixo do derrame basáltico, o que prejudica na análise final do resultado.

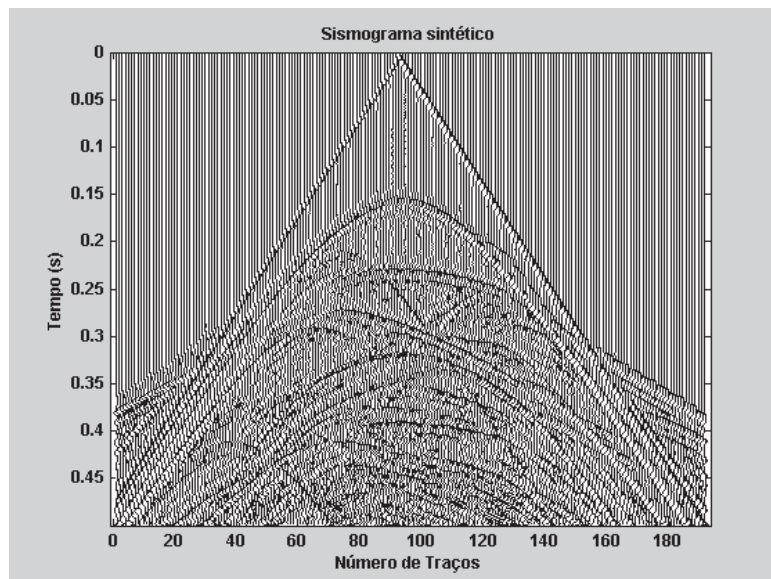


Figura 3 – Seção sísmica correspondente à estrutura dômica com falha, utilizando a configuração common-shot.

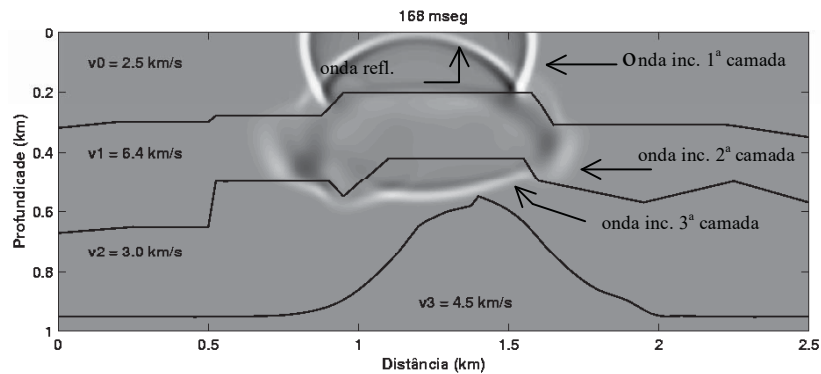


Figura 4 – Reflexões e difrações a partir de um campo de onda incidente.

Conclusão

As falhas geológicas causam forte distorção na forma da onda, implicando na análise final do resultado, situação comumente encontrada na região Amazônica.

Portanto, este trabalho aponta a necessidade de novos métodos de processamento sísmico capazes de produzir imagens, mesmo na presença de difrações, e em situações de camadas de alta velocidade que funcionam como um escudo, para que se tenha uma melhor clareza na análise final do resultado.

Bibliografia

- DERBY, O.A. 1877. Contribuições para a geologia da região do baixo Amazonas. **Arch.Mus.Nac.** 2:77-104.
- EVANS, J.W. 1906. The rocks of the River Madeira and adjoining portions of the Beni and Mamoré.
- MOURA, P. 1938. **Reconhecimento geológico no vale do rio Tapajós**. Rio de Janeiro, Serv. Geol. Min. (Bol. 67)
- OLIVEIRA, A.I. & LEONARDOS, O.H. 1943. **Geologia do Brasil**. 2º ed. Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura, Serviço de Informação Agrícola. 813p. (Série didática).
- PAIVA, G. 1929. **Vale do Rio Negro**. Rio de Janeiro, Serv. Geol. Min. Brasil. Bol. 40
- PETRI, S. 1952. **Fusulinidade do Carbonífero do Rio Tapajós Estado do Pará**. São Paulo. Soc.Bras.Geol.p.30-45.(Bol., 1)

Estudo tectono-estrutural através da interpretação de imagens TM-Landsat 5 e sua associação com mineralizações auríferas, em Alta Floresta – MT

Vanessa Madrucci⁽¹⁾, Paulo Veneziani⁽²⁾, Waldir Renato Paradella⁽³⁾

⁽¹⁾ Universidade de São Paulo: madrucchi@usp.br

⁽²⁾ Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais: paulo@ltd.inpe.br

⁽³⁾ Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais: waldir@ltd.inpe.br

1. Introdução

A Província Aurífera de Alta Floresta é uma região com elevado potencial mineral, porém possui poucos estudos geológicos e mapeamentos. Existe a necessidade de se compreender a evolução tectônica e estrutural da área, devido às ocorrências de mineralizações auríferas primárias. As técnicas de sensoriamento remoto auxiliam muito o estudo geológico e tectono-estrutural destas regiões de difícil acesso e pouco conhecidas, devido a sua visão sinóptica, otimizando tempo e custos. Este trabalho tem como objetivo mostrar a eficiência e a importância da fotointerpretação de imagens TM-Landsat (isofreqüência de zonas de juntas e morfoestruturas) para o estudo tectono-estrutural e compreensão do controle estrutural das mineralizações auríferas na área.

2. Área de Estudo

A área localiza-se na província aurífera de Alta Floresta, na região norte do Mato Grosso. Está inserida na porção sul-sudeste do cráton Amazônico, onde ocorrem rochas de idades arqueanas até mesoproterozóicas e aluviões recentes (Figura 1).

Os terrenos mais antigos (embasamento Arqueano) são representados pelos gnaisses, migmatitos e anfibolitos pertencentes ao Complexo Xingu (Silva *et al.*, 1974). Recobrimo discordantemente o embasamento, encontra-se a seqüência metavulcanossedimentar do Cabeça (Barros *et al.*, 1999), de idade Arqueana (rochas metavulcânicas ácidas a intermediárias essencialmente). A Suíte Intrusiva Paruari (Santos, 1982 *apud* Macambira *et al.*, 1990), de idade Paleoproterozóica, é representada na área pela fácies granodiorítica, com subordinação de tonalitos e dioritos. O início do período Mesoproterozóico foi caracterizado por um importante magmatismo vulcano-plutônico, representado por um extenso vulcanismo continental: Grupo Iriri constituído por riolitos, dacitos, riodacitos, andesitos, tufos e brechas, e associado a granitóides intrusivos: Granito Teles Pires representado por sienogranitos e álcali-feldspatos granitos (Silva *et al.*, 1980). Ainda no Mesoproterozóico, ocorreu a deposição de sedimentos que sofreram um metamorfismo de baixo grau, representados na área pela Formação Dardanelos (Silva *et al.*, 1980).

A área de estudo apresenta uma evolução progressiva submetida a vários regimes de cisalhamento, com expressivo evento termo-tectônico e intensa mobilização magmática em escala regional. O

último evento compressivo que afetou de modo generalizado a região foi responsável pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento transcorrentes sinistras (N60-70W), de natureza dúctil a dúctil-rúptil, não coaxiais e demais estruturas associadas (Valente, 1998). O depósito aurífero primário mais comum nesta província (filão de quartzo aurífero) ocupa zonas transtensivas (fraturas) geradas durante a evolução das zonas de cisalhamento. A Figura 1 apresenta o mapa geológico da área, elaborado por (Madrucci, 2000).

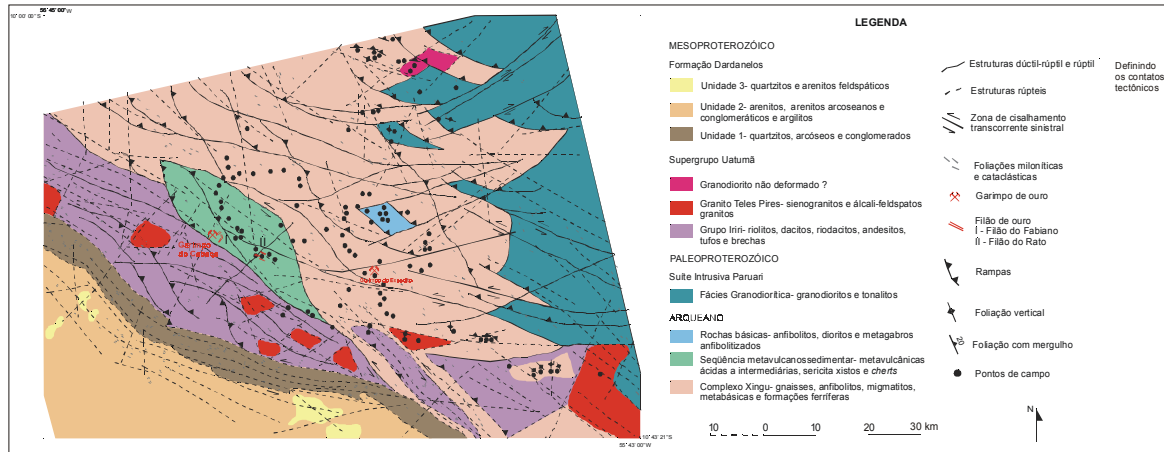


Fig. 1 – Mapa geológico da área (Fonte: Madrucci, 2000).

3. Materiais e Métodos

Foram utilizados os seguintes materiais: imagem TM-Landsat 5 -227/067 (bandas 1 a 7), de 1984, resolução espacial de 30 metros; mapa da rede de drenagem (escala 1:250.000); e dados de campo. Foram delineadas as feições lineares retilíneas de drenagem, representante de fraturas, e após a contagem destas feições e a interpolação desses valores foi gerado o mapa de isofrequência. O mapa morfoestrutural foi elaborado a partir do mapa de drenagem e do mapa de lineamentos estruturais. Através da análise das simetrias - assimetrias da rede de drenagem, da tropia e dos limites dos blocos determinados pelas antigas linhas de fraqueza crustal foram delineadas curvas não cotadas que representam as flexuras (altos e baixos estruturais). Os mapas foram digitalizados e posteriormente gerados os MNTs, atribuindo-se cores aos mapas, facilitando a interpretação. A geração de produtos integrados TM-Mapa morfoestrutural e TM- Mapa de isofrequência de zonas de juntas foi realizado através do método *Intensity- Hue- Saturation* (IHS). Detalhes sobre as etapas de fotointerpretação e integração digital das imagens podem ser encontrados em Madrucci (2000).

4. Resultados e Discussões

Foram identificadas oito classes de densidade de fraturas (Figura 2). Os eixos de máxima distribuição de fraturas representam as direções principais de controle dos sistemas de fraturas dominantes. As áreas de alta frequência apresentam-se alongadas, com eixos máximos nas direções N-S, E-W, N40W, N60W, N20E e N80E que correspondem às orientações das fraturas X, R, P, Y, R' e T do modelo teórico empírico que se adapta para a área de estudo (Ramsay e Huber, 1987).

Este mapa está associado às reativações destas antigas zonas de fraqueza crustal (reativadas por esforços distensivos no final do Neoproterozóico), e indica os controles dos filões mineralizados em ouro.

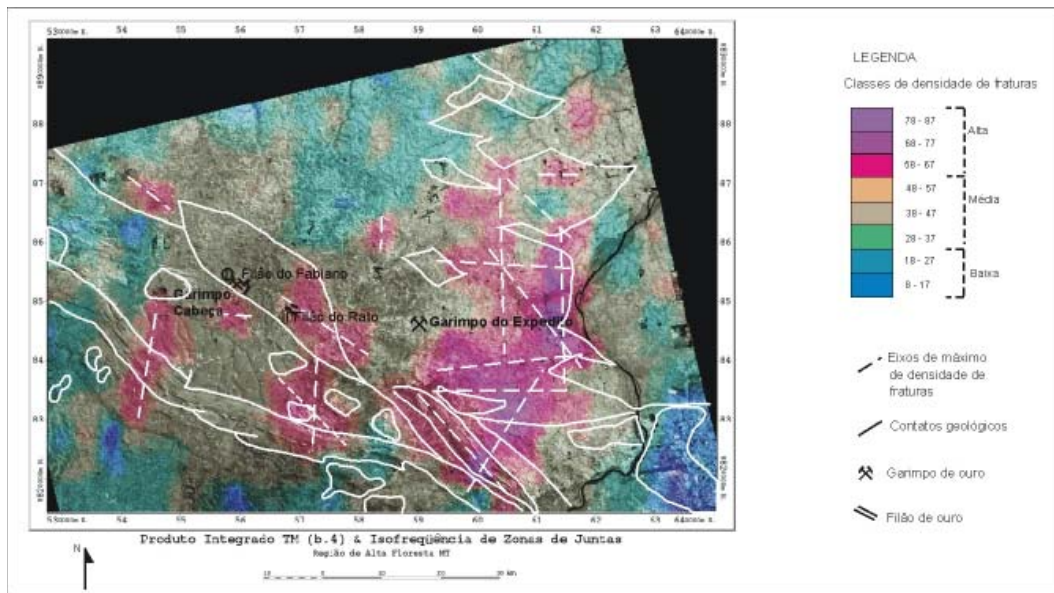


Fig. 2 – Produto integrado TM-mapa de isofrequência de zonas de juntas.

A Figura 3 apresenta o produto integrado TM e mapa morfoestrutural. O movimento por gravidade de blocos envolveu todo o pacote litoestrutural pré-existente soerguendo-os na região onde afloram as rochas da Formação Dardanelos e do Supergrupo Uatumã e rebaixando-os na região onde afloram as rochas do Complexo Xingu (embasamento). A importância deste mapa, com relação as mineralizações auríferas, reside na identificação dos altos e baixos estruturais, que indicarão as regiões mais e menos erodidas. As regiões representadas por altos terão menor possibilidade de conservar os filões auríferos, pois estes certamente já foram erodidos junto com as rochas encaixantes.

As remobilizações de ouro primário (cuja fonte poderia vir de zonas profundas da crosta ou através da migração dos terrenos tonalíticos) foram ocasionadas pela reativação das zonas de cisalhamento em porções transtensivas. Provavelmente as altas temperaturas ocasionadas pelas intrusões graníticas foram responsáveis pela remobilização de fluidos e as zonas de fraqueza comportaram-se como condutos, favorecendo a ascensão dos fluidos mineralizantes para níveis crustais mais elevados, através dos sistemas de fraturas do modelo teórico empírico adotado para a área, cujas direções correspondem a: E-W a N75W (R), N60-70 W (Y), N30W a N50W (P), N-S a N15W (X), N20E a N35E (R') e N70E a N80E (T) (observadas também nos eixos de máxima distribuição de zonas de juntas).

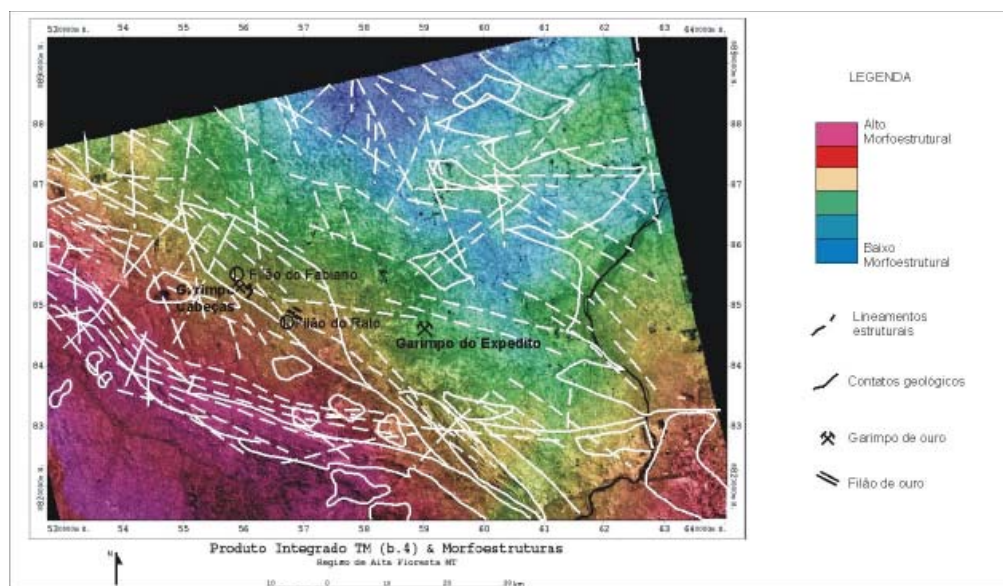


Fig. 3 – Produto integrado TM-mapa morfoestrutural.

5. Conclusões

A interpretação das imagens TM-Landsat para o estudo tectônico-estrutural da região se mostrou bastante eficaz. Os mapas de isofrequência de zonas de juntas e morfoestrutural auxiliaram na interpretação da tectônica rúptil da área, pois estes estão relacionados com as fases distensivas que ocorreram a partir do final do Neoproterozóico, reativando as antigas zonas de fraqueza crustal.

A presença de filões auríferos (Rato e Fabiano) nas rochas metavulcanossedimentares, nas regiões intermediárias entre altos e baixos morfoestruturais, nas regiões relativamente mais fraturadas com direções N35E, N65W e N5W (referentes às fraturas do tipo R', Y e X), coincidem com as direções dos eixos de máxima densidade de zonas de juntas e do modelo teórico empírico adotado.

6. Referências Bibliográficas

- Barros, A. J. P.; Laet, S. M.; Resende, W. M. 1999. *Províncias auríferas do norte do estado do Mato Grosso*. Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, 124-127 p.
- Macambira, M. J. B; Lafon, J. M.; Dall'Agnol, R.; Costi, H.; Jorge João, X. S. 1990. Geocronologia da granitogênese da Província Amazônia Central Brasileira: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**:258-266.
- Madrucci, V. 2000. *Avaliação dos produtos integrados TM-Landsat, RADARSAT e gamaespectrométricos, na caracterização tectônica e mapeamento geológico de área mineralizada em ouro na região de Alta Floresta – MT*. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Dissertação de Mestrado, 187p.
- Ramsay, J. G. & Huber, M. I. 1987. *The techniques of modern structural geology, 2: folds and fractures*. London, Academic, 700 p.
- Silva G. G.; Leal, J. W. L.; Montalvão, R. M. G.; Bezerra, P. E. L.; Pimenta, O. N. S.; Tassinari, C. G. G.; Fernandes, C. A. C. 1980. Folha SC. 21 Juruena. Geologia. In: *Projeto Radambrasil*. Rio de Janeiro: DNPM, p. 21-116. (Levantamento de Recursos Naturais, v. 20).
- Silva G. H. *et al.* 1974. Esboço geológico de parte da Folha SC. 21 Juruena. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28., Porto Alegre, 1974. *Anais*. Porto Alegre: SBG, v.4, p. 309-320.
- Valente, C. R. 1998. *Aspectos geológicos e tectônicos da Província Mineral Alta Floresta- PROMIN: um estudo a partir da utilização de sensoriamento remoto*. Rio de Janeiro, CPRM, 32 p.

Estruturação de Dados Geológicos e Metalogenéticos Auríferos em Ambiente SIG, Folhas SB.21-Y-B (Jacareacanga) e SB.21-V-D (Vila Mamãe Anã), Província Aurífera do Tapajós, Limite dos Estados do Amazonas e Pará

¹Marcos Antonio Soares Monteiro e ¹Marcelo Esteves Almeida

¹ CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de Manaus (AM) e Fundação Universidade do Amazonas (marcos_monteiro@cprm-ma.gov.br)

Introdução - O uso dos Sistemas de Informações Geográficas (SIG) vem se consolidando cada vez mais como ferramenta fundamental para os profissionais envolvidos com pesquisa mineral, facilitando a manipulação de uma ampla gama de dados, definindo critérios prospectivos adequados que culminem conseqüentemente na descoberta de ocorrências economicamente viáveis (Almeida Filho, 1995; Bonham-Carter, 1994; Rostirolla, 1997). No entanto a necessidade desses dados estarem devidamente armazenados e consistidos é de grande importância para a eficácia de um trabalho de prospecção mineral em SIG. O presente trabalho apresenta como foco principal à organização de um banco de dados geológico e metalogenético para SIG. Tais dados foram obtidos a partir do acervo de informações geológicas (dados de campo, petrográficos, químicos, geocronológicos, etc.) e metalogenéticas (rocha hospedeira, tipo de hidrotermalismo, mineralogia metálica, tipologia da mineralização, etc.) oriundos do Projeto PROMIN/Tapajós, executado pelo Serviço Geológico do Brasil (Almeida *et al.*, 2000 e Ferreira *et al.*, 2000). Os mapas estão na projeção UTM (Universal Transverse Mercator; Datum SAD-69), correspondendo as folhas SB.21-V-D (Vila Mamãe Anã) e SB.21-Y-B (Jacareacanga), na escala 1:250.000, localizadas no limite sul dos Estados do Amazonas e do Pará. O SIG utilizado foi o ArcView 3.2a da ESRI.

Metodologia - A primeira etapa do trabalho consistiu na definição das informações necessárias para a construção do banco de dados. Assim sendo foram selecionados os seguintes planos de informação: a) Mapas geológicos (polígonos representando as unidades geológicas); b) Mapa de estruturas tectônicas (linhas representando as estruturas); c) Mapa planimétrico com rede de drenagem e localização das cidades, vilas e pistas de garimpo; d) Mapa de estações geológicas e de ocorrências minerais de ouro, informações estas coletadas nos trabalhos de campo organizadas na forma de tabelas.

Os *mapas temáticos* (geologia, estruturas, hidrografia, etc.) foram digitalizados no formato dxf (vetorial), para posteriormente serem importados pelo programa de SIG. As *tabelas de atributos* das ocorrências minerais foram confeccionadas no formato (*.dbf), os *textos* anexados as unidades

geológicas foram digitados no formato texto (txt) e as *fotografias* anexadas às estações geológicas e aos pontos de ocorrências minerais foram digitalizadas e arquivadas em formato tif.

A segunda etapa a ser efetuada neste trabalho foi à criação de um “banco de dados” contendo os *Mapas Temáticos, Tabelas de Dados, Fotografias e Textos* que são utilizados para as atividades de organização, visualização, consulta, combinação e análise dos dados espaciais. Para maior facilidade de manuseio dos dados, optou-se por separar cada tipo de informação em um diretório específico, tendo cada item ligado ao SIG por meio de tabelas contendo o campo LINK onde está especificado um caminho para cada informação particular.

A terceira etapa do trabalho consistiu na importação dos mapas temáticos de geologia, estruturas e hidrografia para o SIG. Para o mapa de hidrografia, originariamente formado por linhas, a importação e a conversão para o formato padrão do SIG foram suficientes. Ao criar um mapa temático ou importar um mapa já pronto, o SIG cria uma tabela de atributos para esse mesmo mapa contendo as características de cada objeto (ponto, linha ou polígono), que sua vez podem ser modificadas com o acréscimo, remoção ou edição de campos ou itens.

Para o mapa de estruturas foram necessárias a importação e a conversão para o formato shapefile (shp). Com o mapa temático concluído, foram criadas as legendas para cada tipo de estrutura utilizando-se o campo LAYER da tabela de atributos, adotando-se os padrões do mapa original, relacionando cada layer a um determinado tipo de estrutura geológica. A seguir, usando ferramentas de pesquisa e reclassificação, foram separados os mapas de diques máficos (linhas) e de convenções cartográficas, onde neste último foi adicionado o campo CONV_CARTO com as convenções cartográficas utilizadas.

Já para os mapas de geológicos, formados por polígonos, além da importação e da conversão para o formato padrão (shp), foi necessário também o fechamento das linhas (poli-linhas) em polígonos, através de *script* adequado, e a retirada dos polígonos excedentes e duplicados. Após essa etapa, fez-se a edição das tabelas de atributos para cada mapa, acrescentado-se os campos UNIDADE (com o nome da unidade geológica a qual o polígono representava) e o campo LINK (com o caminho para o arquivo texto com a descrição da unidade geológica). Finalmente, foram criadas as legendas para cada mapa geológico utilizando-se o campo UNIDADE da tabela de atributos, adotando-se as cores originais do mapa, baseadas em convenções internacionais.

As tabelas com dados de ocorrências minerais (ouro primário e ouro secundário) e pontos de afloramento (estações geológicas), foram preparadas no formato dbf para utilização no banco de dados. Após a importação pelo SIG tais tabelas foram utilizadas para a criação de mapas temáticos (mapa de estações geológicas e mapa de ocorrências de ouro) e contém diversos campos com informações sobre o tema em questão: número do afloramento; toponímia; coordenadas utm; município; tipologia; rocha hospedeira; unidade estratigráfica; tipo de hidrotermalismo; mineralogia

metálica; direção e mergulho dos veios; dados econômicos e de produção; referências bibliográficas; fotografias; tipos de análises efetuadas, etc.

Para o mapa de ouro primário foi criada uma legenda que continha os seguintes tipos de ocorrência: stockwork, veio, veio/brechóide e veio/stockwork. Para a tabela de Pontos de Afloramento foi acrescentado o campo LINK_FOTO contendo o caminho para a fotografia vinculada ao ponto estudado.

Resultados Obtidos - Um dos importantes resultados do trabalho de organização dos dados de campo foi à geração do *Mapa de Estações Geológicas* digital e georreferenciado. Este mapa temático foi elaborado tendo-se como base a tabela de atributos geológicos de dados pontuais: rocha regional, unidades lito-estratigráficas, litótipos dominantes (rochas), toponímia, numeração das estações geológicas, medidas estruturais, coordenadas UTM (coletadas com GPS), tipo de amostragem realizada e *links* com fotografias de campo. A estruturação dos atributos geológicos em ambiente SIG permite uma consulta rápida e precisa acerca dos principais afloramentos estudados por ocasião do mapeamento.

As feições lineares estruturais representadas no *Mapa Estrutural* em ambiente SIG facilitam a discriminação das variadas estruturas geológicas, permitindo a consulta separada das zonas de cisalhamento, das juntas e fraturas, além dos fotolineamentos regionais (acamadamentos, foliações, etc.) extraídos de imagem Landsat TM 5. O *Mapa Geológico-Estrutural* apresenta as relações entre as estruturas geológicas e as unidades litoestratigráficas cartografadas, tornando fácil a visualização e o acesso às informações sobre a área de cada polígono ou unidade geológica, permitindo a consulta do respectivo texto explicativo.

O *Mapa de Ocorrências de Ouro em Ambiente Primário* foi obtido a partir da tabela de dados (pontuais) de mineralizações de ouro primário, incluindo estilos de mineralização, paragêneses metálicas, hidrotermalismo, coordenadas UTM, rocha hospedeira, unidade estratigráfica, dados econômicos e de produção quando disponíveis. Um *link* com fotografias selecionadas de frentes de exploração de ouro em ambiente primário também estão disponíveis para consulta. Igualmente, os dados pontuais georreferenciados do cadastro de ocorrências de ouro aluvionar e/ou supergênico estão representados num *Mapa de Ocorrências de Ouro em Ambiente Secundário*, o qual incluem informações sobre a numeração da ocorrência; toponímia; coordenadas UTM; meridiano central; município; rocha encaixante regional; unidade lito-estratigráfica; dados econômicos e de produção, além das respectivas referências bibliográficas. Ainda é possível consultar fotografias de mineralizações deste tipo.

Conclusões - A alta complexidade dos fenômenos envolvidos no processo formador das mineralizações auríferas de ambiente primário na Província Tapajós tem dificultado a elaboração de

um modelo prospectivo único para a região. Este processo envolve aspectos tectono-estruturais, litológicos, metamórficos, intempéricos e hidrotermais, que apresentam particularidades de região para região. Entretanto, algumas características comuns às ocorrências minerais, as quais foram assumidas como critérios diagnósticos para a pesquisa do ouro, devem ser levados em consideração em trabalhos futuros de modelagem em ambiente SIG tais como:

- a) **Litologias favoráveis:** presença de controles litológicos representados por rochas mais reativas e contraste litológico (ex. gabro e granito) e hidrotermalismo atuante (ex. epidotização, muscovitização, cloritização, etc.);
- b) **Falhamentos/fraturamentos:** presença de intrincados padrões de falhamentos e fraturamentos, condicionando o alojamento de veios e lentes mineralizados (ex. zonas de cisalhamento, falhas extensionais, cruzamento de estruturas, etc.);
- c) **Estruturas circulares:** presença de estruturas graníticas intrusivas, condicionando a ocorrência de mineralizações auríferas em suas bordas e nas rochas hospedeiras circunvizinhas.

O presente trabalho vem por confirmar a importância e utilidade da multi-consulta em ambiente SIG, com a finalidade prática da resolução de problemas, neste caso específico a identificação de áreas mais favoráveis a ocorrências de ouro. A facilidade de visualizar melhor e acessar rapidamente uma ampla gama de dados (geológicos e metalogenéticos), georreferenciados, de determinada região, torna-se imprescindível para atingir tal objetivo, sobretudo na região Amazônica.

Bibliografia

- ALMEIDA FILHO, R. Integração, manipulação e análise espacial de dados na pesquisa mineral através de modelos empíricos de prospecção: Um exemplo no planalto de Poços de Caldas. Revista Brasileira de Geofísica, vol. 13, N02, 1995. p.127-142.
- ALMEIDA, M.E., BRITO, M.F.L. de, FERREIRA, A.L., MONTEIRO, M.A.S. (orgs.) *Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D)*. Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Manaus, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 2000.
- BONHAM-CARTER, G. G. 1994. Geographic information systems for geoscientists, modelling with GIS. Pergamon.
- FERREIRA, A.L.; ALMEIDA, M.E.; BRITO, M.F.L. de & MONTEIRO, M.A.S. (orgs). *Geologia e recursos minerais da Folha Jacareacanga (SB.21-Y-B)*. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Manaus, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 2000.
- ROSTIROLLA, S. P. Alguns aspectos da avaliação de favorabilidade em geologia exploratória. Revista Brasileira de Geociências, vol. 27, N 4, 1997. p.327-338.

Medição da Expansão do Anel Hemisférico Terrestre

Ilton Perin *

Abstract In the already presented solely expanding Earth hemispheric ring, without subduction, was estimated his annual expansion, supported in data furnished by U.S. Geological Survey, in five points where the ring crosses expansion zones of the Earth. In accordance with these data, the ring expands in the annual amount of 77.8mm. Comparison of this amount with the middle growth of Earth during the Tertiary and Quaternary eras, suggests an acceleration in the annual amount of dilatation of the Earth.

Resumo No já apresentado anel hemisférico Terrestre exclusivamente expansivo, sem subdução, foi avaliada sua dilatação anual com base nos dados da U.S. Geological Survey, em cinco pontos onde o anel cruza zonas de expansão do planeta Terra. De acordo com estes dados, o anel cresce hoje a uma taxa anual de 77,8 mm. Comparação desta taxa com o crescimento médio da Terra durante as eras Terciária e Quaternária, sugere um crescimento em aceleração na dilatação anual da Terra.

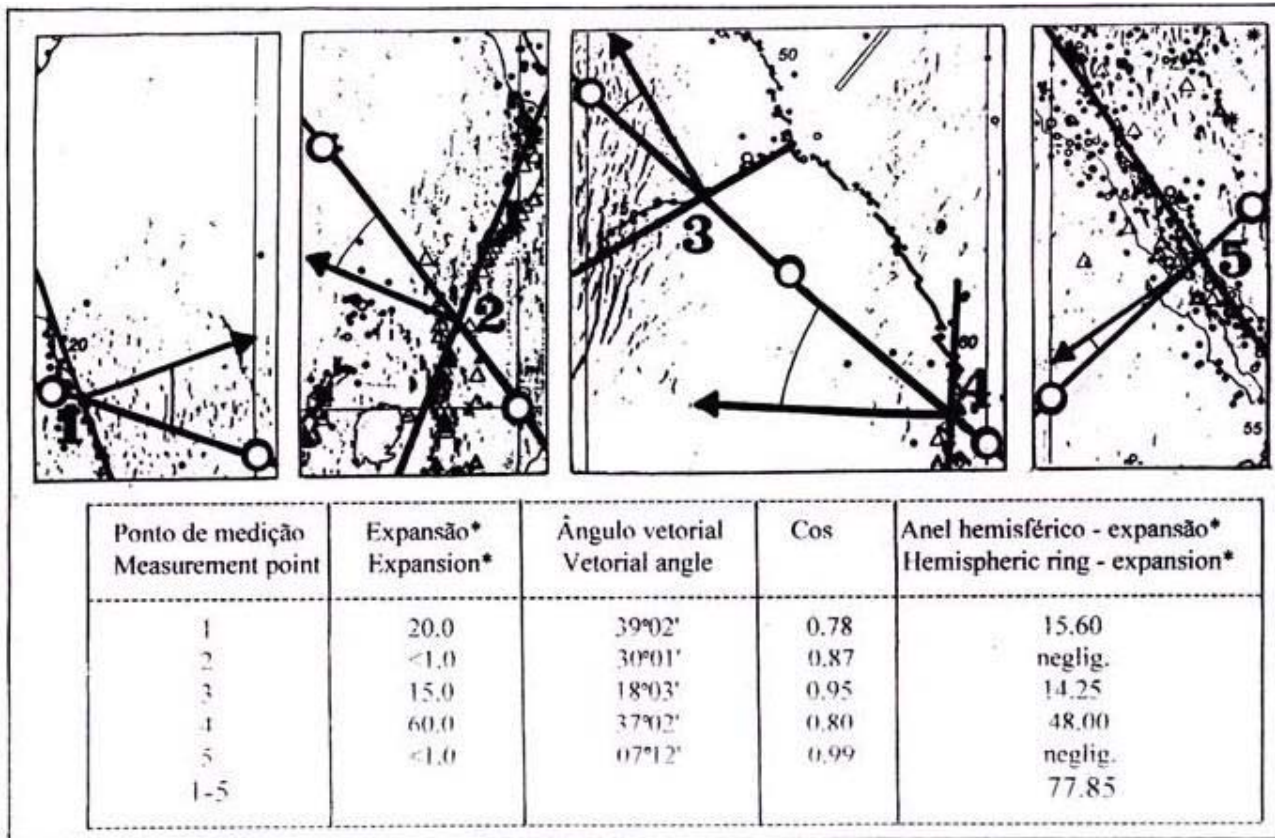
Anel Hemisférico Apresentado nos 38º Congresso Brasileiro de Geologia-1994 e no 31º International Geo Congress – 2000 - Rio, o anel hemisférico Terrestre exclusivamente expansivo atravessa somente zonas de expansão da crosta, onde a mesma dilata-se por acreção magmática, alargando o leito dos oceanos e aumentando a separação entre os continentes atuais. A publicação, na literatura geológica, de novas pesquisas sobre o assunto, principalmente os valores das taxas de crescimento atuais das zonas de extensão, tornaram possível, em um anel hemisférico sem zonas de subdução, uma avaliação da ordem de grandeza da expansão Terrestre atual.

Apresentado sobre o mapa da U. S. Geological Survey de 1994 (Fig.1), que confirma e reforça a exatidão do mapa originalmente utilizado, quanto à localização das zonas Terrestres de subdução e extensão, constata-se que a maior parte das zonas de extensão cruzadas pelo anel hemisférico exclusivamente expansivo já tem determinada seus valores anuais de crescimento em mm/ano. Este fato permite que, através da soma destas expansões, corrigidas vetorialmente para a direção do citado anel, se obtenha a expansão global anual do mesmo. Sendo um grande círculo da geosfera, a expansão deste anel implica automaticamente na expansão proporcional do volume da Terra. Na Fig/Tab 2, estão apresentados os pontos dos cruzamentos acima citados, inclusive os valores de expansão do mapa, e a correção vetorial desta expansão no anel, devido às direções diferentes de deslocamento. Os resultados da Fig/ Tab 2, indicam uma dilatação atual de 78 mm/ano. Este cálculo serve apenas como indicação de grandeza da expansão atual, já que dependeu de variáveis cuja

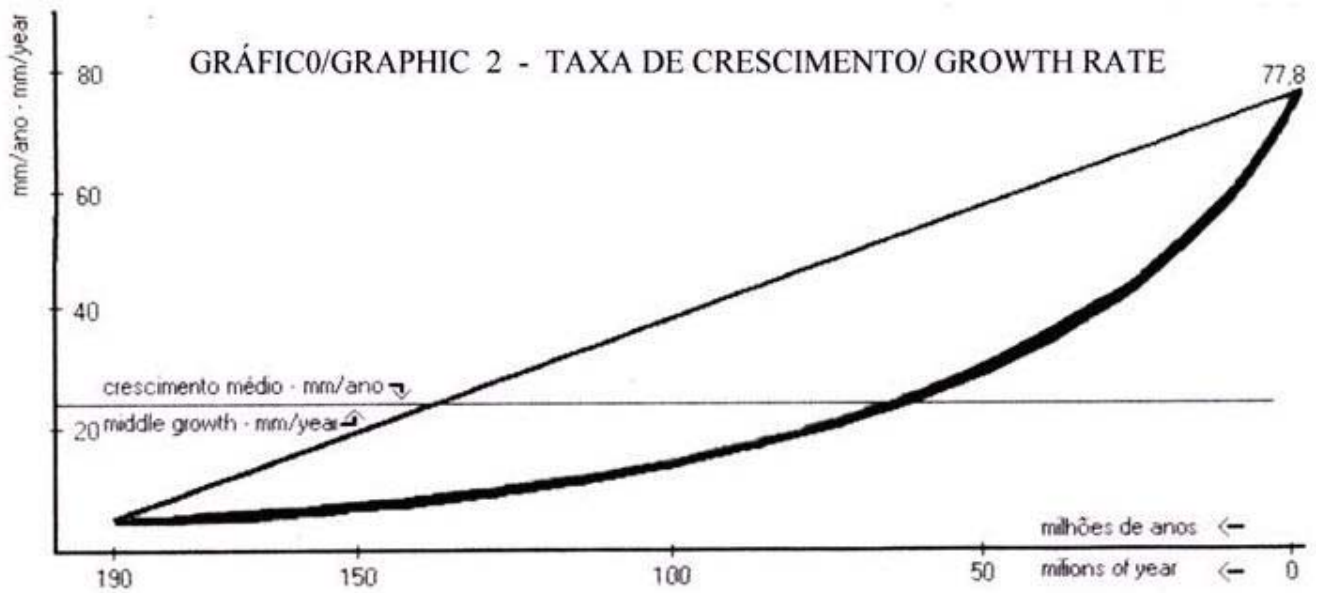
exatidão é desconhecida, tais como: Precisão dos valores de expansão nos pontos medidos, dos ângulos formados pelas direções diferentes da expansão da crosta/anel, expansões menores ao longo do anel, como nos pontos 2 e 5, pequenos deslocamentos possíveis de placas crustais onde o anel corre em paralelo às zonas de extensão, possíveis variações temporais na taxa de crescimento das zonas de extensão (Bibliog.2), etc. O acima estimado valor da expansão atual do grande círculo da geosfera (anel hemisférico), permite, se comparada com a expansão constatada da crosta, a partir do início da era Mesozóica, uma indicação sobre o padrão de crescimento do planeta neste período. Partindo-se da suposição que o crescimento da crosta tenha sido a uma taxa constante e contínua, iniciando-se a 190 milhões de anos, quando o Pangea começou a separar-se nos cinco continentes atuais, se obteria a linha reta ascendente mostrada no gráfico 2. A média deste suposto tipo de crescimento seria de 38,9 mm/ano, superior à média de crescimento constatada na crosta terrestre através da adição pós-paleozóica apresentada no gráfico pela linha reta horizontal. Conclui-se que, para atingir o valor atual de 77,85 mm/ano de expansão, com a média de 24,8 mm/ano, o crescimento da Terra a partir do cenozóico, precisa ter apresentado uma aceleração em sua taxa expansiva anual, uma curva ascendente do tipo apresentada no gráfico 2. Este tipo de crescimento já foi defendido por vários extensionistas através de outras evidências geológicas. Os valores utilizados na confecção do gráfico foram obtidos das seguintes fontes, constantes da bibliografia: Idade de 190 milhões de anos, (Bibl.3, tab.1) e (Bibls. 6 e 7). Acréscimos pós paleozóicos no grande círculo, (Bibl. 5, pp 12-13).

Bibliografia

1. CAREY, S.W., 1976. The Expanding Earth. Elsevier Sc. Pub. Co. Develop. in Geotect., v.10
2. DICKINS, J.M., 2001. Some comments they work. New Concepts in Global Tectonics, n18, pp3-6. email ncgt@hotmail.com
3. FAVALI P., FLORINDO F., SCALERA G., 1993. Use of the Mediterranean Region. E. Boschi et al (eds.) pp403-422.
4. PERIN I., 1944. Expansão em Anel Hemisférico Terrestre. Bol Res. Expand. Soc. Bras. Geol. v.2, p.267. 38º Cong. Brás. Geol.
5. PERIN I., 2000. Anel Hemisférico Expansivo/Expanding Hemispheric Ring. Ed. autor., 31 Intern. Geol. Cong-Rio. email iltonp@zaz.com.br
6. SCALERA G., 1994. Ricostruzioni Paliogeografiche Terra in Espansione Atti 13º conv. ann. gr.naz. geof. Nov.
7. SCALERA G., 1998. Paleogeographical Reconstructions Compatible with Earth Dilatation Annali Geof. V.41, N.5-6. Dec.
8. SINKINT., UNGERJ.D., TILLINGR.I., VOGTP.R., SPALL H. 1994. World Map of Plate Tectonics. U. S. Geol. Surv. Denver 1-800 USA Maps.



FIGURA/TABELA 2 FIGURE/TABLE 2 *mm/ano. *mm/year.



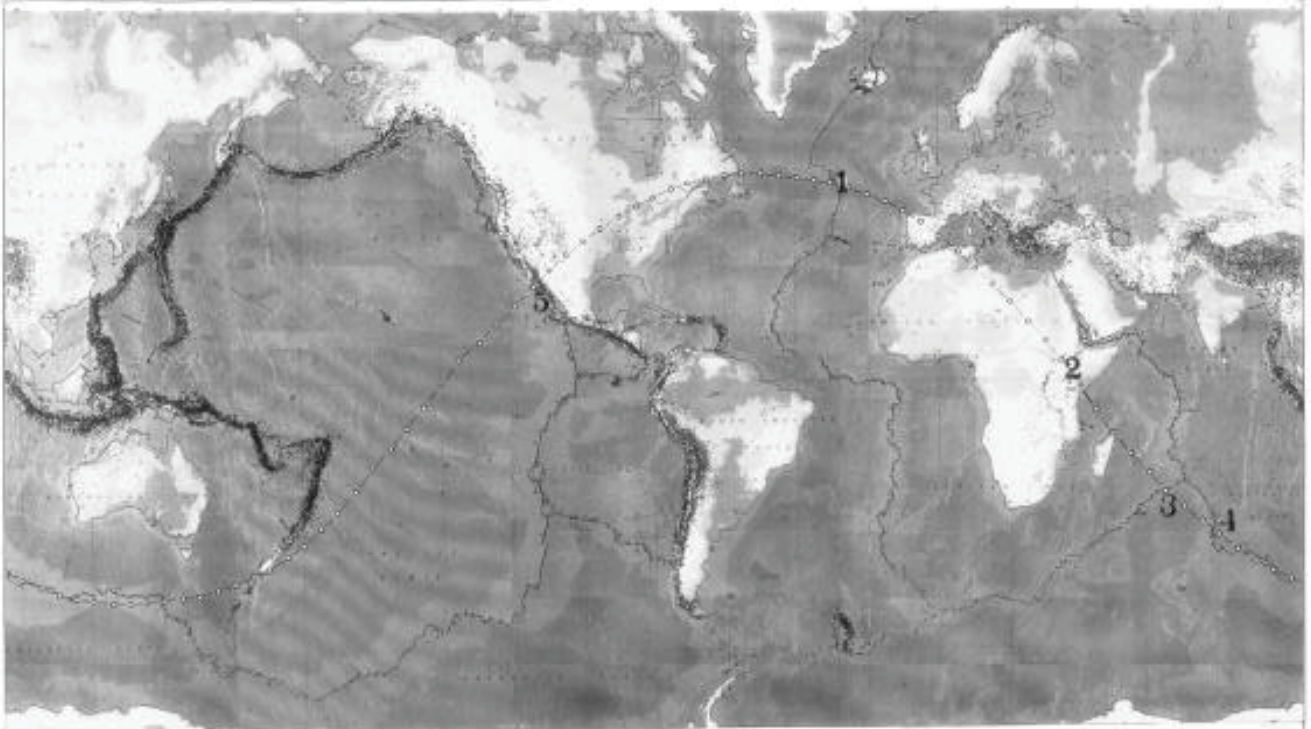


FIG. 1

ANEL HEMISFÉRICO EXCLUSIVAMENTE EXPANSIVO
 THE SOLELY EXPANSIVE HEMISPHERIC RING

-  PONTOS DE MEDIÇÃO DA TAXA DE EXPANSÃO
MEASUREMENT POINTS OF EXPANSION RATE
-  ANEL HEMISFÉRICO EXCLUSIVAMENTE EXPANSIVO
SOLELY EXPANSIVE HEMISPHERIC RING
-  ZONAS TECTÔNICAS DE EXPANSÃO
EXPANSION LINES OF THE EARTH

A Aplicação da Aerogeofísica no Mapeamento Geológico Exemplo do Projeto Promin RENCA

Lúcia Travassos da Rosa Costa (ltravassos@amazon.com.br)
Arminio Gonçalves Vale (agvale@cprm-be.gov.br)

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM/Belém

Introdução

O Projeto Promin RENCA, ora em desenvolvimento pela CPRM-Belém, tem como objetivo principal a cartografia geológica de semi-detalle de uma área localizada no NW do Pará e SW do Amapá (Figura1). Recentemente, parte da área foi recoberta pelo aerolevante gamaespectrométrico e magnetométrico do Projeto Aerogeofísico Reserva Nacional do Cobre e Associados (CPRM, 1999), no qual os parâmetros de aquisição de dados foram: altura de vôo de 100m, distância entre as linhas de vôo de 500 m e direção de vôo de N45°E. Vários exemplos na literatura destacam a importância dos levantamentos aerogeofísicos como base para o mapeamento geológico (Boyd, 1967; Gun et al., 1967; Jaques et al., 1997). O objetivo deste trabalho é mostrar alguns dos produtos obtidos pelo processamento digital dos dados aerogeofísicos disponíveis e sua integração com imagens de sensores remotos e dados geológicos de campo, conjugados em ambiente GIS, avaliando-se a aplicação e eficácia deste procedimento como ferramenta para o mapeamento geológico regional.

Atividades e Métodos

O conjunto das atividades realizadas pode ser sumariado nas seguintes etapas:

1) Processamentos dos dados aerogeofísicos utilizando-se o programa OASIS montaj 5.1, que constou fundamentalmente na avaliação e redução dos dados XYZ, interpolação, aplicação de filtros e geração dos grids e imagens dos canais de Tório (MTH), Potássio (MK), Urânio (MU), Contagem Total (MCT), Distribuição Ternária do Th, U e K (MDT), Campo Magnético Anômalo (MCMA), Primeira Derivada do Campo Magnético Anômalo (M1D) e Sinal Analítico (MSA); **2)** Georreferenciamento das imagens de satélite (ópticas e microondas), utilizando-se as coordenadas obtidas por GPS nas campanhas de campo, e integração destas com as imagens geofísicas, produzindo os chamados Produtos Integrados (PI), através do AdobePhotoshop 5.1; **3)** Preparação de um banco de dados contendo as informações geológicas disponíveis (de campo e petrográficas), obtidas no referido projeto ou compiladas de trabalhos anteriores; **4)** Integração em ambiente GIS (ArcView 3.1) dos dados tabulados com as imagens geofísicas e Produtos Integrados; **5)** Interpretação qualitativa das imagens geradas, diretamente na tela do monitor ou impressas em papel, finalizando com a elaboração do mapa geológico.

Geologia Regional

Ricci et al. (no prelo) compartimentaram a área enfocada em três domínios geológicos, que apresentam características próprias quanto ao seu patrimônio litológico, grau metamórfico e padrão estrutural, os quais são articulados através de megalineamentos NW-SE. Segundo estes autores, a estratigrafia interna dos compartimentos pode ser descrita sumariamente em uma assembléia do embasamento, seqüências de supracrustais, granitóides de natureza sin, tardi e pós-tectônicas e subordinados corpos básicos intrusivos.

A assembléia do embasamento é representada predominantemente por ortognaisses de composição diorítica a granítica, com diferentes graus de migmatização, metamorfismo de médio a alto grau, gnaisses granulíticos e metassedimentos granulizados. As seqüências metavulcano-sedimentares constituem-se basicamente por metassedimentos clásticos, formações ferríferas e metavulcânicas predominantemente máficas, metamorizadas em fácies xisto verde a anfibolito, que apresentam-se em faixas fortemente linearizadas e estruturalmente controladas, ou como manchas disformes, sem estruturação proeminente. O magmatismo é representado por vários plutons de tamanhos e composição variadas, desde primitiva (dioritos a tonalitos) a granitóides evoluídos (álcali-feldspato granitos), que ocorrem corpos alongados, elípticos, com foliação interna, ou até fortemente circunscritos e internamente isotrópicos.

Apresentação e Interpretação de Produtos Geofísicos e Integrados

A área em estudo é caracterizada geologicamente por uma grande diversidade litológica e heterogeneidade estrutural, que produzem em conseqüência assinaturas geofísicas variadas. A avaliação qualitativa dos mapas geofísicos demonstrou que nem sempre é possível correlacionar assinaturas geofísicas similares a grupos de rochas similares, ou o inverso. Neste estudo foram observados alguns exemplos que ilustram esta afirmação: rochas distintas quanto à origem, como os metassedimentos e granitóides foliados, podem apresentar assinaturas gamaespectrométricas semelhantes; eventos geológicos superimpostos, como a lateritização e hidrotermalismo, que modificam a composição química original das rochas, produzem ora assinaturas radiométricas semelhantes em diferentes conjuntos de rochas, ora assinaturas radiométricas distintas em conjuntos rochosos semelhantes. Portanto, é imprescindível a utilização de um conjunto multitemático de mapas geofísicos, bem como dos Produtos Integrados, que permitem a visualização simultânea das características geofísicas e expressão morfológica dos corpos (Figura 1 A).

A utilização dos mapas gamaespectrométricos visou a delimitação de unidades com diferentes níveis de radioatividade e sua correlação com os conjuntos litológicos presentes na área. Os MCT, MDT e o MTH mostraram-se eficazes na individualização dos grandes conjuntos de rochas, sendo elucidativos na separação dos domínios geológicos individualizados por Ricci et al.

(no prelo). O MDT, que mostra as contribuições relativas dos três elementos, também foi importante na identificação de litologias específicas e de plutons de granitóides (Figura 1 B).

A utilização dos mapas magnetométricos objetivou fundamentalmente a avaliação das unidades magnéticas presentes na área. A avaliação qualitativa do MCMA permitiu a identificação dos domínios magnéticos e avaliação dos padrões das anomalias magnéticas, como amplitude e continuidade. O MSA e MID permitiram a delimitação mais precisa das unidades magnéticas, visto que eliminam a influência das anomalias regionais de grande comprimento de onda presentes no MCMA. Estes dois mapas, fundamentalmente o MID, por ressaltarem as anomalias magnéticas lineares, foram muito eficazes na identificação das descontinuidades estruturais da área (Figura 1C).

De maneira geral, os mapas gamaespectrométricos revelaram-se eficazes na distinção de conjuntos litológicos ou de litologias específicas, na delimitação de corpos de granitóides e até da variação de fácies ou zoneamento dentro destes, no mapeamento de coberturas superficiais como solos e aluviões e na identificação de grandes lineamentos estruturais. Os mapas magnetométricos revelaram-se importantes ferramentas para o mapeamento das formações ferríferas e metavulcânicas básico-ultrabásicas, componentes das seqüências metavulcanossedimentares, e na identificação de domínios com estilos tectônicos-deformacionais distintos.

Considerações Finais

A densa cobertura vegetal, o espesso perfil de solos, os afloramentos restritos que impossibilitam verificar a continuidade dos corpos, o acesso limitado aos grandes cursos d'água, impõem substanciais limitações na aquisição de dados geológicos. Os produtos geofísicos obtidos em levantamentos aéreos de alta resolução, ou próximo a isto, quando integrados com imagens de sensores remotos do tipo microonda ou ótico e somados aos dados de campo e de laboratório, conjugados em ambiente GIS, podem representar uma relevante alternativa para minimizar as dificuldades de obtenção de dados de campo e tornar-se uma ferramenta indispensável para melhorar a qualidade do mapeamento geológico em áreas amazônicas.

Referências Bibliográficas

- Boid, D. 1967 . The contribution of airborne magnetic surveys to geological mapping. In: L.W. Morley (ed.), *Mining and Groundwater Geophysics*. Ottawa, Department of Energy, Mines and Resources.
- CPRM . 1999 . *Projeto Aerogeofísico Reserva Nacional do Cobre e Associados (RENCA)*. Rio de Janeiro, LASA Engenharia e Prospecções S.A., 15v.
- Gunn, P.J.; Maidment, D.; Milligan, P.R. 1997 . Interpreting aeromagnetic data in areas of limited outcrop. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17(2): 175-185.
- Jaques, A. L.; Wellman, P.; Whitaker, A.; Wyborn, D. 1997 . High-resolution geophysics in modern geological mapping. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17(2): 159-173.
- Ricci, P.S.F.; Carvalho, J.M.A.; Costa, L.T.R.; Klein, E.L.; Vasquez, M.L.; Vale, A.G.; Macambira, E.M.B.; Araújo, O.J.B. (no prelo). *Geologia e Recursos Minerais do Projeto RENCA – Fase 1*. Belém, CPRM.

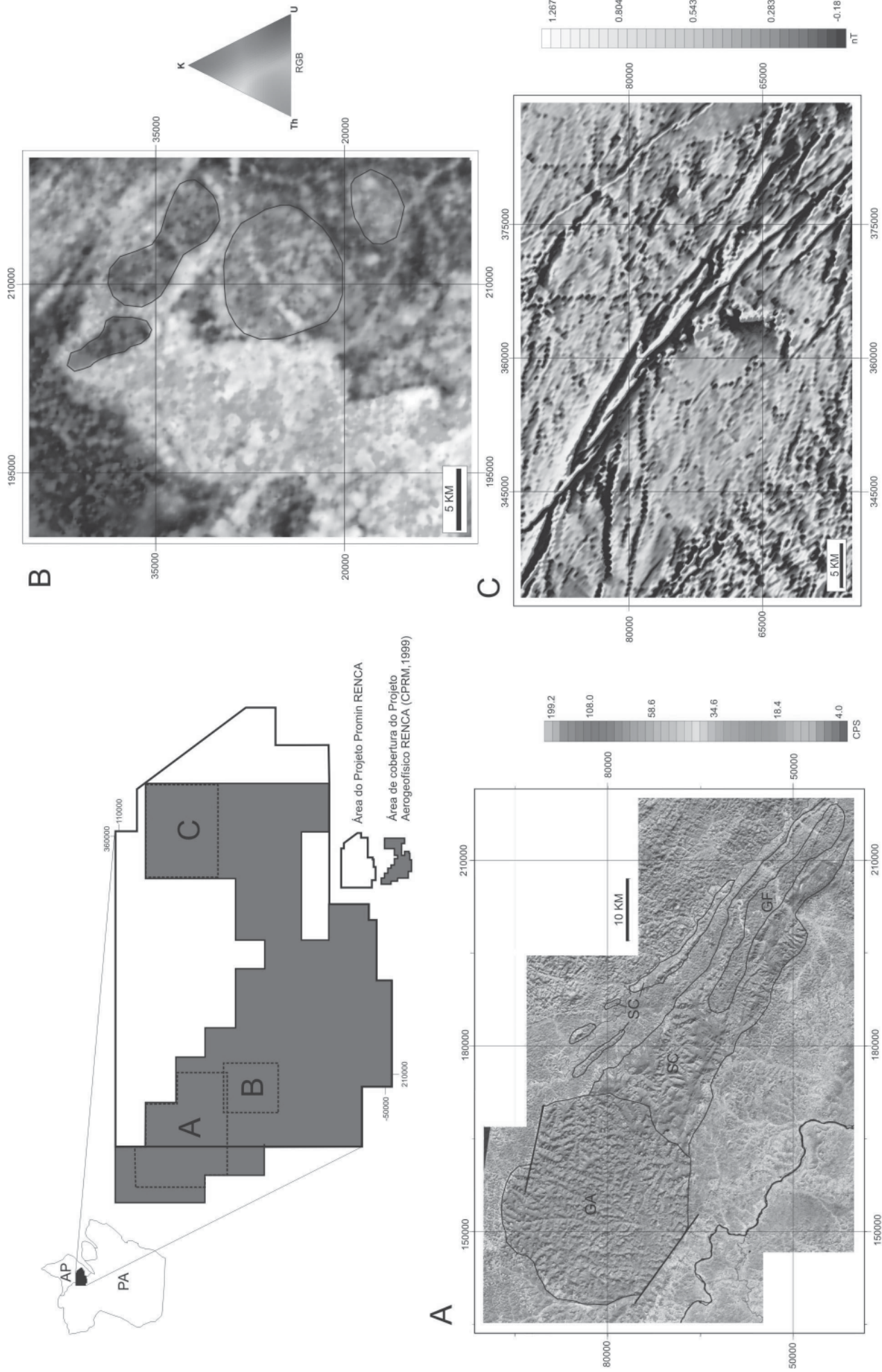


Figura 1 - Localização da área do Projeto Promim RENCA, com posicionamento da área de cobertura aerogeofísica e dos blocos observados em detalhe: A - Integração da imagem Landsat TM 5 e do canal do tório, com a individualização de diferentes conjuntos de rochas (GA - granito anorogênico, GF - granitoides foliados e SC - sequência de supracrustais); B - Mapa de Distribuição Ternária com alguns corpos de granitoides individualizados; C - Mapa da Primeira Derivada do Campo Magnético ressaltando as anomalias magnéticas lineares, que demarcam lineamentos estruturais NW-SE.

Ground Penetrating Radar: Application in Cenozoic Deposits at the Outeiro Island, PA

Dilce de Fátima Rossetti (¹)

Ana Maria Góes (²)

¹ MCT/Museu Goeldi/CPGG e-mail:rossetti@museu.goeldi.br

² Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências e-mail:góes@ufpa.br

The main goal of the present work is to document the results of a GPR study performed in Tertiary and Quaternary deposits from northern Brazil, which successfully helped to better characterize facies distribution and understand the sequential evolution of estuarine deposits. We chose a geologically well known area in order to assess the applicability of GPR equipment in studies focusing on the mapping of both facies architecture and discontinuity surfaces. Surface investigation using GPR requires knowledge of the radar properties of the materials being investigated, a well defined set of reflection patterns, and associated interpretations (Van Heteren *et al.* 1998). Therefore, an area at the Outeiro Island (Fig. 1) was selected considering the possibility to directly compare the geological data from a coastal cliff with the GPR reflections. The application of GPR methodology as a tool for helping analyzing facies patterns in sedimentary basins from northern Brazil has not been previously attempted yet. However, previous pioneering work done by Sauck *et al.* (1995a b) showed the feasibility of using GPR in the Amazon region. This was done despite the widespread opinion that it would not work because of the high clay content in the humid tropics. The tropical clays are highly leached by the intensive weathering and hence are very high resistivity, as contrasted with the conductive clays from temperate and sub-tropical climates. Thus, fine-grained sediments on old land surfaces in the Amazon region are not radar absorbtive. The present study is a good example showing how GPR data can improve the geological interpretation from areas lacking widespread exposures.

This study was carried out using a Geophysical Survey Systems Inc. SIR-2 GPR System. For easier operation, the survey was arranged according to pre-existing flat lying streets, and consisted of several lines parallel and normal to a coastal cliff (Fig. 1). In fact, this is the same area where the earlier studies by Sauck *et al.* (1995b) were done, except that they used the 100 Mhz antennae and a considerably greater range of 400 ns. The profiles were acquired using a monostatic 200 Mhz antenna at a slow walking pace. The equipment, operated by a 12-V battery, was run in a continuous

recording mode, with a two-way travel time setting averaging 150 ns, which provided an estimated depth investigation to 12 m. To improve the image quality, the field data were analyzed using a RADAN software with different filters (Finite Impulse Response) being performed to remove bands of ringing and high frequency (“snow”) noises, and enhance low frequency reflections. The same filters were used in all GPR profiles illustrated in this paper in order to allow a comparison of GPR facies characteristics.

Five radar facies were distinguished in the study area: discontinuous parallel, continuous parallel, chaotic and reflection-free, oblique, and mound. These were organized into four radar units, referred as Units 1 to 4 (Fig. 2). Unit 1 includes mostly continuous parallel reflections, and secondarily, discontinuous parallel and mound reflections, being correlatable at the cliff face to low-energy muddy, lagoon and mud flat depositional settings. Unit 2 consists of continuous even parallel, discontinuous parallel, oblique as well as chaotic and reflection-free facies, being related to low-energy muddy deposits interlayered with sands, which are attributed to tidal flats and channels. Units 3 and 4 include chaotic, reflection-free and, locally, discontinuous parallel radar facies, correlatable at the cliff face to massive sands, mostly representing eolian coastal dunes. These units are bounded by continuous, high amplitude reflections that can be easily correlatable throughout the GPR profiles, serving as important stratigraphic markers.

Comparisons of radar and cliff data led to the conclusion that these radar units have good correspondence with stratigraphic units described in Rossetti (2001). Hence, GPR imaging can be used to extend sedimentologic information from outcrops, thus allowing large-scale stratigraphic analysis of sedimentary facies and environments. This methodology provided additional information to better reconstruct the depositional paleoenvironments of the study area, particularly within Unit 2, which was revealed to be faciologically more variable than initially thought based only on data collected at the cliff face. Hence, while previous studies documented tidal flat and mangrove deposits within Unit 2, the GPR survey led to the additional recognition of tidal channel and point bar deposits. The GPR profiles also provided a better overview of the distribution of facies and stratigraphic surfaces within the study area (Fig. 3). Hence, closer to the cliff face, Unit 1 consists mostly of continuous even and wavy parallel radar facies attributed to parallel-laminated mudstone. This facies grades into discontinuous parallel, chaotic and reflection-free facies farther away from the cliff, interpreted as massive/mottled mudstone. Such a change in facies pattern is related to deeper paleoweathering in relatively more inland areas associated with a paleosol horizon at the top of Unit 1 (i.e., SB2 of Rossetti 2001). A similar pattern is recognized within Unit 2, which shows wedges of continuous parallel reflections that onlap against the underlying SB2 and grade both upward and inland into discontinuous parallel, chaotic and reflection free radar facies. This change

in radar facies is attributed to the better preservation of the sedimentary structures closer to the cliff face and downward in the section, which is probably due to the lateritic weathering associated with sequence boundary SB3.

Caution must be taken when analyzing GPR sections. Without lithological control from a cliff face, a significant stratigraphic surface could have been missed, as in the case of SB2, which separates deposits of similar, muddy composition in the radar profiles closer to the cliff. On the other hand, the application of GPR was important to detect the discontinuity surface at the top of Unit 3. This surface SB4 was not recognized as a stratigraphically significant surface in previous studies of the cliff face, which is due to the obliteration of the sedimentary features in the uppermost portions of the succession resulting from strong modern weathering. In addition, in some places the discontinuity surface at the top of Unit 3 is a composite surface that includes sequence boundaries 3 and 4, might lead one to misinterpret them as one stratigraphic surface. The GPR survey extended the geological information inland from the cliff face, where the two discontinuity surfaces SB3 and SB4, were better distinguished.

References

- Rossetti, D.F. 2001. Sedimentary evolution of the late Cenozoic in the northeast of Pará state: evidences of sea level fluctuations. *Journal of South America Earth Sciences*, **14**:77-89.
- Sauck, W.A., Oliveira, J.A., Carvalho, J.S. 1995. Ground penetrating radar in the Middle Amazon Basin, Amazonas State, Brazil. In: SBGF International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 4, Rio de Janeiro, *Expanded Abstract*, 972-973.
- Sauck, W.A., W.A., Alves, J.G. V., Luiz, J.G. 1995. Successful applications of GPR in the Lower Amazon Region, Belém, Pará, Brazil. In: SBGF International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 4, Rio de Janeiro, *Expanded Abstract*, 974-975
- Van Heteren, S., Fitzgerald, D.M., Mckinlay, P.A., Buynevich, I.V. 1998. Radar facies of paraglacial barrier systems: coastal New England, USA. *Sedimentology*, **45**:181-200.

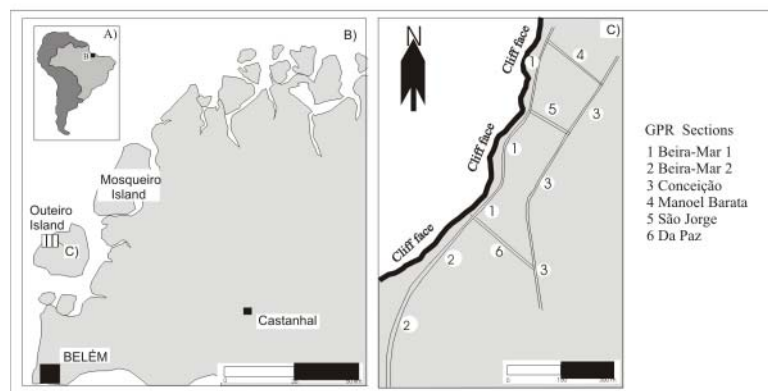


Fig. 1. A,B) Map showing the study area in northern Brazil. C) Location of the GPR sections along streets oriented parallel and normal to a cliff face in the town of Outeiro.

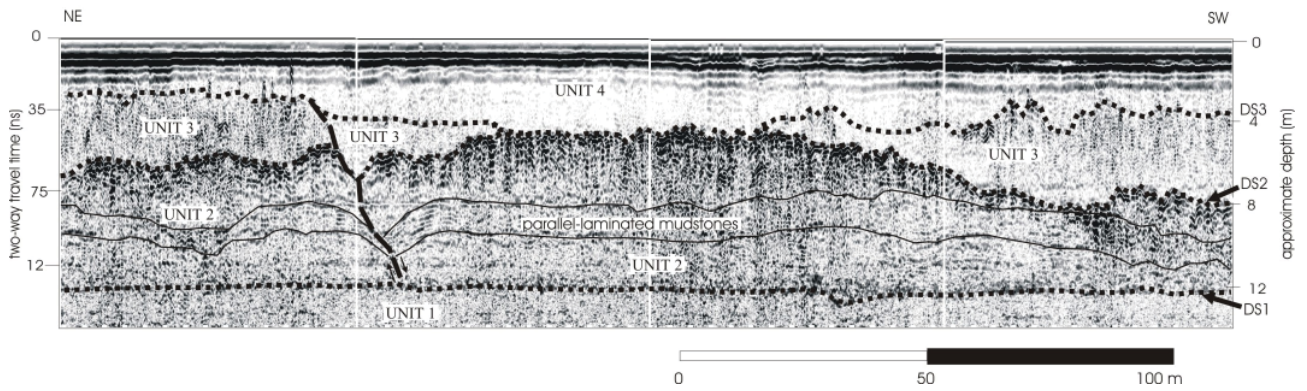


Fig. 2. GPR section from Outeiro Island collected along a line parallel to the cliff face. Location is between horizontal distance of 700-1000 m in Fig. 6B. Note the great lateral continuity of the bounding surfaces (DS1-DS3) between the stratigraphic units 1-4. (A sub-vertical, thick dashed line indicates a proposed fault).

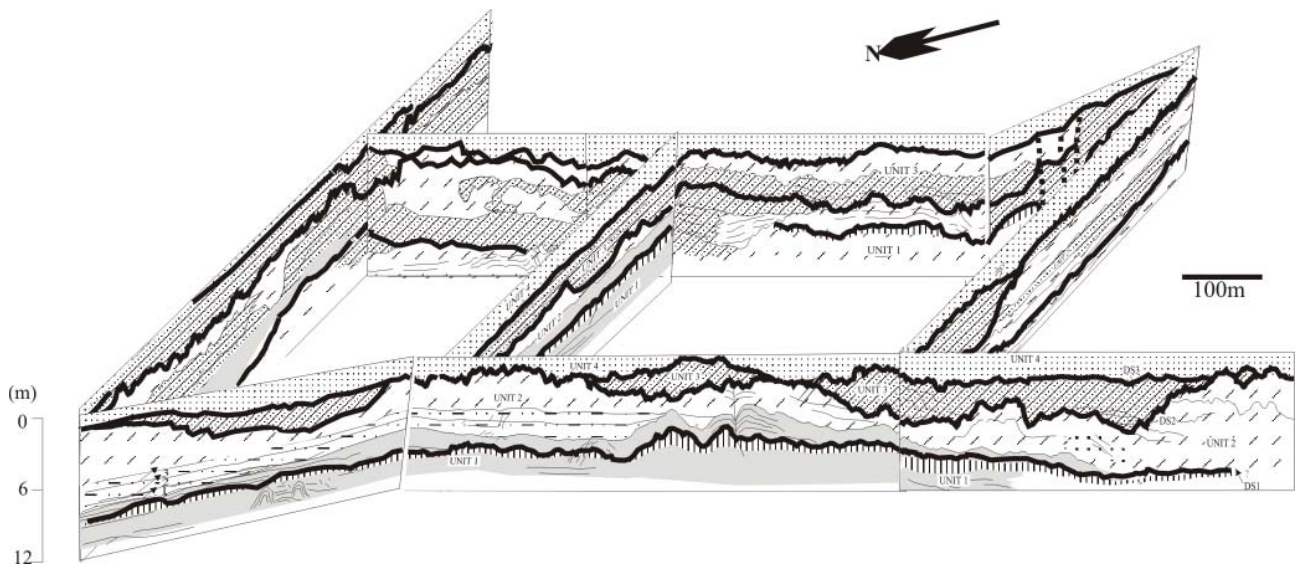


Fig. 3: Fence diagram showing the distribution of the radar facies and discontinuity surfaces throughout the study area.

Análise rasa de subsuperfície na Praia do Atalaia, município de Salinópolis (PA), com radar de penetração no solo

Dilce de Fátima Rossetti ⁽¹⁾ e Ana Maria Góes ⁽²⁾

¹ MCT/Museu Goeldi/CPG (e-mail:rossetti@museu.goeldi.br)

² Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências (e-mail:góes@ufpa.Br)

Introdução O radar de penetração no solo (GPR) está sendo cada vez mais utilizado no mapeamento das propriedades físicas e composição química das rochas a profundidades rasas, visando-se melhorar a base de dados em diversos estudos enfocando principalmente a análise estratigráfica, reconstrução de ambientes deposicionais, caracterização de aquíferos e engenharia civil (p.e., Van Heteren *et al.*, 1998; Knoll *et al.*, 1991; Dagallier *et al.*, 2000). Este tipo de investigação é ainda pioneira no Brasil, sendo os poucos trabalhos publicados aplicados à estratigrafia de solos (Ucha *et al.*, 1999) e análise de estruturas em paleoambientes eólicos (Silva & Scherer, 2000). Adicionalmente, estudos na Zona Bragantina, nordeste do Pará, demonstraram a grande aplicabilidade deste método como ferramenta auxiliar na análise estratigráfica e no reconhecimento de ambientes deposicionais terciários, favorecendo a ampliação da base de dados em áreas onde afloramentos são escassos e descontínuos (Rossetti, no prelo). O sucesso obtido neste estudo tem incentivado a continuidade das investigações de subsuperfície utilizando-se o GPR para outras regiões da Zona Bragantina, onde depósitos terciários e quaternários acham-se bem representados. Neste trabalho, são documentados os resultados preliminares alcançados com este aparelho na investigação de sucessões sedimentares ocorrentes nas porções mais superficiais da Praia do Atalaia, município de Salinópolis. Nesta localidade ocorrem depósitos miocênicos, correspondentes às formações Pirabas e Barreiras, os quais são recobertos por sedimentos pliocênicos e quaternários, ainda indiferenciados. O crescente interesse turístico na Praia do Atalaia tem acarretado seu crescimento desenfreado na área da construção civil, fato preocupante tendo-se em vista as peculiaridades do terreno dominado por ambientes recentes de mangues, dunas costeiras (ainda em atividade), e a presença de falésias sujeitas a forte efeito destrutivo devido à ação de correntes de maré de alta amplitude. Estas características têm levado ao desenvolvimento de projetos que propiciem melhor conhecimento dos aspectos geológicos e geomorfológicos dessa área, o que tem sido auxiliado por investigação rasa de subsuperfície utilizando-se amostragens com *vibracore* na caracterização litológica e reconstituição dos paleoambientes quaternários. Entretanto, este método é trabalhoso e freqüentemente limitado na sua utilização, propiciando a obtenção de dados ao longo de uma coluna estreita, sem nenhuma informação entre elas. O uso de um sistema de perfilagem contínua, como o possibilitado pelo GPR, pode representar uma ferramenta

complementar nestes estudos, gerando seções de alta resolução (escala decimétrica a métrica) obtidas de forma rápida e a baixo custo.

Metodologia O sistema utilizado neste estudo foi o SIR-2 da *Geophysical Survey Systems Inc.*, sendo os dados coletados com antena de 200 Mhz em modo contínuo e velocidade de caminhada constante. O levantamento das seções procedeu-se ao longo de uma malha regular estabelecida de acordo com a orientação de ruas pré-existentes. Em geral, estas ocorrem em uma área plana, sendo que somente localmente houve necessidade de correção altimétrica. Esta foi feita com o auxílio do programa RADANWIND, o qual serviu para processamento final das seções e polimento para melhorar sua qualidade através da aplicação de filtros com resposta de impulso infinito.

Resultados Apesar da investigação na Praia do Atalaia estar ainda em andamento, a coleta de dados em sua porção ocidental é suficiente para demonstrar os excelentes resultados deste método na análise das sucessões sedimentares ocorrentes em profundidades de até cerca de 15 m. A análise das seções revelou a presença de duas unidades de radar. A unidade inferior corresponde a um intervalo de até 90 ns (cerca de 7 m estimadamente), sendo caracterizada por reflexões eletromagnéticas dominadas por padrões paralelos a sub-paralelos, caóticos ou em hipérbolos, estas últimas com amplitudes extremamente altas. O topo desta unidade é invariavelmente marcado por uma reflexão contínua de alta amplitude (Fig. 1), tipicamente variando de planar a fortemente irregular, configurando desníveis de até 80 ns (equivalente a cerca de 6m). Estas reflexões contínuas truncam reflexões subjacentes, resultando na terminação abrupta dos refletores, e são recobertas por reflexões com terminações em *onlap* e *downlap*. Localmente nas seções ocorrem outras duas reflexões de alta amplitude similares a esta (Fig. 1), que subdividem a unidade inferior em três intervalos. A unidade superior, correspondente a um pacote com espessura média de 100 a 120 ns (estimado em cerca de 8-10 m), sendo internamente caracterizadas por reflexões oblíquas, paralelas e em canal. As reflexões oblíquas (Fig. 2) consistem de reflexões inclinadas (ângulo de inclinação de até 35°), que ocorrem em conjuntos com espessuras de até 3 m delimitados por outra categoria de reflexões, também inclinadas e de maior amplitude, e com formas variando desde planar a ligeiramente côncavas, ou subordinadamente sigmoidal. Estas reflexões oblíquas formam intervalos sobrepostos, com geometria lenticular, cujas espessuras máximas chega a 90 ns (estimadamente cerca de 7 m). As reflexões paralelas são de alta amplitude, sobrepondo-se umas às outras de forma a resultar intervalos tabulares. Localmente estas reflexões se interdigitam com reflexões sub-paralelas representadas por traços curtos podendo conter ângulos de mergulhos variáveis. As reflexões em canal consistem em traços paralelos e sub-paralelos, descontínuos e com terminações em *onlap* contra uma reflexão de maior amplitude e que as limitam. Este conjunto de reflexões

resulta em corpos côncavos na base, com topos horizontalizados, espessuras de 30 ns (equivalente a pouco mais de 2 m) e larguras de até 20 m.

Interpretações e conclusões Tomando-se por base critérios de análise de seções sísmicas (p.e., Van Heteren *et al.*, 1998), pode-se interpretar que a reflexão contínua e de alta amplitude que ocorre entre as unidades descritas corresponde a uma superfície de descontinuidade deposicional. O relêvo erosional, interpretado pela característica fortemente irregular desta reflexão (até 6m), o fato de truncar reflexões subjacentes e apresentar reflexões sobrejacentes que terminam em *onlap* contra ela, são condizentes com esta atribuição. A comparação dos dados de radar com informações obtidas a partir de poços artesianos e de afloramentos no local permitem ainda sugerir que esta superfície de descontinuidade possa corresponder a um limite de seqüência entre a sedimentação quaternária e depósitos Pós-Barreiras, de idade estimada plio-pleistocênica. Especula-se, ainda, que os outros dois refletores similares que subdividem a unidade inferior em três segmentos distintos possam representar limites de seqüência entre os depósitos Pós-Barreiras, Formação Barreiras e Formação Pirabas. A ocorrência de reflexões em hipérboles de altíssima amplitude nas porções mais basais das seções é condizente com a presença de limite extremamente irregular ao feixe divergente do GPR, o que é atribuído à presença de rochas com composição diferenciadas dos arenitos e argilitos sobrejacentes. Se os trabalhos futuros confirmarem que esta porção mais basal trata-se da Formação Pirabas, então os refletores em hipérbole podem estar registrando a presença de rochas calcárias. Testes feitos sobre afloramentos de calcários da Formação Pirabas na Praia do Atalaia revelaram reflexões bastante similares, o que suportaria tal interpretação. Os pacotes com reflexões oblíquas superpostas que ocorrem na unidade superior indicam deposição unidirecional através da migração de formas de leito de grande a médio porte. Os refletores paralelos de alta amplitude são atribuídos à presença de argilitos laminados formados em ambientes de baixa energia. Baseados em comparação destas reflexões com o ambiente moderno do local, se pode interpretar que a unidade superior registra a história de migração de dunas sobre ambientes de mangues através do Quaternário.

Os excelentes resultados obtidos com o GPR na Praia do Atalaia demonstram que esta é uma ferramenta adicional robusta de grande aplicabilidade na análise estratigráfica e reconstrução paleoambiental de depósitos terciários e quaternários na Zona Bragantina. Dada a escassez e descontinuidade de afloramentos nesta região, este equipamento abre novas perspectivas de se obter informações complementares que certamente contribuirão para a melhor caracterização geológica e reconstituição da história evolutiva dos eventos cenozóicos no norte do Brasil.

Referências

Knoll, M.D., Haeni, F.P. & Knight, R.J. 1991. Characterization of sand and gravel aquifer using ground-penetration radar, Cape Cod, Massachusetts. In G.E Mallard & Aronson, D.A. (eds.) *U.S. Geological Survey Toxic Waste*

- Rossetti, D.F. & Góes, AM. no prelo. Imaging Upper Tertiary to Quaternary deposits from northern Brazil applying ground penetrating radar. *Revista Brasileira de Geociências*.
- Silva, F.G. & Scherer, C.M.S. 2000. Morphological characterization of ancient aeolian dunes using the ground-petrating radar, Botucatu Formation, southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:531-534.
- Ucha, J.M., Vilas Boas, G.S., Botelho, M., Ribeiro, L.P. & Santana, P.S. 1999. Utilização de radar de penetração no solo-GPR na identificação das camadas de fragipã e de duripã nos solos desenvolvidos sobre os sedimentos do Grupo Barreiras. In: SBG/Porto Seguro, VII Congresso da ABEQUA, Resumos.
- Van Heteren, S., Fitzgerald, D.M., Mckinlay, P.A., Buynevich, I.V. 1998. Radar facies of paraglacial barrier systems: coastal New England, USA. *Sedimentology*, **45**:181-200.

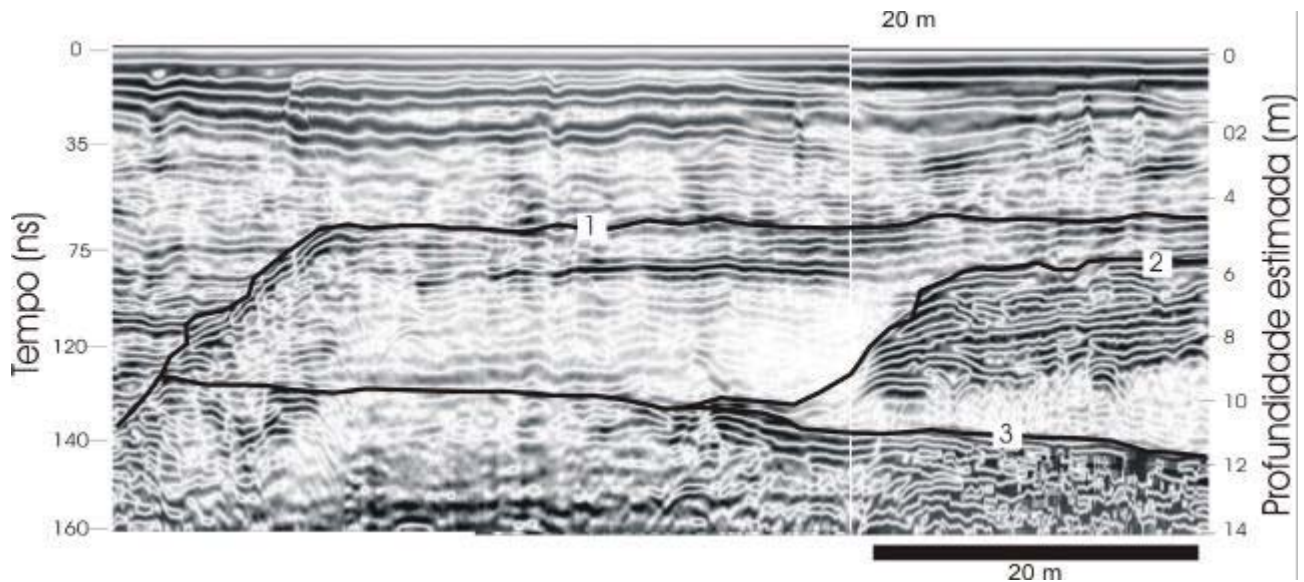


Fig. 1: Seção de radar de penetração no solo na Praia do Atalaia mostrando três superfícies de descontinuidade discutidas no texto, interpretadas como possíveis limites de seqüências entre: depósitos quaternários e Pós-Barreiras (1); Pós-Barreiras e Formação Barreiras (2); Formação Barreiras e Formação Pirabas (2).

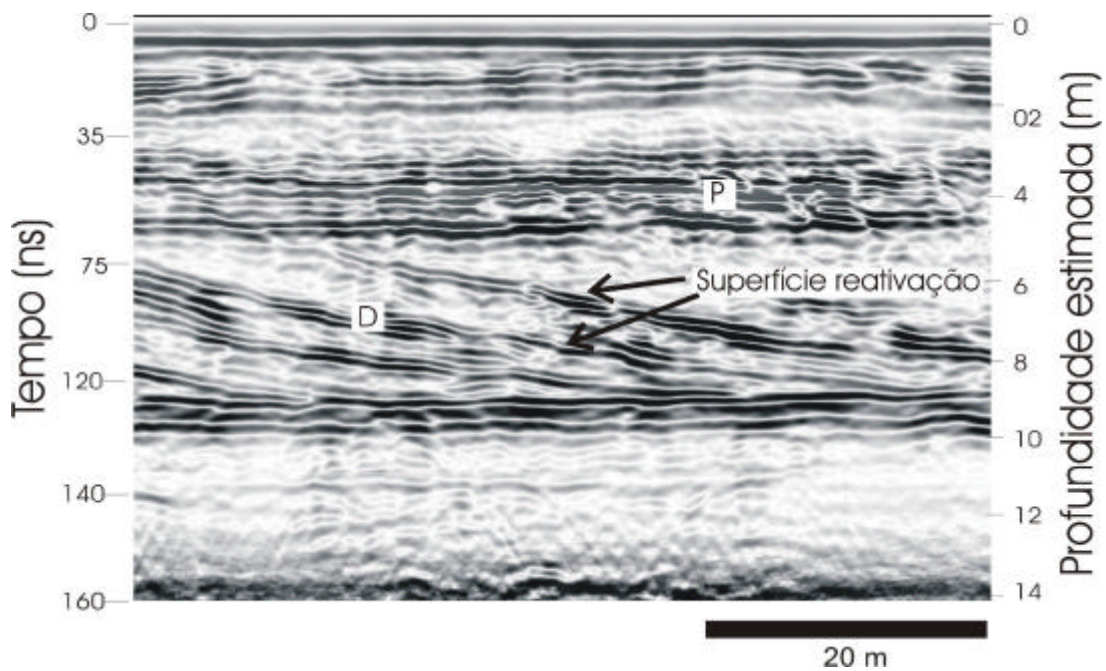


Fig. 2: Seção de radar de penetração no solo na Praia do Atalaia, ilustrando reflexões com padrões oblíquos (D) e paralelos (P) em depósitos quaternários da unidade superior.

Avaliação de um par estereoscópico híbrido (RADARSAT x TM-Landsat) em estudos geológicos na Província Mineral de Carajás

Athos Ribeiro dos Santos, Waldir Renato Paradella, Paulo Veneziani, Maria Carolina de Moraes

INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Caixa Postal 515 – 12227-010 – São José dos Campos – SP, Brasil, {[Athos, waldir, paulo, morais@ltid.inpe.br](mailto:Athos_waldir_paulo_morais@ltid.inpe.br)}

Introdução Os dados SAR (Synthetic Aperture Radar) e os ópticos tem sido utilizados separadamente como ferramentas fundamentais no mapeamento e monitoramento dos recursos naturais da Terra. Apesar de ter seus fundamentos estabelecidos já na década de sessenta, somente a partir do satélite RADARSAT-1 em 1995, a estereoscopia de radar passou a ser estudada, entendida e aplicada (Toutin & Vester 1997, Santos *et al.* 1999). A estereoscopia híbrida SAR x óptico é uma forma de análise múltipla de dados que apenas recentemente vem sendo desenvolvida (Toutin 2000, Santos *et al.* 2001). Os dados ópticos e de radar apresentam grandes diferenças de geometria e de radiometria, que influenciam na paralaxe e na visibilidade estereoscópica em um par híbrido. Este trabalho avalia, a partir do entendimento da fundamentação teórica, a aplicabilidade de um par estereoscópico combinando dados ópticos TM e SAR Standard, em estudos geológicos na região de Carajás.

Fundamentação Há, na estereoscopia, dois importantes indicadores de sua performance, que apresentam comportamentos díspares quando se analisa separadamente os dados ópticos e os dados SAR. A visibilidade estereoscópica determina a maior ou menor facilidade de percepção tridimensional em um par estereoscópico, e é diretamente relacionada à correlação radiométrica entre as cenas do par. A paralaxe, que determina o nível de detalhe na percepção de profundidade, relaciona-se diretamente com a disparidade geométrica entre as cenas do par. É desejável, portanto, que em um par estereoscópico as cenas tenham uma alta correlação radiométrica (boa visibilidade estereoscópica) e grande disparidade geométrica (paralaxes mais elevados). Nos sistemas ópticos, as alterações de geometria que resultem na paralaxe necessária a visão tridimensional, não implicam em mudanças significativas na iluminação das cenas. O radar imageador tem sua própria fonte de iluminação, o que significa que, quanto maiores forem as diferenças geométricas entre as cenas do par (obtidas através de alterações da geometria de visada), maiores serão as diferenças radiométricas entre elas. (Toutin & Vester 1997, Santos *et al.* 1999). Um importante aspecto que diferencia diametralmente o radar do sensor óptico, refere-se aos efeitos de deslocamento de relevo.

Nas imagens SAR, as estruturas verticais no terreno são deslocadas em direção ao sensor, enquanto que nas imagens ópticas, o deslocamento se dá inversamente. Além disso, o imageamento de radar produz os efeitos únicos de deslocamento das feições mais alçadas de relevo (macro-rugosidades), denominados de foreshortening e layover. A sombra de radar também é um efeito de relevo distinto do óptico, pois representa, sempre, áreas oclusas (sem nenhuma informação), enquanto no sensor óptico representa, na maioria das vezes, áreas sombreadas (não iluminadas). Típicos do radar, também, são os efeitos da micro-topografia (micro e meso-rugosidades) no retroespalhamento de do sinal emitido (detalhes em Santos *et al.* 1999).

Apesar de alguns trabalhos pioneiros, só mais recentemente a estereoscopia híbrida voltou a ganhar evidência, principalmente devido a grande disponibilidade e diversidade de dados SAR orbitais (Toutin 2000, Santos 2001). Os trabalhos mais recentes demonstraram uma boa aplicabilidade para este tipo de análise, desde que se considere alguns aspectos, cuja principal vantagem está em avaliar simultaneamente dois conjuntos de dados com características diferentes e complementares.

Província Mineral de Carajás A Província Mineral de Carajás constitui uma das mais importantes reservas minerais do Brasil. A região de Carajás faz parte do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, de idade arqueana . A Serra de Carajás destaca-se na topografia, com o seu relevo montanhoso e dissecado em escarpas, com altitudes de até 850 metros. É constituída por sedimentos (Formação Águas Claras) e rochas vulcano-sedimentares de baixo grau (Grupo Grão-Pará) de idade arqueana. No centro da Serra ocorre um batólito granítico proterozóico (Granito Central), com um relevo colinoso e altitudes de 450 a 500 metros. No entorno da Serra, predominam as rochas gnáissicas do Complexo Xingu, em um relevo arrasado com altitudes de 200 a 300 metros (Fig. 1).

Dados de sensoriamento remoto O primeiro aspecto considerado na escolha das imagens (tab. 1), refere-se a busca da melhor correlação radiométrica entre as cenas do par. Neste sentido, a banda 4 do TM mostra uma boa semelhança visual com a imagem de radar pelas tonalidades de cinza e pelo realce do relevo (o pico de reflectância da vegetação nesta banda realça as áreas iluminadas e

Tabela 1: Principais características do conjunto de dados de sensoriamento remoto utilizados neste trabalho.

Satélite/ Imagem	Banda/ Posição*	Data	Escala	Resolução Espacial (m)	Elev.Solar** / Incidência	Az. Solar/ Az. de Iluminação
Landsat TM 226/064	4	22/06/86	1:250.000	30	43°	50°(230°)
RADARSAT SAR-C Standard	S7D	11/09/96	1:250.000	22,09x27	45-48°	282°

*D= órbita descendente **no centro da imagem

sombreadas). Além disso, optou-se por uma passagem descendente para o Standard, com ângulos de incidência equivalentes aos de elevação solar da cena do TM-Landsat. Assim, as áreas iluminadas e sombreadas são equivalentes nas duas cenas do par. As diferenças são relacionadas à variação entre os azimutes de iluminação e o solar. A melhor forma de minimizar as diferenças geométricas entre as duas cenas é através da diminuição dos efeitos de relevo nos dados SAR pelo aumento do ângulo de incidência. A adoção da imagem S7 teve, também, esse objetivo (Santos *et al.* 2001).

Resultados A primeira constatação é que a visibilidade estereoscópica do par S7D x TM4 (fig. 1) é boa e confortável, sob quaisquer condições de relevo, comprovando o acerto e a importância da escolha criteriosa das cenas para a composição do par. A percepção de profundidade é muito boa nas regiões de relevo mais acidentado na Serra dos Carajás (ótima caracterização da Formação Águas Claras, dos limites do Granito Central e do Grupo Grão Pará), enquanto que, nas áreas mais planas a contribuição da visão tridimensional é pequena (difícil caracterização das estruturas geológicas). Há uma contribuição principal de cada um dos sensores: as variações altimétricas vêm, principalmente, dos dados SAR, enquanto que o TM4 contribui, principalmente, com o mapeamento das respostas espectrais superficiais da vegetação. Um bom exemplo disso está na fácil delimitação das lateritas: terreno plano (S7D) mais tons de cinza (TM4). Um aspecto importante de complementação de informações relaciona-se ao realce das estruturas planares. As estruturas com direção NE-SW, que são atenuadas ou mesmo suprimidas na imagem TM4, apresentam um bom realce nas imagem S7D, o que contribui para a sua boa caracterização na percepção tridimensional. O mesmo acontece com as estruturas WNW-ESE, que são atenuadas no radar e realçadas no sensor óptico. A principal dificuldade encontrada foi na definição dos limites da Formação Carajás na Serra Sul, devido a grande disparidade radiométrica entre as cenas (cinza claro no S7D e negro no TM4), causando sérias dificuldades de fusão tridimensional

Referências

- Paradella W.R., Santos A.R., Dall'Agnol R., Pietsch R.W., Sant'Anna M.V. 1998. A geological Investigation based on airborne (SAREX) and spaceborne (RADARSAT-1) SAR integrated products in the Central Serra dos Carajás Granite area, Brazil. *Canadian Journal of Remote Sensing*, **24** (4): 376-392.
- Santos A.R., Paradella W.R., Veneziani P., Morais, M.C. 1999. A estereoscopia com imagens RADARSAT-1: Uma avaliação geológica na Província Mineral de Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **29** (4): 623-628.
- Santos A.R., Paradella W.R., Veneziani P., Morais M.C. 2001. Análise estereoscópica através da Combinação de dados SAR e ópticos: Fundamentação e avaliação em estudos geológicos na região de Carajás. In: SELPER/INPE, Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 10, Foz de Iguaçu, *CD-ROM*.
- Toutin T. 2000. Stereo mapping with SPOT-P and ERS-1 SAR images. *I. J. R. S.*, **21** (8): 1657-1674.
- Toutin T. & Vester C. 1997. Understanding RADARSAT data in stereo. In: ADRO, International Symposium: Geomatics in the Era of RADARSAT, Ottawa, Canada, *CD-ROM*.

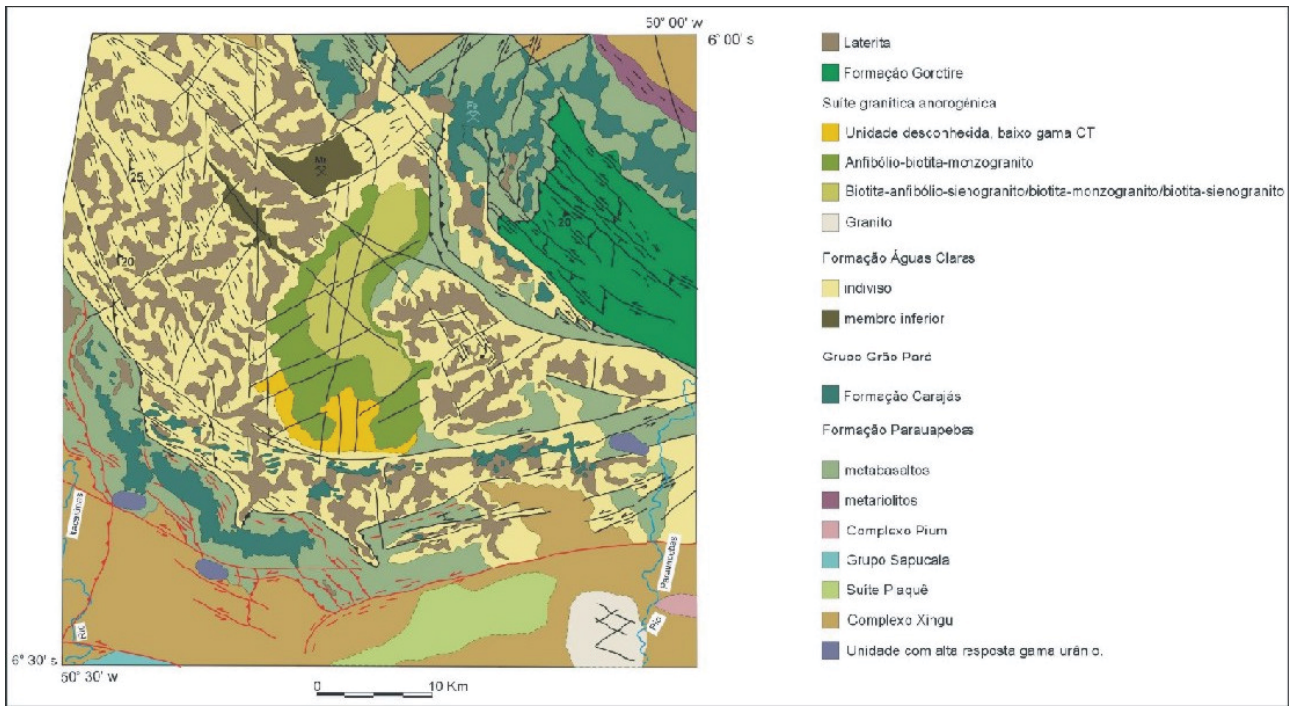


Figura 1 - Mapa Geológico da Folha Serra dos Carajás (fontes: Paradella *et al.* 1988, Santos *et al.* 1999).

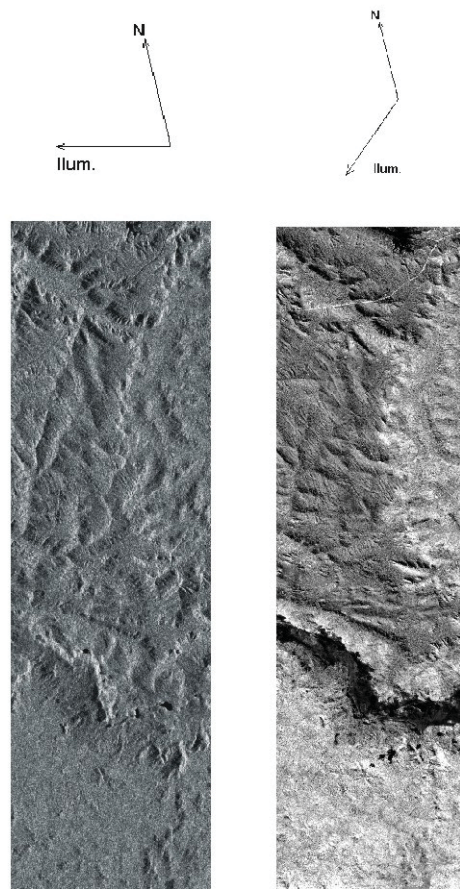


Figura 2 - Par estereoscópico híbrido S7D x Tm4.

Avaliação Qualitativa da Extração Automática de Lineamentos, em Produtos de Sensores Remotos, nas Áreas do Complexo Granítico Estrela (Província dos Carajás) e Norte - Nordeste de Roraima

Stélio Soares Tavares Jr., Edson Ricardo Soares Pereira da Cunha, Paulo Veneziani

INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – Divisão de Sensoriamento Remoto
Caixa Postal 515 – 12227-010, São José dos Campos - SP - Brasil
e-mail: {edson, stelio, paulo}@ltid.inpe.br

Introdução

A utilização da fotointerpretação de imagens de sensores remoto tem se mostrado eficiente em estudos tectônicos, principalmente para as regiões de características morfológicas como as da Amazônia. Entre algumas metodologias empregadas, merecem citação o Método Lógico – Sistemático, conforme adaptações de Veneziani & Anjos (1982) e Santos et al. (2000) para imagens de sensores ópticos e de microondas respectivamente, bem como entre as técnicas automatizadas destacam-se as metodologias apresentadas por Wang (1993) e Budkewitsch et al. (1994).

Fundamentado nessas técnicas, o presente trabalho avalia qualitativamente os procedimentos e os resultados da obtenção de alinhamentos estruturais, tanto pela análise dos arranjos dos elementos texturais em produtos analógicos, como por meio automatizado em imagens digitais. Para a referida avaliação foram selecionadas duas áreas: a primeira compreende a região de exposição das rochas do Complexo Granítico Estrela (CGE) na Província Mineral de Carajás, e a segunda na região norte – nordeste de Roraima, representativa da ocorrência dos corpos graníticos da Suite Intrusiva Saracura (SIS).

Geologia das Áreas de Estudo

A primeira área de estudo está localizada no Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, região da Província Mineral dos Carajás, a qual caracteriza-se por um plúton elíptico de forma alongada, com eixo maior na direção E-W, denominado por Barros (1997) de Complexo Granítico Estrela (CGE). Com relação as movimentações tectônicas, segundo Veneziani et al. (neste simpósio), na região de Carajás, as principais orientações das linhas de fraquezas crustais são: +/- WNW-ESE, +/- N45W, +/- N70W, +/- N10W, +/- N20E e +/- N75E. Em específico na área do CGE as direções mais representativas são: +/- N45W, +/- N20E e +/- N75E.

A área da região norte – nordeste de Roraima é parte integrante do Domínio Estrutural Urariqüera, cuja a característica predominante consiste em um arranjo de zonas de cisalhamento de orientações

preferenciais E-W e WNW-ESE, deformando as rochas vulcânicas da Formação Surumu e corpos graníticos da SIS (Fraga et al. 1999 e Costa 1999).

Características dos Dados e Metodologia

Os Produtos de Sensoriamento Remoto utilizados foram:

- Na área do CGE - imagem do sensor aerotransportado SAR SAREX'92, modo amplo (wide) banda C, polarização HH, com azimute de visada = 282°, ângulo de incidência de 45° a 85° e resolução espacial de 9.8 m (azimute x 18.7 m (range));
- No norte - nordeste de Roraima – imagens das bandas 2, 4 e 5 de uma cena do Landsat – TM5, adquirida em 17/02/90 de órbita/ponto 232/57, com ângulo de elevação e azimute de iluminação solar iguais a 48° e 113° respectivamente.

A interpretação geológica dos dados de sensoriamento remoto (SR), segundo Santos et al. (2000), divide-se em três etapas seqüenciais: 1. Identificação dos elementos de imagem - etapa de identificação dos elementos naturais de paisagem (relevo e drenagem); 2. Análise dos elementos de imagem - etapa que estuda a disposição e ordenamento dos elementos texturais identificados na imagem, pela estrutura e pela forma; 3. Interpretação dos elementos de imagem - esta última etapa é desenvolvida a partir dos resultados da análise dos elementos texturais (relevo e drenagem) e, da tonalidade (imagem de radar) ou do matiz (produto integrado).

Para a extração automática dos lineamentos nas imagens foi utilizado o algoritmo *Lineament Extraction* do aplicativo GeoAnalyst, o qual baseia-se no seguinte princípio: as feições lineares consistem em um conjunto de pixels, cada um com orientações azimutais próprias (Budkewitsch et al. 1994). O algoritmo permite ainda a intervenção do fotointérprete através da definição de valores correspondentes aos parâmetros de extração. A tabela 1 mostra os valores definidos para as áreas de estudo.

Tabela 1 – Parâmetros para extração de lineamentos utilizados pelo algoritmo do aplicativo GeoAnalyst.

Parâmetros de Extração	Área 1	Área 2 (*/**)
Raio do filtro de borda	3	3/3
Gradiente mínimo de borda	15	20/22
Comprimento mínimo de linha	25	13/13
Ajuste de tolerância de linha	2	02/02
Diferença angular máxima	15	10/15
Distância máxima de conexão	20	25/25

* Imagem multiplicação 4X5, ** Imagem composição colorida (5R4G2B).

Resultados

Nas imagens da figura 1 são apresentados os resultados obtidos com os dois métodos: de extração analógica e automática, para a região do CGE. Observa-se na imagem do centro que os alinhamentos de maior realce, possuem direção NE-SW, ou seja, perpendicular ao azimute de iluminação do sensor SAR (= 282°). De uma forma geral, as feições mapeadas pelo algoritmo correspondem aos elementos texturais de relevo, provavelmente em razão da ausência de grandes rios e/ou córregos, o que implica em um baixo gradiente do número de quantização. A imagem da direita mostra o resultado final com os principais alinhamentos tectônicos e direções de movimentos da região do CGE.

Nas imagens superiores da figura 2 nota-se a forte similaridade entre os arranjos formados pelas feições lineares detectadas pelas duas metodologias. Esses arranjos mostram as principais orientações estruturais E-W e WNW-ESE associadas com alinhamentos NW-SE, desenhando feições de arrasto indicadoras de uma movimentação sinistral. Na imagem de composição colorida nota-se uma redução na detecção das feições lineares nas regiões de densa cobertura vegetal, provavelmente em razão do menor gradiente de borda. Por outro lado a variação de matiz, em alguns casos, pode funcionar como um delimitador de unidades litológicas

As metodologias empregadas nas duas áreas de estudo alcançaram resultados bastante próximos, porém a extração automática requer um maior conhecimento prévio dos *trends* estruturais principais, além de um trabalho de edição vetorial para eliminação de feições sem significado geológico. Recomenda-se a utilização dessas metodologias de forma complementar, com intuito de selecionar áreas estruturalmente representativas e ou que apresentem dúvidas significativas, a fim de serem visitadas durante os trabalhos de campo, os quais servirão para refinar e validar os resultados fotointerpretados.

Referências Bibliográficas

- Barros, C. E. M. Pétrologie et structure du Complexe Granitique Estrela (2,5 Ga) et de son encaissant métavolcano-sédimentaire (Province Métallifère de Carajás, Brésil). 1997. Université Henri Poincaré-Nancy 1, Nancy, Tese Doutorado, 316 p .
- Budkewitsch, P.; Newton, G; Hynes, A. J. 1994. Characterization and extraction of linear features from digital images. *Can. J. Remote Sensing*.20(3):268-279.
- Costa, J. A. V.1999.Tectônica da região nordeste do Estado de Roraima. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém , Tese de Doutorado, 315p.
- Fraga, L. M. B.; Reis, N. J.; Riker, S. R. L.; Araújo, R. V.; Millioti, C.; Haddad, R. C.; Almeida M. E.; Carvalho, J. M.A. 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, folhas NA. 20-X-B e NA.20-X-D e parte das folhas NA. 20-X-A, NA. 20-X- C, NA. 21-V-A e NA. 21-V-C. Estado do Amazonas, Brasília. CPRM, 166p. (texto explicativo).

- Santos, A. R.; Paradella, W. R.; Veneziani, P.; Morais, M. C. , 2000. Radar aplicado ao mapeamento geológico e prospecção mineral: aplicações. São José dos Campos:INPE/ADIMB, 103p.
- Veneziani, P.; Santos, A R.; Paradella, W. R.; Morais, M. C. 2001 Fases de movimentação tectônica ao longo do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, Carajás, PA. In: SBG, Simp. de Geologia da Amazônia, 7, Belém, (CDROM).
- Veneziani, P. & Anjos, C. E. Metodologia de interpretação de dados de Sensoriamento Remoto e aplicações em Geologia. 1982. São José dos Campos: INPE, 54p.
- Wang J.1993. LINDA A sistem for automated linear feature detection and analysis. Can. J. Remote Sensing.19(1):9-21.

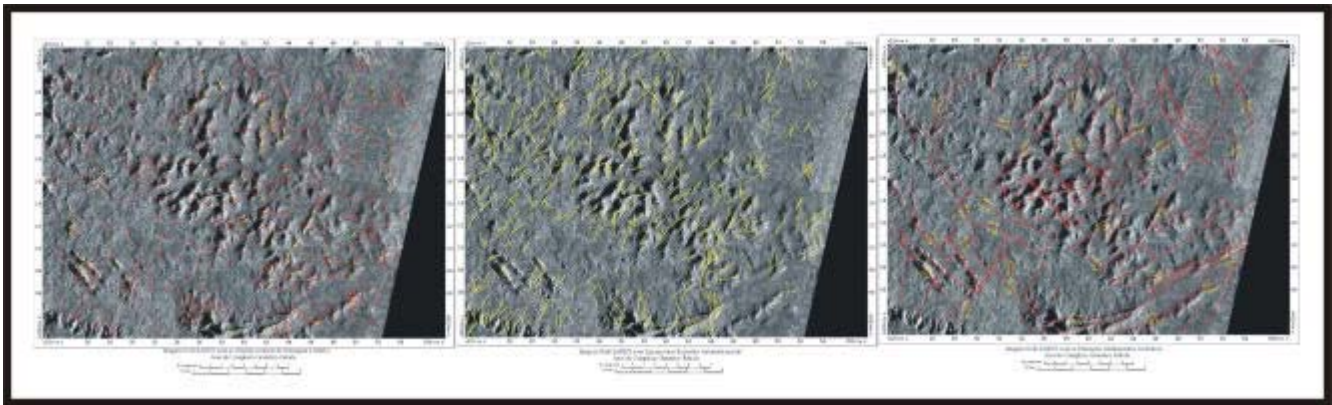


Figura 1 – Feições lineares de relevo e drenagem interpretadas analogicamente (esquerda), feições lineares extraídas automaticamente (centro), principais alinhamentos tectônicos e seus movimentos relativos (direita).

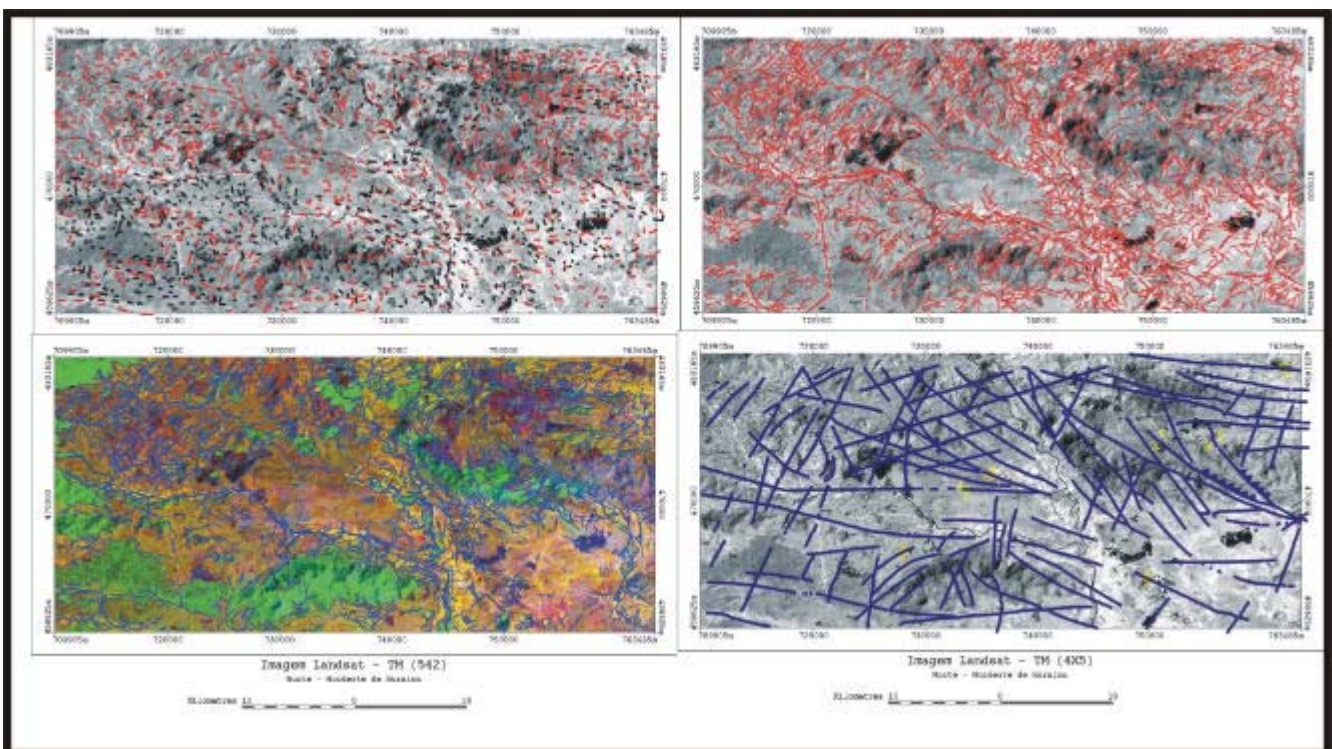


Figura 2 – Interpretações das feições lineares, superior a esquerda em produtos analógicos, a direita automaticamente em imagens digitais e inferior sobre a imagem de composição colorida RGB, além da disposição dos principais alinhamentos fotointerpretados.

Integração de dados de radar (SAREX'92) com aerogeofísica (K e U) na caracterização do Granito Cigano – Província Mineral de Carajás (PA)

Rosely Kimie Teruiya
Waldir Renato Paradella
Athos Ribeiro dos Santos

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE)
Caixa Postal 515 - 12201-097 - São José dos Campos - SP, Brasil
{rosely, waldir, athos}@itid.inpe.br

Introdução

A partir da década de 90, vários trabalhos de integração de dados multifontes têm sido realizados, apresentando resultados satisfatórios e contribuindo de forma pertinente aos estudos geológicos, especialmente na região de Carajás, como em Paradella *et al.* (1998).

A radiatividade, descoberta em 1896, é largamente utilizada em pesquisa mineral e mais recentemente em mapeamentos geológicos na Amazônia realizados pela CPRM, DOCEGEO e outras companhias. O potássio, urânio e tório são os únicos elementos naturais com radio-isótopos que produzem raios gama de energia e intensidade suficientes para serem medidos através dos levantamentos aéreos, sendo a abundância crustal média destes elementos de: K: 2%, U: 2.7ppm e Th: 8.5ppm (Minty, 1997). A vantagem de integração digital da imagem SAR (*Synthetic Aperture Radar*) com dados geofísicos é agregar as características do relevo (macro e microtopografia), com respostas da radiatividade das rochas num único produto para a análise visual.

Localização e Geologia da Área

O Granito Cigano localiza-se a nordeste da Serra dos Carajás, Estado do Pará. A área de estudo possui cerca de 1000 km², englobando rochas do maciço e de seu entorno. Está localizada entre os meridianos 49°45' e 50°00' a oeste de Greenwich e os paralelos 5°50' e 6°05' de latitude sul.

Este maciço é o segundo maior plúton granítico proterozóico da região de Carajás e está localizado na porção leste do Sistema Cinzento. A intrusão corta rochas do Complexo Xingu e do Grupo Igarapé Pojuca (Pinheiro, 1997). O maciço constitui um batólito com cerca de 300 km², tendo uma forma grosseiramente circular e eixos medindo aproximadamente 20 km na direção E-W e 15 km no sentido N-S. De acordo com Gonzalez *et al.* (1988), o granito Cigano caracteriza-se por apresentar uma marcante homogeneidade composicional, sendo constituído por monzogranitos aos quais se associam subordinadamente rochas de natureza sienograníticas. As cinco fácies individualizadas foram: anfibólio-biotita-monzogranito grosso, anfibólio-biotita-monzogranito porfirítico, biotita-monzo a sienogranito, monzogranitos transformados e microgranitos (**Figura 1**).

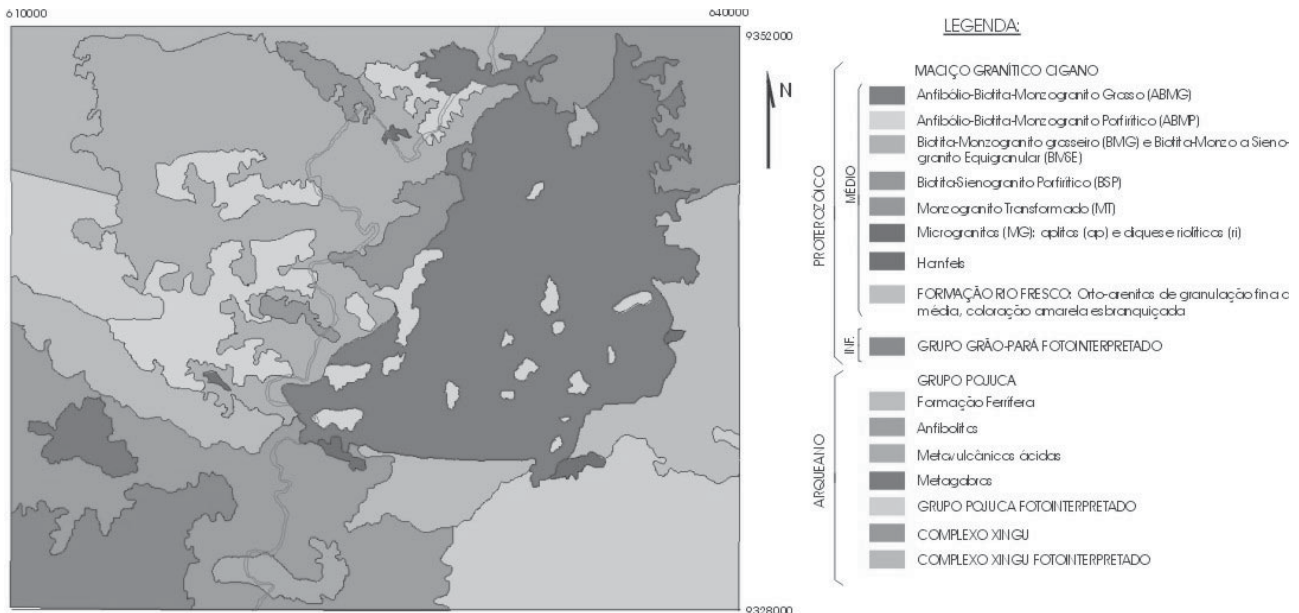


Figura 1 – Mapa litológico do Granito Cigano (modificado de Gonzalez *et al.*, 1988).

Dados Utilizados

- Imagem digital SAREX: banda C, polarização HH, imageada em 15/04/1992, Modo Wide Swath (Faixa Larga), com azimute de visada=282°, ângulos de incidência de 45° a 85°, resolução espacial de 9.8m (azimute) x 18.7m (range). Detalhes podem ser vistos em Paradella *et al.* (1993).

- Dados aerogamaespectrométricos: o levantamento faz parte do Projeto Geofísico Brasil-Canadá, realizado em 1975/76. O espaçamento entre as linhas de vôo foi de 2km e o intervalo entre as medições de um segundo. O tamanho da célula foi reamostrado de 500m para um *grid* de 30m.

Metodologia

Neste trabalho, a imagem SAREX (radar aerotransportado) foi integrada com os canais potássio (K) e urânio (U), através da transformação IHS, que em linhas gerais, consiste na transformação das cores primárias do monitor para as propriedades matiz, intensidade e saturação, permitindo, assim, a manipulação destas propriedades de modo independente (Harris *et al.*, 1994). Após esta associação, retorna-se ao espaço RGB para visualização dos produtos. A combinação mais comum é feita substituindo-se o dado SAR no canal I (intensidade), o dado geofísico no canal H (matiz) e no canal S (saturação) utiliza-se uma máscara com valor constante.

Resultados

A radiatividade das rochas ígneas devida ao urânio provém de três fontes: minerais acessórios moderadamente radioativos, minerais essenciais fracamente radioativos e material radioativo localizado entre os grãos e em defeitos estruturais de minerais. Em contrapartida, o potássio é um elemento muito freqüente nos minerais, principalmente nos alumino-silicatos, como os K-feldspatos e as micas (Vasconcelos *et al.*, 1994).

Na análise dos produtos integrados, SAREX/Potássio (**Figura 2**) e SAREX/Urânio (**Figura 3**), percebe-se que os canais, K e U, apresentam respostas radiométricas semelhantes.

O granito distinguiu-se em duas zonas morfológicas, uma mais acidentada a oeste e a outra mais arrasada a leste, separadas entre si pelo Rio Parauapebas. Em ambos os produtos é possível delimitar a área de ocorrência do batólito, sendo que na porção leste o contato com as encaixantes é caracterizado pela mudança de relevo (letra **A**, **figuras 2 e 3**) e na oeste pelo alto contraste radiométrico (letra **B**, **figuras 2 e 3**).

As mais altas respostas gamaespectrométricas (magenta) associadas ao relevo acidentado, estão relacionadas com a distribuição espacial da unidade Anfibólio-Biotita Monzogranito Porfírico (letra **I**, **figuras 2 e 3**). As respostas mais baixas (azul) relacionam-se às Formações Ferríferas do Grupo Pojuca (letra **II**, **figuras 2 e 3**), resultado este esperado uma vez que as rochas básicas apresentam radiação gamaespectrométrica menor que as ácidas. Na integração SAREX/Potássio percebe-se um baixo valor radiométrico na região central do granito (letra **III**, **figura 2**), isto provavelmente está relacionado a unidade Monzogranito Transformado, na qual existem indícios de alteração hidrotermal. Este fato pode também ser percebido, porém de forma inversa, no produto SAREX/Urânio.

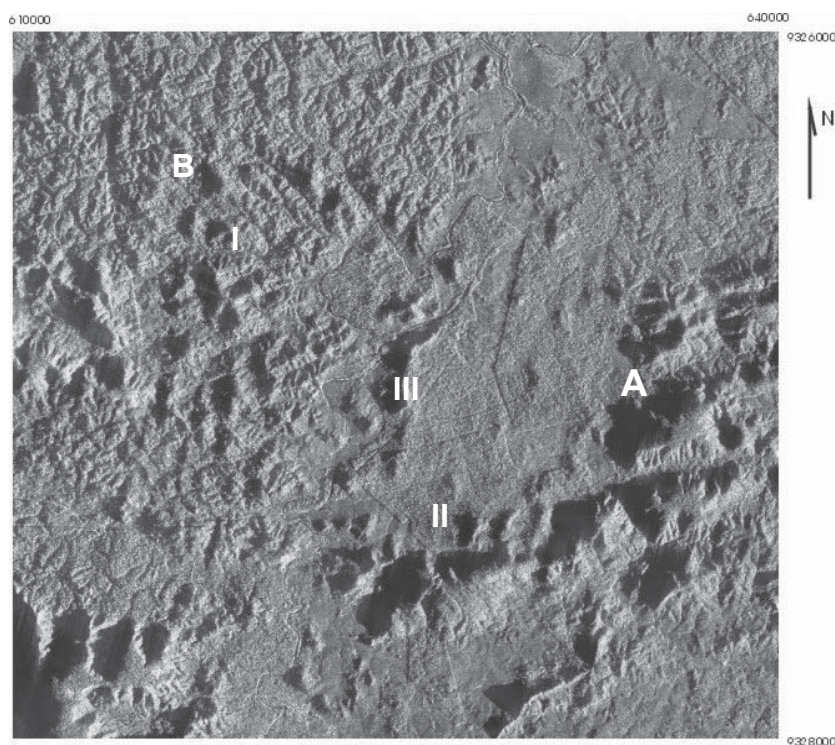


Figura 2: Produto integrado SAREX/Potássio.

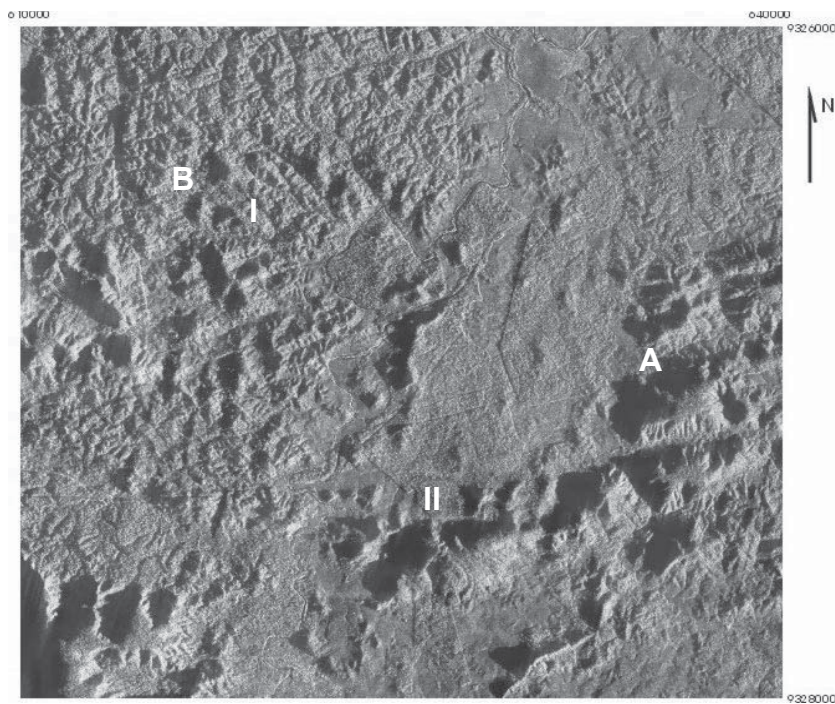


Figura 3: Produto integrado SAREX/Urânio.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao Prof. Dr. Augusto Pires e ao pesquisador Marcelo Blum, da Universidade de Brasília, pelos processamentos dos dados geofísicos.

Referências Bibliográficas

- GONÇALEZ, M.G.B.; DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E.A.P.; MACAMBIRA, M.J.B.; DELLA SENTA, N. - 1988 - Geologia do maciço anorogênico Cigano. Vale do Rio Parauapebas-PA. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35., Belém,. **Anais:** Sociedade Brasileira de Geologia, 1988. v.3, p.1132-1146.
- HARRIS, J.R; BOWIE, C.; RENCZ, A.N.; GRAHAM, D. - 1994 - Computer-enhancement techniques for the integration of remotely sensed, geophysical, and thematic data for the geosciences. **Canadian Journal of Remote Sensing** v.20, n.3, p. 210-221.
- MINTY, B.R.S. Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry - 1997 -. **Journal of Australian Geology & Geophysics**, v.17, n.2, p.39-50.
- PARADELLA, W.R.; LIU, C.C.; VENEZIANI, P.; SANTOS, A.R.; BIGNELLI, P.A.; DIAS, R.R.; SINGHROY, V.H. - 1993 - First results from a SAR investigation (SAREX data) in the Carajás Mineral Province, Brazilian Amazon region. ESA Workshop SAREX'92, **Proceedings**, Paris, p. 101-111 (ESA WPP 76).
- PARADELLA, W.R.; SANTOS, A.R.; DALL'AGNOL, R.; PIETSCH, R.W.; SANT'ANNA, M.V. - 1998 - A geological investigation based on airborne (SAREX) and spaceborne (RADARSAT-1) SAR integrated products in the Central Serra dos Carajás granite area, Brazil. **Canadian Journal of Remote Sensing**, v.24, n.4, p.376-392.
- PINHEIRO, R.V.L. - 1997 - **Reactivation history of the Carajás and Cinzento strike-slip systems, Amazon, Brazil.** 408p. Ph.D. Thesis – University of Durham, Durham.
- VASCONCELLOS, R.M; METELO, M.J.; MOTTA, A.C.; GOMES, R.D. - 1994 - **Geofísica em levantamentos geológicos no Brasil.** CPRM, Rio de Janeiro, 165p.

Paleomagnetism as a tool for dating and quantifying weathering processes on the Guyana and the West African shields

H. Théveniaut and P. Freyssinet

BRGM, BP 6009 Orléans Cedex 2, France (h.theveniaut@brgm.fr)

A paleomagnetic and magnetostratigraphic study was carried out on distinct lateritic and bauxitic paleosurfaces identified in French Guiana (Cayenne area, 3 surfaces), Suriname (Moengo surface and Bakhuis surface) and in Guinea (Léro mine, 3 surfaces). These surfaces were characterized for their geomorphological, mineralogical and geochemical properties.

The highest and thickest profiles are supposed to be the oldest while the lowest and thinnest profiles are supposed to be the youngest. Based on the fact that a chemical remanent magnetization is acquired by hematite during the weathering process, 500 samples were taken from sites and profiles of the different surfaces in South America and West Africa. The paleomagnetic results show that the South American duricrusts are magnetically marked by a polyphasing of the duricrust formation process that can be dated at around 60, 45, 10-20 and 5-10 Ma. The Guinean duricrusts are inversely dominated by mechanical reworking within the duricrust with no possibility of relative dating. However, the Léro mine saprolite profile preserved at the top a fossil magnetic signature estimated at 60-70 Ma whereas at the bottom part magnetic directions are recent (0-5 Ma).

The magnetostratigraphic study of a saprolite profile in French Guiana allows the calculation of a saprolitization rate ranging between 11 and 15 m/Ma which is consistent with known weathering rates in tropical environment. These results show paleomagnetism is a powerful tool for studying and dating lateritic weathering processes due to climate changes over the last 100 Ma.

On the use of radiometric data for geological mapping of superficial weathered Formation : Example from the Crique Plomb area in French Guiana (South America).

Hervé Théveniaut, Catherine Truffert

BRGM/CDG/MA, Avenue C. Guillemin, BP 6009, 45060 Orléans, France (h.theveniaut@brgm.fr)

Geological mapping under tropical climate and particularly under primary dense rainforest cover is quite often a difficult task. Lack of roads, penetration problems and small amount of outcrops prevent continuity on geological observations. Rivers are usually the only access where rocks are observed. In 1996, an aerogeophysical (magnetic and radiometry) survey was carried out over the French Guiana Territory.

We here present the use of the aerogeophysical data as a tool for mapping the covering dominantly lateritic soils in French Guiana.

The studied area is located 50 km south-west of Kourou on hilly mountains far from coastal sedimentary effects. The bed rocks consists of metasedimentary (sericito-schist) rocks formed during the Paleoproterozoic. They are, to the north and to the west intruded by Late orogenic plutonic intrusions which enhanced typical contact metamorphic mineralogy.

The use of gamma-radiometry and especially a high K signal allows a better mapping of the sericito-schists series where no intrusions are recognized. Variations in K signal, associated with variations in U and Th signals appears, in relationship with altitude variations, closely linked to the presence of evolved lateritic profiles.

In association with field observations complemented by geochemical analyses it allows to represent different geological contours corresponding to the presence of indurated aluminoferruginous or ferruginous duricrusts, of nearly outcropping saprolite and of surficial soil cover.

This approach shows aerogeophysical data, already used as an efficient extrapolation tool representative of the underlying although partly weathered Proterozoic rocks can also be used on a second order scale to map local variations induced by strong weathering.

Épocas Metalogenéticas no Cráton Amazônico

Marcel Auguste Dardenne
Carlos Schobbenhaus

UnB - dardenne@tba.com.br
CPRM - schobben@aneel.gov.br

Os depósitos minerais que foram gerados no decorrer da estruturação do Cráton Amazônico, são apresentados em função do seu posicionamento cronoestratigráfico e em relação aos eventos tectono-metamórficos de maior importância, o que permite uma tentativa de definição das principais épocas metalogenéticas ocorridas nessa região (Suszczynski, 1975; Dardenne, 1982; Schobbenhaus *et al.* 1984; Delgado *et al.* 1994; Marini e Queiroz, 1991; Tassinari e Mellito, 1994; Dardenne e Schobbenhaus, 2001).

No Paleoarqueano ($\geq 3,0$ Ga), os núcleos continentais mais antigos são ainda mal conhecidos no território brasileiro em função dos retrabalhamentos sucessivos aos quais foram submetidos durante os eventos tectono-metamórficos conhecidos como Aroense em 2,85 Ga, Jequié em 2,6 Ga, Transamazônico em 2,0 Ga e Brasiliano em 0,6 Ga. Na Plataforma Sul-Americana, somente o Bloco de Imataca, na Venezuela, representa uma área paleoarqueana, onde idades entre 3,4 e 3,7 Ga são seguramente reportadas. Nesse bloco, uma época e uma província Fe foram definidas pela presença dos importantes depósitos BIF-óxidos de Fe identificados em Cerro Bolivar, El Pao e San Isidro. Esses depósitos de ferro são provavelmente associados a seqüências vulcano-sedimentares de tipo *Greenstone Belt*.

No Mesoarqueano (3,0-2,8 Ga), inicia-se a história conhecida da geologia brasileira no Cráton Amazônico com a geração das seqüências vulcano-sedimentares de tipo *Greenstone Belt*, atribuídas ao Supergrupo Andorinhas, que caracterizam a Província Rio Maria. Ao Evento Rio Maria (2,85 Ga) é relacionada a época do ouro que corresponde ao desenvolvimento dos depósitos Au de tipo *Lode*, como os de Babaçu, Lagoa Sêca e Diadema, e dos depósitos Cu-Au de tipo *lode* porfirítico associados ao granodiorito Cumaru.

No Neoarqueano (2,8-2,5 Ga), individualiza-se a Província Polimetálica Carajás, imediatamente ao norte da Província Rio Maria, a qual foi dividida em cinco épocas metalogenéticas distintas:

i) Época do Ferro, em 2,76 Ga, associada a seqüências vulcano-sedimentares do Grupo Grão-Pará e caracterizada pelos enormes depósitos de jaspilitos de tipo Carajás que lhe são geneticamente relacionados.

ii) Época Cu-Au-Fe-U-ETR, desenvolvida entre 2,76 e 2,53 Ga. É caracterizada pelos depósitos de Bahia/Alemão, Pojuca e Salobo, associados direta ou indiretamente às seqüências

vulcano-sedimentares de Igarapé-Bahia, Pojuca e Salobo, datadas em 2,76 Ga e consideradas aqui como equivalentes do Grupo Grão Pará, e pelos depósitos de Sossego, Cristalino, S₁₁₈, ... associados a intrusões granodioríticas datadas entre 2,74 e 2,53 Ga.

iii) Época do Manganês, associada a seqüência sedimentar do Grupo Águas Claras, depositada provavelmente após uma primeira fase de deformação do Evento Carajás e caracterizada pelos depósitos Mn de Azul/Sereno, formados em bacias anóxicas estratificadas. A jazida Mn de Buritirama pode representar um equivalente metamórfico na fácies anfibolito dessas jazidas.

iv) Época Au-Pd, individualizada durante a última fase tectônica compressiva afetando a Província Carajás e associada ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento encaixadas nos sedimentos do Grupo Águas Claras, cujos representantes mais expressivos correspondem às jazidas de Serra Pelada/Serra Leste.

v) Época Cr-Ni-EGP, entre 2,5 e 2,3 Ga, associada aos complexos máfico-ultramáficos diferenciados de Vermelho, Onça, Puma, Jacaré, Jacarezinho que sublinham um evento distensivo no final do Arqueano/início do Paleozóico.

Os depósitos Cr, associados ao CUM de Bacuri no Escudo das Guianas, são tentativamente correlacionados a essa época metalogenética.

No Paleoproterozóico (2,5 a 1,8 Ga), a metalogênese mostra-se bem diversificada com várias épocas metalogenéticas distintas.

No Escudo das Guianas, quatro épocas metalogenéticas foram identificadas:

i) Época do Manganês (2,2 Ga), com o depósito Mn da Serra do Navio, relacionado a seqüência vulcano-sedimentar do Grupo Vila Nova.

ii) Época do Ouro (2,0 Ga), definida pela deformação e metamorfismo devidos ao Evento Transamazônico, pela formação dos depósitos de ouro de tipo Amapari em zona de cisalhamento e de tipo Salamangone nas intrusões graníticas do final do Evento Transamazônico.

iii) Época do Diamante (1,5 Ga), na forma dos paleoplaceres encontrados nos conglomerados do Grupo Roraima.

iv) Época do Estanho (por volta de 1,8 Ga), caracterizada pelos depósitos de cassiterita encontrados nos greisens do granito Água Boa e Sn-Nb-Zr-ETR associados ao albitito do granito Madeira.

No Escudo Brasil-Central, somente duas épocas metalogenéticas merecem destaque:

i) Época do Ouro (entre 1,95 e 1,8 Ga), com a individualização das Províncias Auríferas Tapajós e Alta Floresta, onde os depósitos Au são associados a zonas de cisalhamento do final do Evento Transamazônico e a intrusões graníticas de tipo Matupá e Maloquinha.

ii) Época dos granitos anorogênicos (1,88 Ga) presentes nas províncias Rio Maria e Carajás, aos quais são relacionados pequenas ocorrências Sn-W (Musa), Cu-Au (Central Carajás) e Cu-Au (Águas Claras).

No Mesoproterozóico (1,8-1,0 Ga), destaca-se no Escudo Brasil-Central uma Época Pb-Zn-Cu-Au, relacionada as seqüências vulcano-sedimentares Roosevelt-Aripuanã e Cabaçal, datadas em torno de 1,75 Ga. Nas seqüências sedimentares subsequentes a esse vulcanismo e correlacionadas ao Grupo Beneficente aparecem as ocorrências de cobre de Terra Preta.

A Província Aurífera do Alto Guaporé caracteriza uma Época do Ouro datada por volta de 1,0 Ga, isto é, no final do Evento Sunsás, a partir do desenvolvimento de zonas de cisalhamento afetando tanto o embasamento granito-gnáissico quanto os metassedimentos clásticos do Grupo Aguapéí.

Nessa faixa de idade (1,0 Ga), encontra-se também o CUM diferenciado de Rincón del Tigre com depósitos Ni associados.

No Neoproterozóico (1,0 a 0,6 Ga), evidencia-se no Escudo Brasil-Central:

i) Época do Estanho, em 950 Ma, relacionada aos *Younger* Granitos de Rondônia, caracterizados como anorogênicos, com os depósitos Sn de Santa Bárbara e Bom Futuro.

ii) Época do Ferro-Manganês, em volta de 650 Ma, caracterizada pelos depósitos Fe-Mn de Urucum, classificados como de tipo Rapitan, os quais são associados ao hidrotermalismo desenvolvido durante a evolução do Aulacógeno Chiquitos-Tucavava.

iii) Época do Ouro, em volta de 600 Ma, no final do Evento Brasileiro na região de Cuiabá.

No Escudo das Guianas, o Neoproterozóico permite evidenciar uma época do Diamante com a descoberta do kimberlito Quebrada Grande (810 Ma). A essa época são correlacionadas tentativamente as intrusões carbonatíticas de Cerro Impacto e Seis Lagos com suas mineralizações P, Nb, Ti, ETR associados.

Referências Bibliográficas

- Dardenne M.A. 1982. Chrono-stratigraphie et metallogenie du Précambrien dans le Brésil Central. In: *Congreso Latinoamericano de Geologia*, 5, Argentina, *Actas*, v.3, p.65-77.
- Dardenne M.A. e Schobbenhaus C. 2001. Metalogênese do Brasil. Ed. UnB, Brasília, 394 p.
- Delgado I.M., Pereira A.J., Thormann C.H. 1994. Geology and mineral resources of Brazil: a review. *Intern. Geol. Review*, **36**:503-544.
- Marini. O.J. e Queiroz E.T. 1991. Main geologic-metallogenetic environments and mineral exploration in Brazil. *Ciência e Cultura*, **43(2)**:153-161.
- Schobbenhaus C., Campos D.A., Derze G.R., Asmus H.E. 1984. *Geologia do Brasil*, MME- DNPM, Brasília, 501p.
- Suszczynski E.F. 1975. Os recursos minerais e potenciais do Brasil e sua metalogenia. Livraria Interciência Ltda, Rio de Janeiro, 525p.
- Tassinari C.C.G. e Mellito K.M. 1994. The time-bound characteristics of gold deposits in Brazil and their tectonic implications. *Comunicaciones*, **45**:45-54.

Estudos isotópicos U/Pb (convencional e SHRIMP) e Sm/Nd de rochas granitóides na Serra de Santa Bárbara (SW do Estado do Mato Grosso): Uma possível extensão do Bloco Parágua da Bolívia (?)

M.C. Geraldes¹, C.C.G. Tassinari¹, W. Teixeira¹ W.R. Van Schmus² e A. Nutman³

(1) Instituto de Geociências- Universidade de São Paulo-SP- Brasil (mcgeral@usp.br)

(2) University of Kansas, Lawrence-KS (USA)

(3) Australian National University-Canberra-Australia

Introdução

Os cinturões orogênicos Paleo e Mesoproterozóicos do SW do Cráton Amazônico têm sido agrupados nas Províncias Rio Negro/Juruena, Rondoniano/San Ignacio e Sunsás/Aguapeí, através de estudos geocronológicos de cunho regional. Em cada uma destas Províncias tem sido possível caracterizar, através de estudos de maior detalhe, terrenos acrescionários distintos. Desta forma, na Província Rio Negro/Juruena, foram caracterizados as acresções crustais juvenis representadas pelas rochas do orógeno Alto Jauru (1,79-1,74 Ga) e Cachoeirinha (1,58-1,52 Ga). Na Província Rondoniano/San Ignacio foram caracterizados os orógenos Rio Alegre (1,51-1,50 Ga) e Santa Helena (1,45-1,42 Ga). Na Província Sunsás/Aguapeí foram caracterizados os orógenos Nova Brazilândia (1,15-1,10 Ga), Sunsás (ca. 1,00 Ga) e Aguapeí (1,00-0,97 Ga). Inseridos ainda na Província Rondoniano/San Ignacio, são observados terrenos de idade mesoproterozóica, caracterizados por xistos, gnaisses e granulitos descritos por Litherland et al. (1986) como pertencentes ao Bloco Parágua e gerados no evento San Ignacio. Esta unidade é composta por granitóides sin-cinemáticos (idades Rb/Sr entre 1375 Ma e 1291 Ma, T_{DM} entre 1,99 e 1,09 Ga e valores de ϵ_{Nd} levemente negativos), rochas pós-cinemáticas (idades Rb/Sr entre 1286 Ma e 1283 Ma, T_{DM} entre 1,73 Ga e 1,69 Ga e valores de ϵ_{Nd} entre 1,4 e 1,0), e o Complexo alcalino El Tigre, interpretado como o pulso final da orogenia San Ignacio, de idade Rb/Sr de 1286 Ma, T_{DM} de 1,88 Ga e $\epsilon_{Nd} = 0,9$ (Darbyshire, 1979 e 2000).

A possível continuidade desta rochas em território brasileiro pode ser observada no Estado de Mato Grosso e é representada por rochas de composição tonalítica a granítica. Este trabalho tem por objetivo o estudo geocronológico (U/Pb e Sm/Nd) destas rochas, e investigar a possibilidade delas constituírem o prosseguimento do Bloco Parágua reportado em território Boliviano. As implicações tectônicas desta correlação também são discutidas.

Resultados U/Pb e Sm/Nd

As análises U/Pb por diluição isotópica e Sm/Nd realizadas no Isotope Laboratory da Universidade de Kansas (EUA) e as análises SHRIMP na Universidade Nacional Australiana (Australia) estão apresentadas a seguir.

Gnaiss Tonalítico: A amostra coletada apresenta composição tonalítica, com variações laterais com litotipos trondjemíticos, com foliação fraca a intensa (Pinho, 1990). No local de coleta ainda observam-se bolsões monzograníticos com contatos graduais com o tonalito. Quatro frações (monocristal) de zircões do tonalito foram analisados e os resultados quando lançados no diagrama da concórdia indicam a idade de 1383 ± 40 Ma. Todas as frações são concordantes (foi observada apenas uma população de zircões) e se distribuem por sobre a concórdia com uma variação de idade entre 1400 Ma e 1360 Ma, sugerindo que o processo de fusão do tonalito (e formação do monzogranito), tenha provocado a rehomogeneização isotópica parcial do sistema U/Pb, e a consequente distribuição dos resultados analíticos ao longo da concórdia. Análises U/Pb SHRIMP de zircões (sete pontos) desta amostra indicam um intercepto superior de 1383 ± 33 Ma, concordante com a idade obtida por diluição isotópica e é interpretada como a idade de cristalização do tonalito. Análises Sm/Nd nesta rocha resultaram em idades T_{DM} de 1,52 Ga e $\epsilon_{Nd(T)}$ de +3.6, sugerindo sua origem a partir do manto.

Granodiorito Rio Alegre: A oeste do Rio Alegre são observados lajedos e blocos de rochas de composição granodiorítica, aqui informalmente denominado Granodiorito Rio Alegre. Sua composição mineralógica principal é quartzo, plagioclásio, k-feldspato e anfibólio. Em amostras de mão não é observada orientação mineral, sendo a rocha de coloração cinza a rosa e granulação grossa. Sete frações de zircões (monocristal) foram analisadas e indicam uma idade de 1453 ± 51 Ma. Análises Sm/Nd nesta amostra indicou idade T_{DM} de 1,58 Ga e $\epsilon_{Nd(T)}$ de +3.6, sugerindo sua origem a partir do manto.

Granito Lajes: Esta unidade ocorre a SW das rochas do orógeno Rio Alegre, ao longo da estrada de acesso para Casal Vasco, sendo recoberta parcialmente pelos sedimentos da Formação Pantanal. Foi descrita inicialmente por Matos e Ruiz (1989) e é constituída por um granito cinza foliado de granulometria fina. Seis zircões (monocristais) foram analisados e os resultados quando lançados no diagrama da concórdia indicam duas idades distintas. A primeira é definida por duas frações de zircões que indicam uma idade imprecisa (pelo alto erro) de 1608 ± 200 Ma. Duas outras frações de zircões indicam a idade de 1310 ± 34 Ma, sugerindo que esta rocha, como o Gnaiss tonalítico, teve o sistema U-Pb rehomogeneizado após o período de tempo correspondente a sua cristalização. Análises Sm/Nd nesta rocha indicou idade T_{DM} de 1,69 Ga e $\epsilon_{Nd(T)}$ de +3.6 ($T=1600$ Ma) e 0 ($T=1300$ Ma), também indicando origem manto-derivada para esta amostra.

Discussão

As rochas aqui estudadas não apresentam limites geocronológicos precisamente definidos de forma a indicarem uma história geológica policíclica. Os resultados analíticos U/Pb em zircões indicam idades variando entre 1,60 a 1,30 Ga, T_{DM} de 1,69 Ga a 1,52 Ga, valores de ϵ_{Nd} de 3,6 a 3,4, indicando uma origem mantélica para estas rochas. Estes resultados também caracterizam um domínio de rochas com assinaturas isotópicas distintas das rochas observadas a leste no orógeno Rio Alegre, cujas idades U/Pb estão entre 1,51 Ga e 1,50 Ga, T_{DM} entre 1,69 Ga e 1,52 Ga e valores de ϵ_{Nd} entre 3,6 e 3,4 (Geraldés et al., 2001). Ambos terrenos encontram-se cobertos pelos sedimentos do Grupo Aguapeí, cujo início e final de deposição provavelmente varia entre 1,3 Ga a 0,95 Ga segundo Litherland et. al. (1986), limite temporal este de acordo com os resultados apresentados no presente trabalho. Conseqüentemente a colagem das rochas policíclicas aqui descritas na borda oeste do Terreno Rio Alegre, é anterior a 1,3 Ga, configurando o embasamento para a Bacia do Grupo Aguapeí que se estende desde o orógeno Alto Jauru (a leste) até o Bloco Parágua (na Bolívia).

A provável extensão do Bloco Parágua na região oeste de Mato Grosso tem por base a continuidade estrutural e a correlação de idades entre as rochas granitóides (calcioalcalinas) que ocorrem em ambas regiões, apesar da falta de cartografia geológica de detalhe. A formação das rochas do Bloco Parágua foi definida no intervalo de tempo entre 1400-1270 Ma e a associação petrotectônica foi interpretada por Saes e Fragoso Cesar (1996) como gerada em ambiente de arco magmático, como indicado pela presença de granitóides calcioalcalinos. O grupo de rochas observado na área em estudo a SW do estado de Mato Grosso tem similaridades com as associações litológicas descritas na Bolívia, sugerindo uma história geológica coerente e de continuidade entre os dois terrenos. Se a hipótese das idades U/Pb do magmatismo calcioalcalino aqui reportadas representar uma extensão das rochas do Terreno Parágua, conseqüentemente o período entre 1420-1360 Ma pode representar o período orogenético do arco magmático San Ignácio.

Uma importante implicação da definição temporal do evento orogenético San Ignácio é a sua separação em termos de posicionamento tectônico do evento Rondoniano descrito no Estado de Rondônia, este último apresentando rochas geradas em ambiente continental a partir de fusão crustal com idades entre 1,45 Ga e 1,25 Ga. Ocorreu também neste período de tempo (ca. 1,34 Ga) evento metamórfico identificado em zircões em rochas granulíticas (Tassinari et al., 1999). A equivalência temporal entre o evento orogenético San Ignácio (constituído por rochas geradas em arco magmático) e o evento Rondoniano (composto por rochas geradas em ambiente continental e metamorfismo) permitiu a Teixeira e Tassinari (1984) sugerir a Província Rondoniano/San Ignácio.

Referências

- DARBYSHIRE, D.P.F. 1979. Results of the age determinations programme. Rep. E. Bolivia Miner. Explor. Proj. (Projecto Precámbrico), Phase I, 9 (unpublished interim report available on open file in Bolivia (GEOBOL) and the United Kingdom –IGS).
- DARBYSHIRE, D.P.F. 2000 The Precambrian of Eastern Bolivia – a Sm/Nd isotope study. 31st International Geologic Congress, Rio de Janeiro, Brazil. Abstract Volume in CD-Room.
- GERALDES M.C. VAN SCHMUS, W.R., CONDIE, K.C.; BELL S.; TEIXEIRA, W. BABINSKI, M. 2001 Proterozoic Geologic Evolution of the SW Part of the Amazonian Craton in Mato Grosso State, Brazil. Precambrian Research. In press.
- LITHERLAND, M.; AND OTHERS 1986 THE Geology and Mineral Resources of the Bolivian Precambrian Shield. British geological Survey. Overseas Memoir 9. London, Her Majesty's Stationery Office. 140 p.
- MATOS, J.B. E RUIZ, A.S. 1991 Contribuição à geologia da Folha Santa Rita. Mato Grosso. Anais do III Simp. de Geol. do Centro Oeste. p. 122-130.
- PINHO, M.A. DE S.B. 1990. Geologia, Petrologia, e Geoquímica das Rochas Ocorrentes ao Longo do Rio Aguapeí-Sudoeste do Cráton Amazônico-Pontes e Lacerda-MT. Porto Alegre. URGs. Dissertação de mestrado. 199p.
- SAES, G.S.; FRAGOSO CESAR, A. R. S 1996. Acreção de terrenos mesoproterozóicos no SW da Amazônia. In: XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia p.348.
- TASSINARI, C.C.G., CORDANI, U.G., CORREIA, C.T., NUTMAN, A.P., KINNY, P., DIAS NETO, C. 1999. Dating of granulites by shrimp U-Pb systematics in Brazil: constraints for the age of the metamorphism of Proterozoic Orogenies. Anais do II South American Symposium on Isotope Geology. p.234-238.
- TEIXEIRA, W., AND TASSINARI, C.C.G., 1984. Caracterização geocronológica da Província Rondoniana e suas implicações geotectônicas. II Symposium Amazônico, Actas, p. 87-102.

Idades Paleoproterozóicas em Zircão dos *Pillows* Basaltos da Serra do Tapa (Cinturão Araguaia)-Município de Sapucaia-PA

Paulo Sergio de Sousa Gorayeb, Candido Augusto Veloso Moura, Waldirney Manfredi Calado, Basile Kotschoubey

Centro de Geociências-UFPA, gorayebp@ufpa.br; c_moura@ufpa.br; wmc calado@ufpa.br

Introdução

Uma das particularidades geológicas do Cinturão Araguaia, diz respeito aos corpos ultramáficos e máficos encaixados nas seqüências supracrustais, bem como no seu embasamento Arqueano (Figura 1). Os estudos existentes sobre estas rochas, em geral incipientes e assistemáticos, têm sugerido que elas representam suítes ofiolíticas ligadas à evolução do Cinturão Araguaia.

A identificação de basaltos almofadados associados a *cherts*, formações ferríferas bandadas e serpentinitos na região da Serra do Tapa (Souza e Moreton 1995), veio reforçar esta hipótese, levando alguns autores a considerá-los como remanescentes de um fundo oceânico (Kotschoubey et al. 1996) na fase *rift* de evolução do Cinturão Araguaia (Alvarenga et al. 2000).

Por outro lado, Gorayeb (1989) desenvolvendo estudos detalhados nos corpos serpentiniticos nas regiões de Araguacema, Pequizeiro e Conceição do Araguaia, caracterizou-os como corpos alóctones, tectonicamente embutidos nas rochas metassedimentares do Grupo Tocantins, e sugeriu representarem lascas de antigas crostas oceânicas e/ou manto superior.

Neste trabalho são apresentados dados geocronológicos preliminares e inéditos em zircões dos basaltos almofadados da região de Sapucaia, Sudeste do Pará, bem como seu condicionamento geológico, como uma contribuição à discussão sobre o significado desses corpos no contexto evolutivo do Cinturão Araguaia. O estudo faz parte do Projeto Magmatismo, evolução crustal e metalogênese da Província Mineral de Carajás e províncias adjacentes-PRONEX 103/98 MCT/CNPq/FINEP/MEC.

Os *Pillows* Basaltos

O basalto almofadado estudado na região da Serra do Tapa, ocorre na Fazenda Escondida e fica localizado na estrada Sapucaia-Pontão, aproximadamente 48 km a nordeste da cidade de Sapucaia. Inúmeros afloramentos estão expostos no terreno como grandes lajedos ou constituem pequenas colinas. Os basaltos estão associados à formações ferríferas bandadas, *cherts* e silixitos ricos em hematita e/ou magnetita, e próximo a eles, também ocorrem serpentinitos intercalados com rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico do Grupo Tocantins. Estruturalmente o

conjunto de rochas forma corpos alongados aproximadamente N-S, com mergulho suave para ESE, delineando grandes superfícies de cavalgamento.

Os basaltos são afaníticos, de granulação fina, de cor verde claro, em que as estruturas tipo almofada (*pillow*-lavas) são destacáveis. As almofadas definem formas ovaladas com diâmetro de até 1 m, e estão interligadas por material *interpillow* verde escuro, micro a criptocristalino. Ao microscópio apresentam textura microcristalina homogênea, formada essencialmente por tremolita-actinolita, epidoto e clorita, e subordinadamente titanita, plagioclásio e carbonato. As associações minerais e as feições reliquias implicam que as rochas foram submetidas a transformações metamórficas na fácies xisto verde.

Geocronologia Pb-Pb em zircão

Cerca de 60 kg de *pillow* basalto foi coletado para separação de zircão visando estudos geocronológicos. Após o tratamento da amostra envolvendo a trituração, pulverização e posterior separação do zircão com líquidos pesados e com separador magnético Frantz, quatro cristais de zircão foram selecionados para datação pelo método de evaporação de Pb. Os cristais são euédricos, prismáticos e bipiramidais, de cor caramelo amarelado, transparentes, sem inclusões, e têm relação comprimento x largura entre 4 x 1 e 3 x 1.

As idades obtidas nos cristais analisados foram 2083 ± 4 Ma, 2062 ± 3 Ma, 2052 ± 5 Ma e 2035 ± 3 Ma (Figura 2). Como tratam-se de zircões magmáticos, estes valores são interpretados como idades mínimas de cristalização desses zircões e sugerem idade paleoproterozóica para o vulcanismo basáltico aqui estudado.

Discussão e Conclusões

Os estudos mais recentes desenvolvidos nos corpos máficos e ultramáficos do Cinturão Araguaia, sugerem que eles representariam restos de crosta oceânica da fase *rift* de sua evolução, durante o Neoproterozóico (Kotschoubey et al. 1996; Alvarenga et al. 2000). Conseqüentemente, essa é a hipótese evolutiva até então aceita para os *pillow* basaltos e rochas associadas da Serra do Tapa.

No entanto, considerando a idade paleoproterozóica obtida neste trabalho para os basaltos, surge uma hipótese alternativa para explicar a origem das rochas máficas e ultramáficas do Cinturão Araguaia. Nessa hipótese, essas rochas representariam corpos alóctones, tectonicamente transportados, de terrenos paleoproterozóicos situados a leste, durante a tectônica neoproterozóica que originou o Cinturão Araguaia.

No entanto, sendo os dados apresentados restritos a uma única ocorrência de *pillow* basalto, torna-se necessário a continuidade das investigações geocronológicas nos demais corpos de basaltos existentes no Cinturão Araguaia para testar esta hipótese de trabalho.

Referências

- ALVARENGA C.J.S., MOURA C.A.V., GORAYEB P.S.S., ABREU, F.A.M. 2000. Paraguay and Araguaia Belts. In: CORDANI U.G., MILANI E.J., THOMAS FILHO A., CAMPOS D.A. Tectonic evolution of South America. IGC, Rio de Janeiro. p. 183-193.
- GORAYEB, P.S. S. 1989. Corpos serpentínicos da Faixa Araguaia na região de Araguacema–Pequizeiro–Conceição do Araguaia (Goiás-Pará). *Rev. Bras. Geoc.*, **19**(1): 51-62.
- KOTSCHOUBEY B., HIERONIMUS B., RODRIGUES O.B., AMARAL R.T., 1996. Basaltos e serpentinitos da área da Serra do Tapa (PA). Prováveis testemunhos de um complexo ofiolítico pouco evoluído e desmembrado. In: 32 Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Salvador, 6:25-28.
- SOUZA J.O., MORETON L.C. 1995. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil, Xambioá, Folha SB.22-Z-B. Brasília. CPRM.57p.

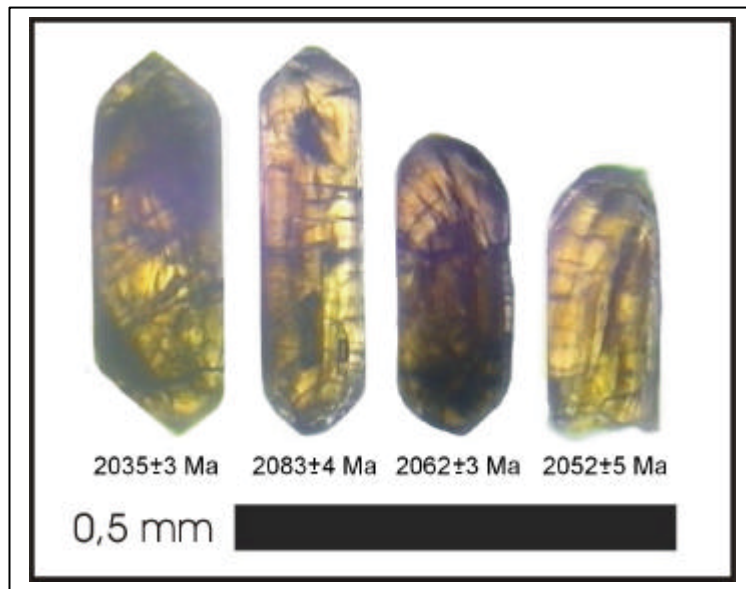


Figura 2- Cristais de zircão do pillow-basalto da Fazenda Escondida (amostra 00/ST-02) com suas respectivas idades obtidas pelo método de evaporação de Pb em zircão.

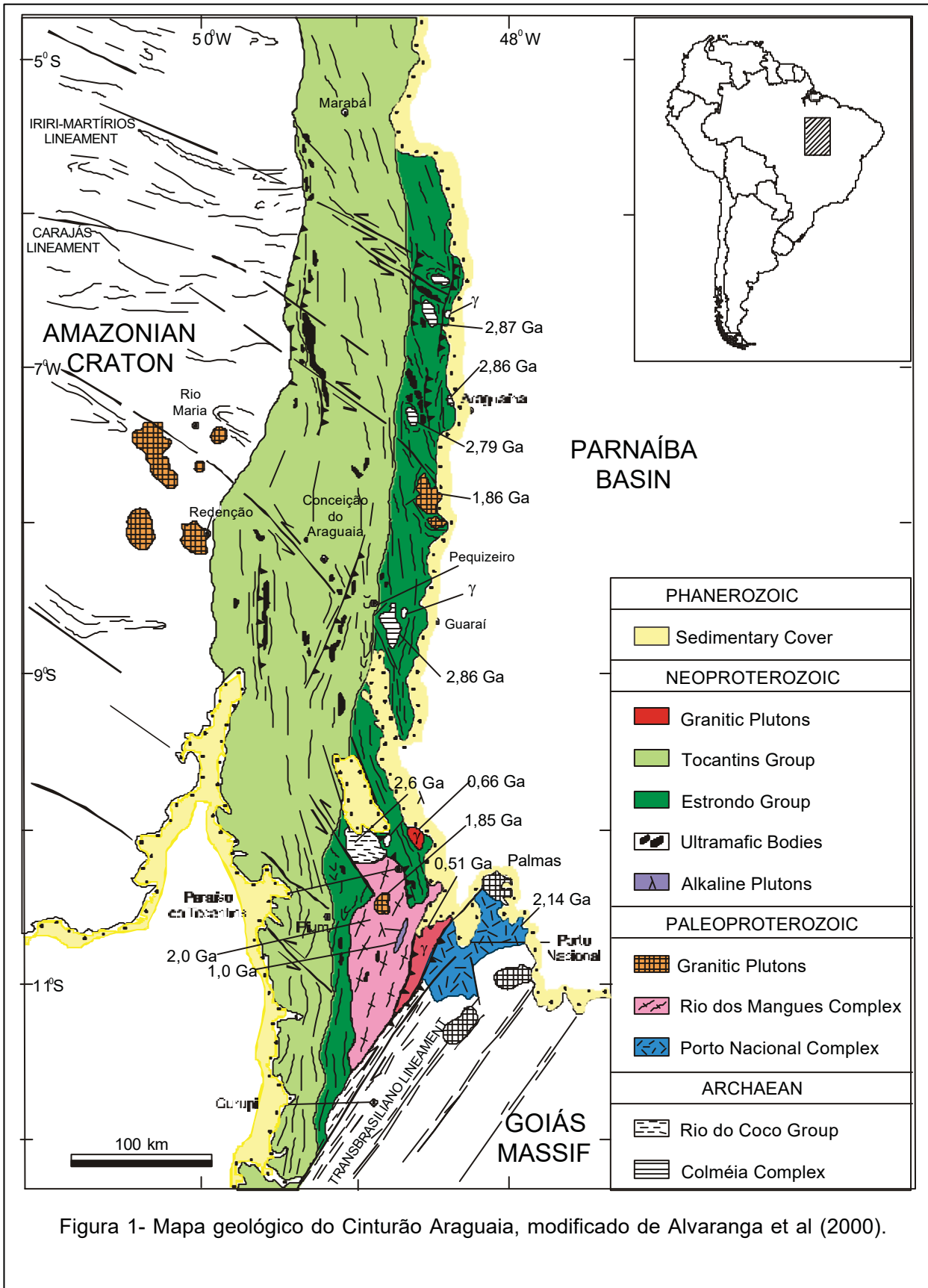


Figura 1- Mapa geológico do Cinturão Araguaia, modificado de Alvaranga et al (2000).

Installation of U-Pb zircon method in the laboratory «Para-Iso» UFPA, Belém.

Robert Krymsky

Centro de Geociencias de UFPA, Belém, Pará, Brazil, krymski@ufpa.br

Introduction - The laboratory Para-Iso has 2 solid-phase mass-spectrometers: Finnigan MAT-262 with 7 Faraday collectors and ion-counter multiplier and Micromass VG-54e with 1 Faraday collector and Daly-detector multiplier. Also the laboratory has 3 «clean-lab» rooms for U-Pb analyses, acid distillation and other isotope analyses; and mineral separation rooms. In October 1999 we began to construct U-Pb clean room. As the base of U-Pb zircon dating technique we took the modified method by Krogh (1973) for zircons dissolution and U-Pb column separation with AG 1x8 ion-exchange resin and 3.1N HCl. For more fast zircon dissolution is useful also a techniques of multi-sample dissolution in Parr-bomb with small microcapsuls (Parrish et al., 1987). For zircon air-abrasion was used methodology of Krogh (1982).

Purification of reagents - One of important steps for installation U-Pb isotope method was reduction of lead blanks for all reagents, which are used in U-Pb chemistry for sample digestion and for separation Pb and U. For these purposes we used multistage sub-boiling distillation of Merck acids («for analysis» quality) in quartz-glass vessels and «bottle-to-bottle» purification in Teflon vessels. We use the following procedure for reagent distillation: HCl 6.2N – 2 times sub-boiling, 1 time bottle-to bottle; HNO₃ 14N – 2-3 times sub-boiling; HF 48% – 3 times bottle-to bottle; H₂O in the beginning: 3 times boiling, 1 time sub-boiling, from June: 1 time boiling, 1 time Millipore purification.

After installation the new laboratory clean boxes exhaust boxes the level of dust and the level of lead pollution from different sources (air, surfaces of distillation vessels, surfaces of recipient bottles) was reduced from month to month. U blanks all time for all reagents were lower than 0.5 pg/ml, and typically was 0.01-0.1 pg/ml. Pb blanks were reduced until 1-15 pg/ml level.

The typical deposition Pb blank for Finnigan MAT-262 Re-filament was 1-4 pg. The uranium deposition blank was lower than 0.1 pg or not detectable. For deposition blank analysis there was used 1 mkl mixture silica gel + phosphoric acid and 1 mkl ²³⁵U-²⁰⁸Pb tracer.

Zircon digestion procedure - During initial installation period were used for zircon digestion procedure the special Lancelot-type Teflon bombs (volume 50 mkl) inside metal containers. For multigrain samples (up to 2 mg zircon) we put 20 mkl HF acid and store 7 days at 210°C. For these bombs we got the elevated blanks for Pb and U probably because of bad Teflon quality. The Pb blanks for bomb digestion

procedure were reduced little by little during repeated washing runs: from 615 pg of Pb and 4.5 pg of U up to 124 pg of Pb and 0.7 pg of U.

We wash these bombs on the next scheme: acetone → HNO₃ (conc.)+HF (conc.) 100°C → H₂O 100°C → HNO₃ (conc.) 100°C → H₂O 100°C → HNO₃ (bi-distil.) 100°C → H₂O 100°C [every steps 24 hours or more] → HF (three-distil.) 210°C → HCl (three-distil.) 210°C → H₂O 100°C.

After buying new Parr-bomb (125 ml) with small Ludwig-type Savillex Teflon microcapsules for mono- and multi-zircon digestion the Pb blank for digestion procedure and total procedure decreased dramatically. For digestion there were used 5 ml HF for Parr-bomb Teflon liner and 20 ml HF for each microcapsules. Condition of zircon digestion procedure for Parr-bomb: 24-30 hours at 245°C. The lead blank for digestion procedure was decreased from 192 to 33 pg, and current blank is lower than 20 pg. Washing sequence for Teflon microcapsules is similar to Lancelot-type Teflon bomb washing, excluding ultimate steps of HF and HCl acid washing, which were proceeded in Parr-bomb at 210°C 24 hours.

U and Pb separation on columns - Separations of lead and uranium from solutes were carried by modified procedures of Krogh (1973), and current procedure in ROM (Toronto, Canada) and IPGG RAS (St.Petersburg, Russia) laboratories. We use Teflon micro-columns with 50 ml Biorad AG 1x8 Cl form 200-400 mesh resin. We have found after series of experiments that separation Pb is much better do in 2N HCl than in 3.1N HCl, but U separation better do in 3.1N HCl. Also we found that optimum loading volume of sample solution must be equal volume of resin. For resin washing we use pure 6.2N HCl and Millipore H₂O: for first washing it is necessary wash the column with resin minimum 20 times by turn HCl and water. Between samples it is necessary wash the columns 8 times by HCl and also 8 times by H₂O.

Column procedure were following:

- 5+5 drops 3.1N HCl equilibration column
- 1-2 drops 3.1 N HCl sample loading
- 2+2+2 drops 3.1N HCl washing
- 10 drops 6.2 N HCl Pb collection
- 12 drops H₂O U collection

The Pb blanks for column procedure were reduced from 450 pg to <20 pg level with help of repeated washing cycles by HCl and H₂O. The total blank was also reduced from nanogram level to 45 pg for Pb and from 10-50 pg to 1-3 pg for U in period from 1999-2001.

U and Pb mass-discrimination coefficients - Mass-discrimination coefficient for Pb for mass-spectrometer Finnigan MAT – 262 was already known from previous calibration and is equal 0.12±0.02 % per a.m.u. Using my 10 analyses of NBS-982 Pb standard (90 ng of Pb, t = 1100°C), I also calculated this Pb mass-discrimination coefficient, which equals 0.13±0.01 %, and in error limits is the same. The mass-discrimination coefficient for U from the 22 analyses of NBS-500 (187 ng of U) standard was near

zero at the next filament condition: Re evaporation filament I = 1.65 A, Re ionization filament I = 3.60 A. For monofilament UO₂ analysis (deposition with silica gel + H₃PO₄) mass-discrimination coefficient was 0.12 %.

Standard zircon 91500 analyses - For testing of U-Pb method we used the international standard 91500 Canadian zircon. The international standard 91500 is concordant zircon with age 1065.4 ±0.3 Ma and concentrations U and Pb 81.2 and 14.8 ppm correspondingly (Wiedenbergh et al., 1995). With using new Parr-bomb digestion procedure the total blank level (²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb) for zircon procedure decreased from the time, but was still high (0.1-0.05 ng of Pb). U-Pb discordia ages and ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb ages (fig. 1) show age 1065.7±1.5 Ma, which is good value within error limits for this standard. But in this case also we still don't have good reproducibility of Pb/U ratios probably because of common lead contamination and different mass-fractionation condition for U between samples. Also this problem may be caused because we don't use the air-abrasion and strong magnet field separation of zircon fragment.

U-Pb dating of zircon 109797 from tuff of Carajas formation, Amazon craton Brazil. - Zircon separate was selected by handpicking with microscope, washed in 14N HNO₃, H₂O, and was leached by HF-HNO₃ mixture 1:10 during 1 hour at 80°C and HCl 1 hours at 80°C. Multi-zircon samples were dissolved in HF in Parr-bomb at 245°C during 24 hours and passed through HCl-column separation. This discordia age 2751±4 Ma (fig. 2) lies between age 2757±18 Ma obtained by Pb-Pb evaporation method (Macambira et al., 1996) and age 2743±11 Ma obtained by SHRIMP (Trendall et al., 1998). This example demonstrates good coincidence of common U-Pb zircon method with other zircon dating methods and shows better precision.

Conclusions -The actual condition of U-Pb method in Para-Iso permits to analyze multigrain zircon samples, and now we try to improve the methodology for single grain zircon analysis. For this we need to reduce Pb blank to 1-5 pg level. Also we prepared to analyze other U-rich minerals such as titanite, apatite, and garnet.

References

- Krogh, T.E., 1973. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, 485-494.
- Krogh, T.E., 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using air abrasion technique. *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, 636-649.
- Macambira, J.B., Macambira, M.J.B., Scheller, T., Gomes, A.C.B., 1996. Geochronologia Pb-Pb e tipologia de zircoes de rochas vulcanicas de Formacao Carajas-Para; Indicador da idade dos BIFs. *Congresso Brasileiro de Geologia* 39, Salvador-BA, 1996, Anais. Salvador, SBG, 516-519.
- Parrish, R.R., 1987. An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Chem. Geol.* 66, 99-102.
- Trendall, A.F., Basei, M.A., Laeter, J.R., Nelson, D.R., 1998. SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajas formation, Grao Para Group, Amazon Craton. *Jorn. South. Amer. Earth. Scienc.* 11, 265-277.
- Wiedenbeck, M., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A., Roddick, J.C., Spiegel, W., 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostand. Newsl.* 191, 1-23.

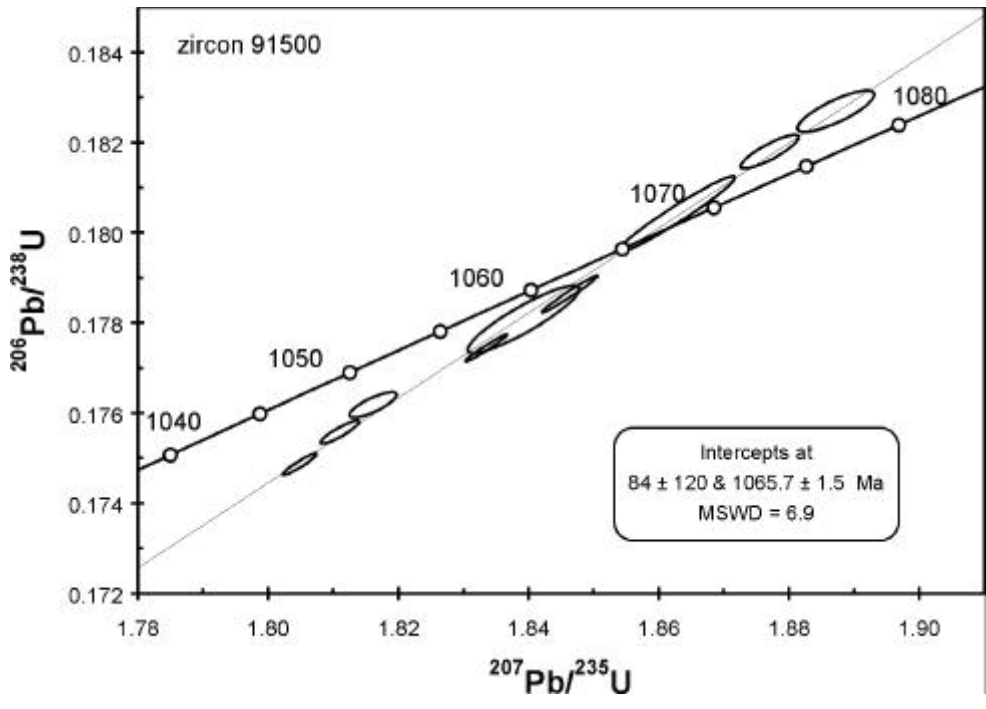


Figure 1. Diagram with concordia for 91500 standard zircon.

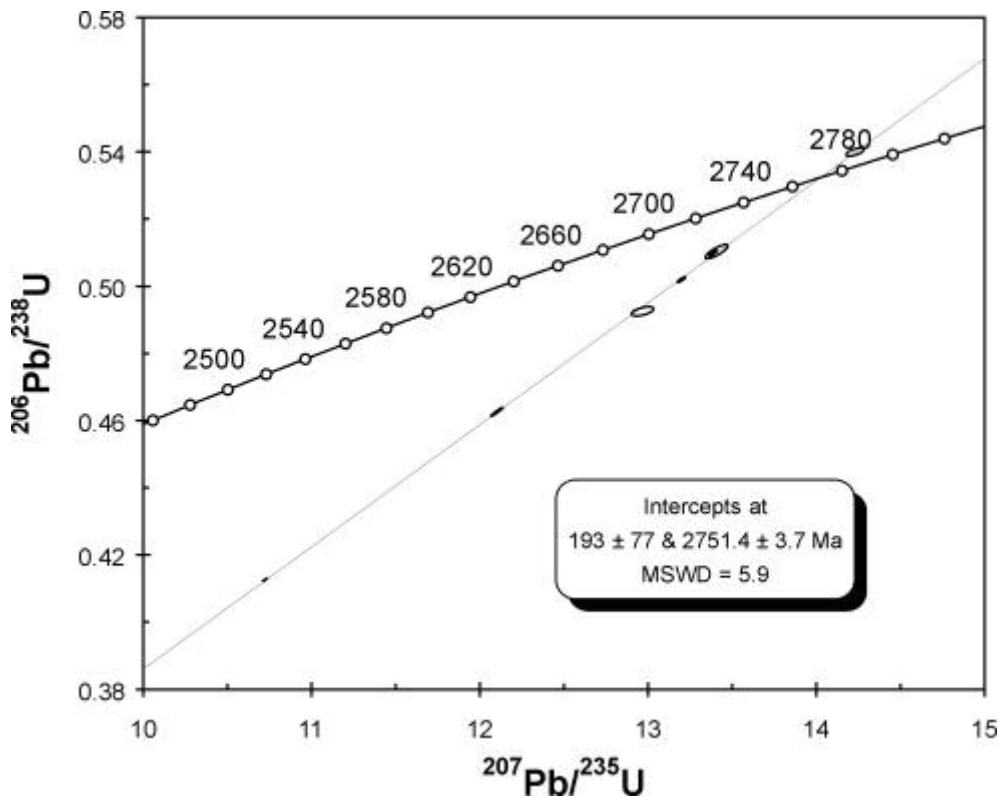


Figure 2. Diagram with concordia for 109797 zircon

Granito Arueira, região de Porto Nacional, TO: testemunho de granitogênese brasileira

*Erika da Conceição Quaresma e **Basile Kotschoubey

*Curso de Graduação em Geologia da UFPa. erikaquaresma@bol.com.br

**Departamento de Petrologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPa. basile@ufpa.br

1. Introdução: A região de Porto Nacional situada na porção centro-sul do estado do Tocantins, sofreu ao longo do Proterozóico uma evolução complexa marcada por diversos eventos magmáticos, sedimentares, metamórficos e tectônicos.

Na última década, foram desenvolvidos vários estudos sobre os aspectos lito-estratigráficos e metalogenéticos dessa região (Palermo, 1988; Barradas, 1994; Meireles, 1995; Sachett, 1996; Lafon et al. (1994), Sachett et al. (1996), Queiróz et al. (1999). O presente trabalho vem contribuir a um melhor conhecimento do quadro magmático e geocronológico desta região.

O Granito Arueira situa-se na margem ocidental do rio Tocantins, a sul da cidade de Porto Nacional. Este corpo é intrusivo no Complexo Porto Nacional e apresenta uma área de afloramento grosseiramente circular de aproximadamente 10 km de diâmetro.

2. Contexto geológico: Nos arredores das cidades de Porto Nacional e Monte do Carmo as principais unidades geológicas aflorantes são o Complexo Porto Nacional, a Formação Morro do Aquiles, o Granitóide Torre, o Grupo Natividade, a Suite granítica Lajeado/Ipueiras e o Granito Matança.

O Complexo Porto Nacional consiste sobretudo em gnaisses granulíticos orto- e paraderivados ácidos e básicos e constitui o Cinturão Granulítico do Médio Tocantins (Gorayeb, 1996). As rochas ortoderivadas compreendem metabasaltos toleíticos, metabasaltos calcico-alcalinos e metatonalitos. Os litotipos paraderivados incluem metagrauvacas, rochas metapelíticas grafitosas ou não, bem como rochas sílico-ferro magnesianos.

A Formação Morro do Aquiles foi definida por Costa et al. (1982) para designar o conjunto de xistos formando uma faixa de direção N20E a leste da cidade de Porto Nacional. Compreende rochas metapelíticas e metarcóseos, além de contribuições químicas e vulcânicas.

Granitóide Torre foi a denominação adotada para designar o conjunto de rochas de composição tonalítica/trondhjemítica expostas principalmente na encosta meridional do Morro do Lajeado e a norte do Morro da Fazenda Primavera. Destacando-se um tonalito cinza anisotrópico de granulação média, um microtonalito de cor mais escura e um dacito porfírico com fenocristais de plagioclásio em matriz afanítica de distribuição mais restrita (Meireles, 1995).

A Suíte Lajeado/Ipueiras foi definida por Barbosa et al (1966) para representar uma série de plútons graníticos de caráter intrusivo e idade Proterozóica Inferior (Sachett, 1996), que aflora desde Monte do Carmo até Ipueiras. Comporta sienogranitos e monzogranitos com variedades granodioríticas, tonalíticas e quartzo dioríticas, bem como veios e diques granófiros e aplitos. Via de regra essas rochas encontram-se seccionadas por zonas de cisalhamentos discretas de direção submeridiana, nas quais se observa um decréscimo do tamanho dos grãos, recristalização, formação de minerais secundários como sericita, clorita, carbonatos, etc.... Esta unidade é intrusiva nas rochas vulcânicas supracitadas.

A oeste de Porto Nacional encontra-se o Granito Matança um corpo granítico de dimensões batólicas, de aproximadamente 82 Km de comprimento. Trata-se de um granitóide de granulação grossa, de textura frequentemente porfirítica, que exhibe comumente feições gnaissicas como bandamento ou foliação devidos seja à orientação original dos fenocristais, seja à deformação resultante de cisalhamento. Sua coloração é predominantemente rósea e sua característica estrutural mais comum é uma estrutura milonítica marcante, impressa em extensas faixas

3. Resultados e discussões: O Granito Arueira é uma rocha de granulação fina a média, coloração rosa ou cinza escura, sendo que porções angulosas centimétricas a decimétricas do segundo tipo encontram-se envoltas na massa do primeiro. As características texturais e mineralógicas dessas rochas são no entanto, muito semelhantes.

A rocha de coloração rosa é fanerítica, holocristalina, de granulação fina a média e mesocrática. Os principais constituintes minerais são quartzo, microclina, plagioclásio, biotita e anfibólio. O quartzo se apresenta em cristais anédricos monocristalinos, com forte extinção ondulante e forma agregados junto com a microclina e minerais máficos. A microclina apresenta-se na forma de fenocristais e de agregados na matriz. Alguns desses fenocristais mostram alteração para argilo-minerais. O plagioclásio ocorre na forma de fenocristais; os cristais são subédricos a euédricos, e apresentam maclamento do tipo albita. A biotita é o mineral máfico mais abundante e exhibe formas subédricas. Associados à biotita ocorrem o zircão e o epidoto como principais minerais acessórios. O anfibólio apresenta-se em cristais subédricos à anédricos, está normalmente associado à biotita. Com relação aos aspectos texturais, em geral é granular hipidiomórfica.

A rocha de coloração cinza escura é fanerítica, holocristalina de granulação fina. A sua principal diferença em relação ao granito rosa se consiste na quantidade de minerais máficos, cuja proporção chega a 40% da rocha. A biotita como mineral máfico mais abundante, constitui aproximadamente 30% dessa, o que explica a tonalidade mais escura dessa variedade.

Outra diferença entre os dois tipos de granito, refere-se ao tamanho dos cristais. Na rocha rosa a granulação é mais grossa que na cinza, sugerindo um resfriamento mais rápido desta. A relação entre os dois tipos indicam também que a rocha cinza cristalizou antes da rocha rosa, caracterizando uma formação de stock em pelo menos duas fases.

Os dados geoquímicos demonstram que trata-se de um granito intra-placa, com alto teor de K e apresentando uma tendência riolítica

A datação de uma amostra do Granito Arueira, pelo método Pb-Pb por evaporação em zircões indicou uma idade de 571 ± 2 Ma (Neo- proterozóico), que corresponderia a idade de cristalização do granito. O batólito Granítico Matança, situado próximo ao Granito Arueira, foi analisado pelo método Rb/Sr por Barradas (1992), obtendo-se uma idade de 510 ± 15 Ma. Mais recentemente este granito foi datado pelo método Pb-Pb por evaporação em zircões, apresentando uma idade de 545 ± 5 Ma (Kotschoubey et al, 2000).

Todos esses resultados comprovam que durante o evento Brasileiro a região sofreu um intenso magmatismo granítico, concomitante com a formação desses corpos graníticos.

4. Referências Bibliográficas

- BARRADAS, J.A.S. 1994. Geocronologia das rochas ígneas e mineralizações auríferas associadas da porção centro-sul do Estado do Tocantins (Região de Porto Nacional - Monte do Carmo). Belém, UFPa. CG. 69p. Tese (Mestrado).- CPGG, CG, UFPa, 1994.
- GORAYEB, P.S.S. 1996. Petrologia e Evolução Crustal das Rochas de Alto Grau de Porto Nacional - TO. Belém, UFPa. CG. 262p. Tese (Doutorado em Geologia) - CPGG, CG, UFPa, 1996.
- LAFON, J. M.; KOTSCHOUBEY, B; BARRADAS, J. A. 1994. Rb-Sr and Pb-Pb dating of the Proterozoic igneous rocks and associated gold characterization in the Monte do Carmo region State of Tocantins, Brasil. Actas, 7º Congr. Geológico Chileno, Universidad de Concepcion, Chile, v.2, p. 1496-1500
- KOTSCHOUBEY, B.; LAFON, J.M.; SACHETT, C. R.; DAMASCENO, F. F. 2000. Timing of the Proterozoic magmatism and shear-zone related gold mineralizations from Porto Nacional Region (state of Tocantins, Brazil). In: 31st International Geological Congress; Rio de Janeiro; 6-17 de agosto de 2000. Abstract Volume. CDROM.
- MEIRELES, H.P., 1995. Geologia e ocorrências auríferas da área do Morro do Lajeado, Porto Nacional - TO. Belém, UFPa. CG. 93p. Tese (Mestrado) - CPGG, CG, UFPa, 1995.
- SACHETT, C. R.; LAFON, J.M.; KOTSCHOUBEY, B. - 1996 - Geocronologia Pb/Pb e Rb/Sr das Rochas Ígneas e dos Veios Auríferos da Região de Monte do Carmo (TO): Novos Resultados. In: Congr. Bras. Geol., 39. Anais. Salvador- BA, SBG. V 7, p 264-267.

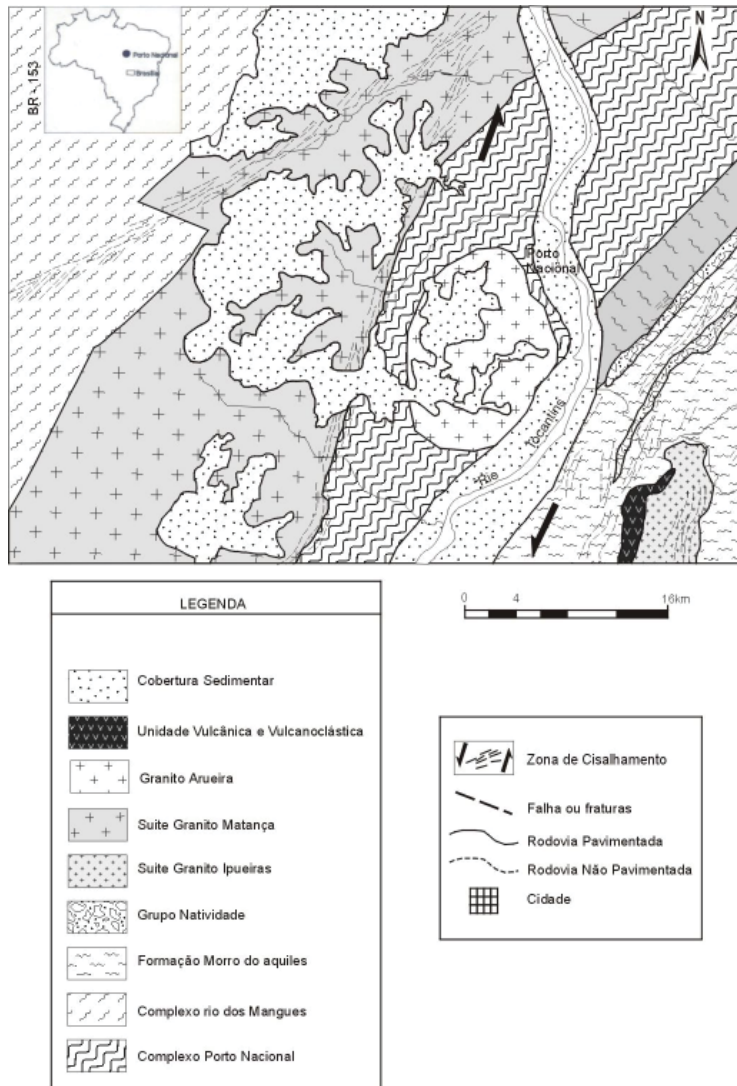


Figura 1- Mapa Geológico da Região de Porto Nacional (modificado de Verena Minerals Corporation).

Reavaliação do Ciclo Orogênico Sunsás/Aguapeí no Sudoeste do Cráton Amazônico

Gilmar José Rizzotto

CPRM - Serviço Geológico do Brasil, *e-mail*: cprmrepo@enter-net.com.br

Introdução - Com o avanço no conhecimento geológico e a aplicação de métodos geocronológicos mais precisos, as “Orogenias Amazônicas” vem apresentando uma redução sistemática no intervalo de tempo de seus ciclos evolutivos. Como se sabe, as orogenias intraplaca foram predominantes durante o mesoproterozóico no sudoeste do Cráton Amazônico. Destaca-se aqui, a orogenia Sunsás/Aguapeí, a qual envolveu retrabalhamento de crosta pré-existente assim como promoveu acreção de material juvenil durante o período esteniano.

A contribuição deste artigo é examinar a evolução litotectônica do SW do Cráton Amazônico e mostrar evidências que podem determinar a atuação de duas orogenias (ou pulsos metamórficos-deformacionais ?) durante o período esteniano. Para tanto, utilizou-se das relações de campo e dados isotópicos U/Pb, Sm/Nd e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ nas rochas de Rondônia, Mato Grosso e Oriente Boliviano.

Geologia Regional - Os setores sudeste de Rondônia, noroeste de Mato Grosso e nordeste da Bolívia são constituídos predominantemente por seqüências supracrustais mesoproterozóicas intrusionadas por granitos e rochas máficas caracterizando magmatismo bimodal e ambiência geotectônica de *rifts* intracontinentais ou bacias de retro-arco. Em Rondônia, as rochas representativas da Orogenia Sunsás/Aguapeí estão inseridas estratigraficamente no Grupo Nova Brasilândia (Rizzotto, 1999), constituinte principal do Terreno Nova Brasilândia (Scandolaro *et al.*, 1999). O referido Grupo é constituído por uma unidade metaturbidítica terrígeno-carbonática dominante (Fm. Migrantinópolis) e subordinadamente por uma unidade máfico/félsica característica de magmatismo bimodal (Fm. Rio Branco). Os resultados geocronológicos (U/Pb-*shrimp*) dos zircões detríticos dos metaturbiditos permitem identificar uma fonte mista com idades paleoproterozóicas até mesoproterozóicas. Entretanto, o maior agrupamento de cristais forneceu a idade de 1215 ± 20 Ma, com o grupo mais jovem apresentando idade de 1122 ± 12 Ma, que é interpretada como a idade máxima da sedimentação. A Formação Rio Branco é representada por metagabros, anfíbolitos, metadiabásios, granitos do Tipo A (Granito Rio Branco-1113 Ma) e mais raramente, por seqüência químico-exalativa do tipo formações ferríferas bandadas e gnaisses calcissilicáticos. O magmatismo máfico exhibe características geoquímicas compatíveis com basaltos do tipo E-Morb, idades T_{DM} de 1250 Ma e ϵ_{Nd} entre +4 a +5.

As litologias do Terreno Nova Brasilândia foram estruturadas por falhas de cavalgamento oblíquo (D_1), com padrão geral de orientação N60-70W e vergência para nordeste. O pico metamórfico da deformação D_1 foi acompanhado por granitos “S” sin-tectônicos (1110 Ma), originados da fusão dos metaturbiditos. A trajetória metamórfica é horária, com condições de temperatura da fácies anfíbolito superior e de alta pressão (7,0 Kb).

Logo após este evento compressivo inicia-se outra importante fase extensional, a qual é marcada pelo início da deposição (fase *rift*) de ortoconglomerados (conglomerados São Luiz) constituídos de seixos e calhaus provenientes de litologias do Grupo Nova Brasilândia. A fase subsequente está representada por sedimentação em bacia do tipo *sag* (Formação Palmeiral) desenvolvida sobre zonas de fraqueza crustal herdadas da estruturação do embasamento. Estas coberturas são representadas por arenitos ortoquartzíticos, arenitos feldspáticos e conglomerados que estão dispostos em discordância angular sobre as litologias do Grupo Nova Brasilândia. Acompanha a sedimentação, magmatismo bimodal representado genericamente por gabros, basaltos toleíticos e granitos epizonais do Tipo A. Evidências desse magmatismo são bem documentadas pelos magmas *mixing* geradores dos granitóides São Luiz e pelos granitos subalcalinos metaluminosos da Suíte Granítica Rio Pardo, ambos situados no sudeste de Rondônia. Além destas evidências diretas, as razões isotópicas iniciais baixas destes granitos ($ISr=0,704$ e $\epsilon_{Nd} = +0,5$) reforçam a possibilidade de origem mantélica de derivação de uma pretérita crosta oceânica previamente subductada (máficas da Formação Rio Branco). As rochas básicas contemporâneas a este magmatismo são representadas pelos magmatitos Nova Floresta (basaltos e gabros epizonais), Suíte Básica Novo Mundo e, provavelmente, uma série de corpos alinhados segundo o *trend* NW (máficas Serra do Colorado, Serra Céu Azul, ultramáficas do Morro Sem-Boné, máficas Alta Floresta). A idade de 1005 e 1003 Ma (U/Pb e Rb/Sr respectivamente) nos granitos acima referidos e 1000 Ma (K/Ar) nos basaltos Nova Floresta e Gabros Novo Mundo, confirmam a contemporaneidade do magmatismo máfico/félsico.

Uma estruturação posterior (D_2), que afeta apenas porções do Terreno Nova Brasilândia, é materializada por feixes transcorrentes que imprimem às rochas uma foliação milonítica de alto ângulo (S_2) com padrão de orientação E-W e metamorfismo compatível com temperaturas entre a fácies xisto verde superior/anfíbolito baixo. Os granitos Rio Pardo e São Luiz (idade de cristalização de 1005 Ma) e os ortoconglomerados acima mencionados, mostram-se deformados por estas transcorrências. A idade mínima da deformação-metamorfismo (D_2) fornecida pelas análises $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em anfibólio (Tohver *et al.*, 2000) e K/Ar em muscovita milonito (Tassinari, 1993) ao longo desta zona é respectivamente de 970-966 Ma e 965 ± 23 Ma.

No Mato Grosso, em continuidade física com o Terreno Nova Brasilândia, encontra-se o Terreno Rio Alegre (Menezes, 1993, Matos, 1994, Geraldés, 2000) o qual é constituído por uma

seqüência metavulcano-sedimentar representada por metabasaltos, cherts, formações ferríferas bandadas, metapiroclásticas, *stocks* de microgranitos e intercalações de sedimentos clásticos e químicos, além de gabros e serpentinitos intrusivos. Esta seqüência encontra-se estruturada segundo faixas alongadas de direção N20W, com metamorfismo da fácies xisto-verde. Coberturas de plataforma em contato discordante com rochas da seqüência mostram-se horizontalizadas, suavemente dobradas ou até verticalizadas por uma tectônica de falhas inversas e transcorrentes nesta região, as quais são denominadas de Grupo Aguapeí. O mesmo é constituído por uma unidade basal areno-conglomerática, unidade intermediária pelítica e uma unidade superior arenosa (Souza & Hildred, 1980) que são correlacionáveis com a Formação Palmeiral de Rondônia. A tectônica do Grupo Aguapeí é bastante variável onde se tem coberturas sedimentares horizontalizadas tanto a oeste como a leste do *front* Aguapeí. No entanto, no interior do mesmo, as rochas sedimentares estão metamorfizadas na fácies xisto-verde, apresentando-se dobradas, cisalhadas, milonitizadas, com *trend* estrutural NW e planos de foliação verticalizados. Idades K/Ar fornecidas pelas sericitas dos milonitos indicam valores entre 957 e 894 Ma e são interpretadas com idades do metamorfismo (Geraldes, 2000).

Na porção oriental do Escudo Boliviano, as estruturas observadas nas rochas do Complexo Lomas Maneches, Complexo Chiquitania, Supergrupo San Ignacio e Grupo Sunsás, são registros de um regime tectônico que promoveu um generalizado imbricamento e paralelização das rochas em diferentes graus de deformação e metamorfismo (Rizzotto & Silva, 1997). É comumente observada a presença de uma foliação pretérita originada por cavalgamento oblíquo (D_1), em condições metamórficas da fácies anfíbolito, sendo seccionada por transcorrências (D_2) que promovem retrometamorfismo à fácies xisto verde (rochas dos Complexos Lomas Maneches e Chiquitania). Desta forma, permite-nos sugerir a existência de dois regimes ou dois pulsos compressivos que afetaram as rochas dos complexos acima referidos, enquanto que as rochas pertencentes ao Grupo Sunsás (Serrania Lucma, Las Conchas e Tajibos) apresentam evidências de apenas um evento metamórfico-deformacional. O padrão estrutural é dominado por transcorrências de cinemática dextral que imprimiram uma foliação milonítica subverticalizada de direção N20-40W. Granitos intrusivos pós D_2 (Granito Casa de Piedra, Nomoca) marcam o limite final desta orogenia ou pulso tectono-metamórfico no oriente boliviano.

Discussões e Conclusões - Dois ciclos de contração, extensão e magmatismo intraplaca são reconhecidos durante a evolução geológica do Terreno Nova Brasilândia. O primeiro é marcado por extensão continental com geração de *rift*, plutonismo intraplaca e sedimentação turbidítica seguido por transpressão e espessamento crustal no período compreendido entre ~ 1122 a 1110 Ma. O segundo ciclo (1005-980 Ma) compreende extensão por colapso pós-orogênico com geração de

bacias em área cratônica em fase de estabilização (Formação Palmeiral, Grupo Aguapeí, Grupo Huanchaca, etc) acompanhada de magmatismo bimodal intraplaca, seguido por empurrão e desenvolvimento predominante de transcorrências. A instalação destas transcorrências se deu ao longo de uma zona de intensa mobilidade do embasamento que, possivelmente, é coincidente com o eixo do paleo-*rift* em que se depositou o Grupo Nova Brasilândia (RO) e a Seqüência vulcano-sedimentar Rio Alegre (MT). Isto explica a estruturação diferenciada dentro destas zonas como foliação verticalizada e dobramentos (Serra do Salto do Aguapeí, Santa Rita, São Vicente, Cagado, Pau a Pique, etc), enquanto afastando-se destas, as litologias sedimentares encontram-se horizontalizadas (Serra Ricardo Franco, Santa Bárbara, Pacaás Novos, etc). Diante do exposto, fica evidente a atuação de dois eventos ou pulsos metamórficos-deformacionais com acreção crustal e retrabalhamento de crosta mais antiga. Portanto, nós postulamos que os eventos colisionais e acrecionários possam ser separados tendo em base as suas características tectônicas. Assim, propomos o termo “Orogenia Nova Brasilândia” para se referir à abertura e subsequente fechamento do *rift* no período compreendido entre 1120 e 1110 Ma. O termo “Orogenia Sunsás/Aguapeí” deve ser restrito aos eventos associados com a instalação do Aulacógeno Aguapeí, Formação Palmeiral e demais coberturas sedimentares do Território Boliviano (Huanchaca, Las Conchas, Lucma, Los Tajibos), com magmatismo intraplaca associado e a sua posterior deformação no período entre 1005-980 Ma. Por fim, a cratonização no sudoeste do Cráton Amazônico foi alcançada em torno de 980 Ma, a partir do alojamento dos *younger granites* de Rondônia e outros *stocks* no Mato Grosso e Bolívia (São Domingos, Guapé, Casa de Piedra, Talcoso, Lucma).

Referências Bibliográficas

- Bettencourt J.S., Onstott T.C., De Jesus T. And Teixeira W. 1998. Tectonic interpretation of 40 Ar/39Ar ages on Country Rocks Southwest Amazonian Craton. *Intern. Geology Review*, **38**,42-46
- Geraldes M.C. 2000. *Geoquímica e Geocronologia do Plutonismo Granítico Mesoproterozóico do SW do Estado do Mato Grosso (SW do Cráton Amazônico)*. Tese de Doutorado. USP.
- Matos J.B. 1994. *Contribuição à Geologia da parte Meridional do Cráton Amazônico: Região do Rio Alegre, M.T.* Dissertação de Mestrado. IG-USP. 108p.
- Menezes R.G. de, Lopes I., Bezerra J.R.L. 1993. Folha Pontes e Lacerda 1:100.000. Carta Geológica e Texto Explicativo. PLGB. CPRM-DNPM. 176p.
- Rizzotto G.J. 1999. *Petrologia e Geotectônica do Grupo Nova Brasilândia-RO*. Dissertação de Mestrado. UFRGS
- Rizzotto G.J e Silva C.R. 1997. Proposta para o Quadro Tectônico do Pré-Cambriano na Região Limítrofe Brasil-Bolívia. In: *VI Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Anais*. Cuiabá-MT, SBG-DF, p.90-92.
- Scandolaro, J.E., Amorim, J.A., Rizzotto, G.J., Quadros, M.L.E.S., Bahia, R.C. Compartimentação tectono-estratigráfica pré-cambriana de Rondônia: subsídios para os modelos evolutivos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, 1999, Manaus. Boletim de Resumos Expandidos. Manaus: SBG, 1999. 596p. p. 282-285.
- Souza E.P e Hildred P.R. 1980. Contribuição ao Estudo da Geologia do Grupo Aguapeí, Mato Grosso. In: 31 Cong. Bras. Geol. *Anais*. **2**. 587-598
- Tassinari C.C.G. 1993. Resultados das idades K/Ar em Rondônia. Rel Interno. CPRM.
- Tohver E., Van Der Pluijm B.A., Scandolaro J.E., Geraldes M.C. 2000. Rodinia and the Amazonia-Laurentia Connection: preliminary D.P.T. results in western Brazil.

O quadro tectono-estrutural do Proterozóico de Rondônia

Jaime E. Scandolara^{1,2} e Reinhardt A. Fuck¹

¹Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 70.910-900, Brasília, e-mail: jaime@unb.br.

²Serviço Geológico do Brasil, Residência de Porto Velho, Av. Lauro Sodré, 2561, 78.904-300, Porto Velho, e-mail: scandolara@portovelho.br

Os terrenos da margem SW do Cráton Amazônico são caracterizados por policiclismo orogênico (Teixeira *et al.* 1989, Tassinari *et al.* 1996) que resultou na individualização de três domínios, os cinturões Rio Negro-Juruena, Rondoniano-San Ignacio e Sunsas, interpretados como representantes dos episódios principais de geração e/ou deformação crustal. A formação do Cinturão Rio Negro-Juruena a partir de arcos magmáticos entre 1,85 e 1,55 Ga atrás (Tassinari *et al.* 1996) foi seguida pela orogenia Rondoniana-San Ignacio (1,5-1,3 Ga, Litherland *et al.* 1986, Teixeira *et al.* 1989, Tassinari *et al.* 1996) que teria sido caracterizada pelo predomínio de processos de refusão crustal, com geração e intrusão de granitos intra-placa tipo A. O mais recente dos episódios orogênicos, o evento Sunsas (1,30-0,95 Ga, Litherland *et al.* 1986), resultou nas faixas Sunsas e Aguapeí, produto de orogenia ensialica, em condições de baixo grau metamórfico.

A cartografia geológica de Rondônia permitiu tratar os aspectos tectono-estruturais de forma integrada (Santarém *et al.* 1992, Scandolara *et al.* 1992) e levou à caracterização estrutural regional, com a definição de sistemas estruturais e propostas de compartimentação tectono-estratigráfica (Rizotto *et al.* 1995, 1996, Scandolara *et al.* 1997, 1999a, b, Scandolara & Amorim 1999). Assim, a região seria o produto de pelo menos dois eventos orogênicos de expressão continental, o primeiro estateriano e o segundo esteniano. Este último evento, correspondente à orogenia colisional Sunsas, tem dimensão e expressão até então subestimadas (Scandolara *et al.* 1999a,b). A orogenia caracterizou-se pelo desenvolvimento de um cinturão móvel transpressivo que, em condições de alto grau metamórfico, retrabalhou extensivamente os terrenos pré-estenianos que constituem Rondônia, parte de Mato Grosso e Bolívia (Faixa Móvel Sunsas-Guaporé, idade entre 1,25 e 0,95 Ga). Santos *et al.* (2000) compartilham desta idéia, com pequenas diferenças em relação às idades dos períodos metamórfico-deformacionais e aos limites geográficos do cinturão.

Ainda não existem informações estruturais seguras e suficientes para que se estabeleça de forma consistente o campo tensional regional, bem como a geometria e cinemática das mega-estruturas relativas ao período orogenético mais antigo (1,75-1,55 Ga). Apesar das limitações impostas pela escassez de dados, Veneziani *et al.* (1998) admitem a hipótese de que no intervalo 1,75-1,55 Ga desenvolveu-se evento convergente com movimentação de placas de N para S (σ_1 aproximadamente NNE-SSW), com empurrões de vergência para sul. Para o mesmo período, Scandolara *et al.* (1999)

sugerem campo tensional com movimentação de placas de SSW para NNE (σ_1 aproximadamente N10°E), com as principais direções distensivas (T) orientadas segundo N10°E controlando o alojamento dos diversos corpos que constituem a Suíte Intrusiva Serra da Providência. A foliação compressiva dispõe-se na direção E-W/NW-SE e os empurrões/rampas frontais mostram vergência para NNE.

Para o intervalo entre 1,45 e 1,3 Ga, Veneziani *et al.* (1998) consideram movimentação de placas de NE para SW, implicando na migração de σ_1 para aproximadamente N60°E. As principais direções compressivas teriam se orientado segundo N30°W e as distensivas segundo N60°E, com passagem de regime transpressivo para transtensivo no final do evento. Scandolara *et al.* (1999) consideram este período como dominado por regime distensivo ainda pouco entendido do ponto de vista geométrico, sendo possível reflexo intra-placa de ação orogênica cujo *front* estaria em território boliviano (orogenia San Ignacio, Litherland *et al.* 1986).

Ao contrário do que apregoam Veneziani *et al.* (1998), para quem, na região, o Esteniano caracterizou-se por generalizada reativação distensiva das principais linhas de fraqueza geradas nos eventos anteriores, Scandolara *et al.* (1999) e Santos *et al.* (2000) defendem a idéia de um evento orogênico colisional com superposição de estruturas nas rochas formadas no(s) evento(s) anterior(es). O evento metamórfico-deformacional transpressivo do final do Mesoproterozóico retrabalhou extensivamente as unidades do sudeste, nordeste e centro-norte de Rondônia, respondendo pelo desenvolvimento de importantes sistemas transcorrentes e transpressivos sinistrais relacionados a dois picos metamórfico-deformacionais entre 1,20 e 1,0 Ga e 1,0 e 0,98 Ga atrás.

Os principais elementos estruturais do Meso/Neoproterozóico de Rondônia correspondem aos sistemas transcorrentes e transpressivos sinistrais Ji-Paraná, Nova Brasilândia-Colorado d'Oeste, Rio Formoso-Massangana/Ariquemes e Rio Roosevelt (Figura 1).

O Sistema Transpressivo Ji-Paraná (STJP) constitui-se em entidade tectono-estrutural com aproximadamente 250 km de largura e 400 km de extensão na direção NNW-SSE e consiste em inúmeras zonas de cisalhamento (10-1000m de largura) subverticais, com milonitização em fácies xisto-verde superior a anfíbolito alto. Caracteriza-se pelo desenvolvimento de tramas assimétricas, cuja matriz contém feldspatos deformados e inclui porfiroclastos rotacionados (tipos alfa e beta), relações de trama S-C e C-C'. Indicadores de sentido de cisalhamento dispersos por todo o sistema são consistentes com o movimento sinistral caracterizado ao longo dos planos de cisalhamento principais. As zonas miloníticas são entremeadas com zonas fortemente foliadas caracterizadas por tramas mais simétricas.

O Sistema Transpressivo Nova Brasilândia/Colorado d'Oeste (STNBC) ocorre no sudeste do estado e inclui pelo menos três zonas de cisalhamento orientadas em torno de E-W, infletindo para SE no seu segmento oriental e para NW no segmento ocidental. Possui extensão superior a 250 km, com aproximadamente 60 km de largura, apresentando segmentos curvos onde se salientam “fatias”

transpressivas (*pop-up*), alternados com segmentos retilíneos e impondo encurvamentos na trama planar das rochas mais antigas, denunciando a movimentação sinistral associada. Ao longo das zonas de cisalhamento, as rochas acham-se transformadas em milonitos e ultramilonitos gerados em condições de fácies anfíbolito alto, com retrometamorfismo em fácies xisto verde superior.

O Sistema Transcorrente Rio Formoso/Massangana-Ariquemes (STFMA) encontra-se no oeste de Rondônia e compreende dois feixes principais de zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais. O feixe situado mais a norte tem orientação geral E-W, definindo o limite NNW do batólito granítico da Suíte Alto Candeias com os gnaisses do Complexo Jamari. Este sub-sistema possui trechos curvos ao longo de sua direção, mas não há indicações de desenvolvimento de duplexes simétricos ou assimétricos nessa área. Nas zonas de cisalhamento os granitos e charnockitos estão transformados em protomilonitos e milonitos, cujas evidências de deformação mineral e paragêneses indicam condições de fácies anfíbolito inferior. O feixe que ocorre a sudoeste, englobando duas zonas de cisalhamento maiores com direção E-W, possui segmentos curvos alternados com retilíneos, sem evidências de duplexes associados, afetando a extremidade oeste do batólito Alto Candeias e impondo arrasto na trama planar desenvolvida nos gnaisses do Complexo Jamari. Ao longo do feixe as rochas estão transformadas em protomilonitos e milonitos de fácies anfíbolito.

Os dados estruturais disponíveis sobre o Sistema Transcorrente Rio Roosevelt (STR) são ainda escassos e permitem apenas definir a sua direção E-W a NE-SW, com estruturas de cisalhamento linearizadas e deformação compatível com a fácies xisto verde inferior. O sistema afeta os granitóides da Suíte Serra da Providência, as rochas do embasamento e os litotipos metavulcano-sedimentares do Grupo Roosevelt.

Referências Bibliográficas

- Litherland, M.; Annells, R.N.; Appleton, J.D.; Bloomfield, K.; Burton, C.C.J.; Darbyshire, D.P.F.; Fletcher, C.J.N.; Hawkins, M.P.; Klinck, B.A.; Mitchell, W.I.; O'Connor, E.A.; Pitfield, P.E.J.; Power, G.; Webb, B.C. 1986. *The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian shield*. Overseas Memoir 9. British Geological Survey, 153p.
- Rizzotto, G.J. 1999. *Petrologia e ambiente geotectônico do Grupo Nova Brasilândia-RO*. Instituto de geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de mestrado, 137p.
- Santarém, P.C.; Scandolara, J.E.; Silva, C.R.; Menezes, R.G. 1992. O Cinturão de Cisalhamento Guaporé nos Estados de Mato Grosso e Rondônia: dados preliminares. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, *Resumos Expandidos*, 1: 321-322.
- Santos, J.O.S.; Hartmann, L.A.; Gaudette, H. E.; Groves, D.I. ; McNaughton, N.J.; Fletcher, I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 4: 453-488.
- Scandolara, J.E.; Amorim, J.L.; Rizzotto, G.J.; Quadros, M.L.E.S.; Bahia, R.B.C. 1999. Compartimentação tectono-estratigráfica pré-cambriana de Rondônia: subsídios para os modelos evolutivos. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus, *Resumos Expandidos*, 282-285.

Scandolara, J.E.; Rizzotto, G.J.; Bahia, R.B.C.; Quadros, M.L.E.S.; Silva, C.R.; Amorim, J.L. 1997. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondônia*. Texto explicativo do Mapa Geológico do Estado de Rondônia. CPRM-Porto Velho, 142 p.

Scandolara, J.E.; Rizzotto, G.J.; Amorim, J.L. 1999. Evolução Proterozóica de Rondônia: cronologia de eventos tectônicos. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 8, Lençóis, *Resumos Expandidos*, 24-27.

Scandolara, J.E.; Rizzotto, G.J.; Silva, L.C. 1992 – A geologia da região de Nova Brasilândia, sudeste de Rondônia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, *Resumos Expandidos*, **1**: 154-155.

Tassinari, C.C.G.; Cordani, U.G.; Nutman, A.P.; Van Schmus, W.R.; Bettencourt, J.; Taylor, P.N. 1996- Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruena Province and tectonic implications. *International Geology Review*, **38**: 161-175.

Teixeira, W.; Tassinari, C.C.G.; Cordani, U.G.; Kawashita, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, **42**: 213-227.

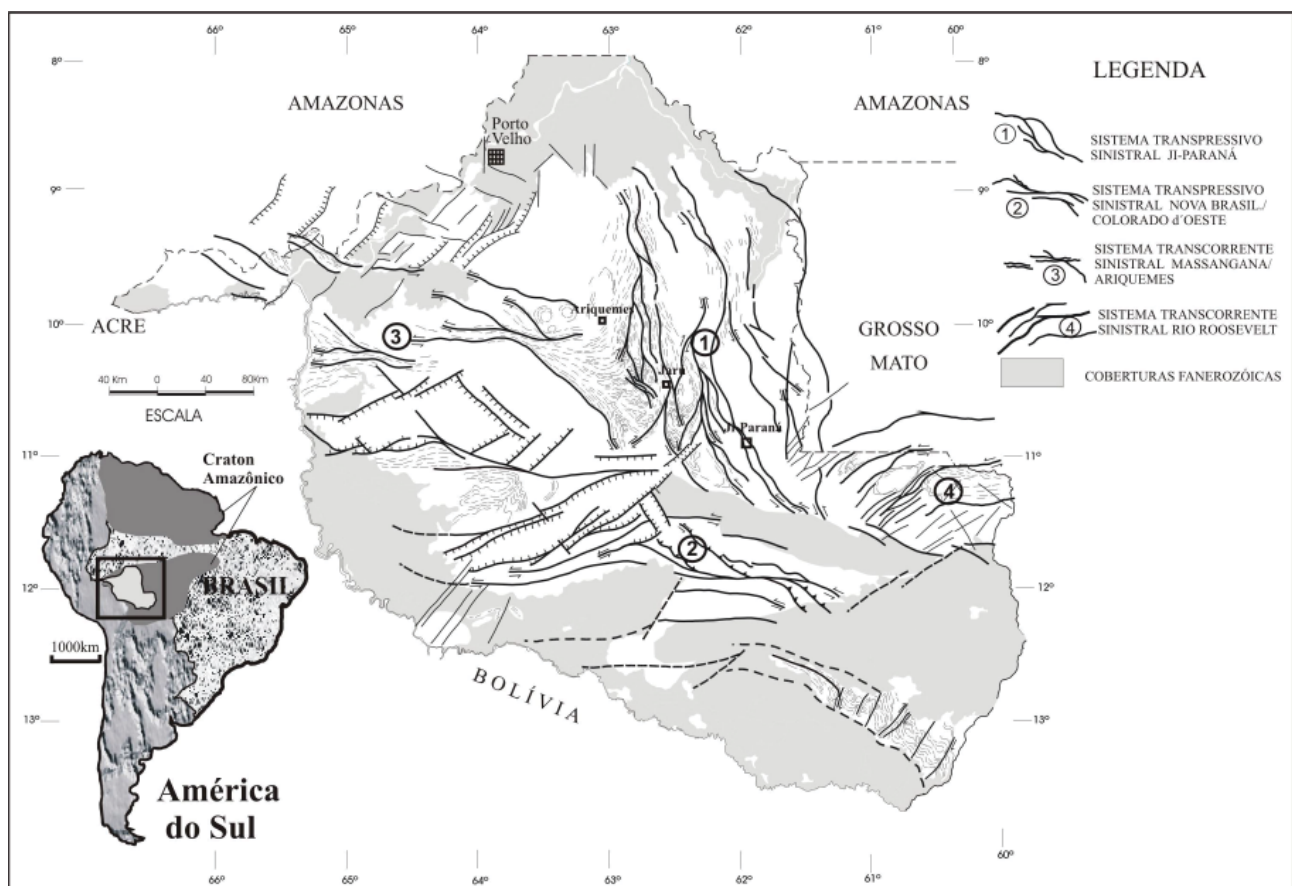


Figura 1 - Esboço tectono-estrutural do Proterozóico de Rondônia.

A reavaliação do ciclo orogênico Sunsas-Aguapeí no SW do Cráton Amazônico com base em dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Jaime E. Scandolara^{1,2} e Eric Tohver³

¹Serviço Geológico do Brasil - CPRM, Porto Velho, RO, Brasil. e-mail: scandolara@portovelho.br.

²Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 70.910-900. E-mail: jaime@unb.br.

³University of Michigan, Ann Arbor, MI, USA 48109-1063.

A margem sudoeste do Cráton Amazônico, exposta nos estados de Rondônia, Mato Grosso e parte da Bolívia, foi palco de uma prolongada história deformacional no período entre 1.30 Ga e 0.95 Ga. Este ciclo orogênico deixou expressivos registros e se estendeu além dos limites presentemente aceitos e reconhecidos (Scandolara *et al.* 1999), historicamente relacionados à evolução do Cinturão Sunsas ou do cinturão de Baixo Grau Aguapeí, a SSE.

Os modelos atuais de reconstrução de placas para o Mesoproterozóico tardio envolvem uma ligação entre o leste da Laurentia e a margem oeste do Craton Amazônico (Hoffman 1991; Weil *et al.* 1998). A colisão destes dois cratons durante a orogenia grenvilliana marcaria os estágios finais da formação do supercontinente de Rodinia. Este cenário conflita com o entendimento atual de alguns autores como Teixeira *et al.* (1989), Tassinari *et al.* (1996) e Tassinari & Macambira (1999), segundo os quais a evolução do SW do Cráton Amazônico, no final do Mesoproterozóico, desenvolveu-se em condições de fácies xisto-verde inferior como produto de deformação intracontinental. Scandolara *et al.* (1997, 1999), e Rizzotto *et al.* (1999), fazem registro a processos tectono-metamórficos de alto grau, relacionados a um evento de idade compatível com a orogenia Sunsas-Grenville, que se estende no sentido NNE, muito além dos limites do terreno Nova Brasilândia em Rondônia e terreno Rio Alegre no Mato Grosso. Scandolara *et al.* (1999) e Santos *et al.* (2000) tratam o SW do Cráton Amazônico, no período entre 1.25 e 0.95 Ga, como produto de uma orogenia colisional (Ciclo Sunsas) com o desenvolvimento de um cinturão móvel que retrabalhou extensivamente, em condições de alto grau metamórfico, os terrenos pré-estenianos (Jamari e Roosevelt) que constituem o Estado de Rondônia, parte do Mato Grosso e Bolívia (Faixa Móvel Sunsas-Guaporé, Scandolara *et al.* 1999).

Dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Tohver *et al.* 2001 e Bettencourt *et al.* 1996) provenientes de grãos de hornblenda e biotita, mostraram idades que variaram de 1160 a 970 Ma e 1090 a 910 Ma, respectivamente, em Rondônia e 960 Ma para hornblenda e 895 Ma para biotita, no Mato Grosso (Figura 1). A deformação associada a estas idades traduz-se em um conjunto de sistemas estruturais de abrangência regional (Scandolara *et al.* 1997, 1999), bem como em um generalizado retrabalhamento das rochas fora das zonas de cisalhamento. Dados relacionados à exsolução de feldspatos provenientes de rochas das zonas de cisalhamento e do embasamento deformado fora delas, revelam temperaturas entre

650-750°C (Tohver *et al.* 2001), interpretadas como temperaturas de deformação regional associadas a um episódio tectono-termal de alto grau de idade esteniana. Amostras de rocha provenientes do Complexo Jamari e Suíte Intrusiva Serra da Providência, em Rondônia, mostram idades-platô ~1160 Ma para hornblenda e ~1090 Ma para biotita. Esta diferença de idades sugere razões de resfriamento da ordem de ~3°C/Ma, enquanto que razões de resfriamento da ordem de 1-2°C/Ma são típicas para a orogenia Grenvilliana na América do Norte, para este mesmo período de tempo.

O cinturão Aguapeí, no Brasil ocidental, é reconhecido como uma zona de deformação de baixo grau metamórfico que afeta os Grupos Aguapeí/Vibosi, sequências sedimentares sub-horizontalizadas do bloco Paragua. Estruturas de empurrão, além de falhas transcorrentes, são consideradas evidências de deformação de natureza transpressiva de grau baixo a muito baixo, fácies xisto-verde (Geraldès *et al.* 1997). Com o mesmo *trend* do Cinturão Aguapeí, estendendo-se para NNW e adentrando o Estado de Rondônia, encontramos um cinturão metassedimentar de alto grau - Grupo Nova Brasilândia, Rizzotto (1999), principal unidade tectono-estratigráfica do terreno Nova Brasilândia (Scandolaro *et al.* 1999). A norte do terreno Nova Brasilândia o embasamento polideformado (Complexo Jamari) inclui gnaisses orto e paraderivados, charnockitos, mangerites, anfíbolitos e granitos com textura rapakivi, deformados em condições de fácies anfíbolito superior.

As idades Ar/Ar revelam um importante rejuvenescimento do sistema isotópico em rochas dos terrenos a norte do terreno Nova Brasilândia. Idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para hornblenda e biotita, provenientes de rochas do SW do Craton Amazônico (Rondônia e Mato Grosso), mostram-se mais antigas (~1160 Ma and ~1090 Ma) do que aquelas normalmente preservadas na província Grenville na América do Norte, refletindo taxas de resfriamento significativamente mais rápidas. Isto pode refletir a preservação de seções crustais mais rasas no Craton Amazônico ao contrário de uma crosta mais profundamente exumada exposta no Grenville Norte Americano. A presença em larga escala de sistemas de cisalhamento sinistrais transcorrentes e transpressivos desenvolvidos em condições de fácies anfíbolito superior sugere que o modelo intra-cratônico com deformação de baixo grau aplicado à evolução do cinturão Sunsas-Aguapeí está incorreto. Colisão entre o bloco Paragua e o Craton Amazônico deve ser considerada no contexto de uma zona de colisão continente x continente de larga escala.

A diferença nas idades de resfriamento entre as rochas dos terrenos Jamari e Roosevelt e as rochas metassedimentares do Grupo Nova Brasilândia no terreno homônimo, permite duas interpretações. Numa primeira hipótese, considera-se a ocorrência de dois episódios metamórfico-deformacionais como representantes de eventos orogênicos distintos. O primeiro, com idade de resfriamento ~ 1150 retrabalhou as rochas da região norte de Rondônia (terrenos Jamari e Roosevelt) enquanto o segundo, com idade de resfriamento mais jovem que 970 Ma afetou somente o terreno Nova Brasilândia e a faixa Aguapeí. Nós somos favoráveis a uma interpretação alternativa que postula

uma história de alto grau comum para os terrenos Jamari/Roosevelt e Nova Brasilândia/Aguapeí, em termos de deformação associada a períodos colisional e tardi a pós-colisional de uma mesma orogênia. Neste cenário o rápido soerguimento dos terrenos Jamari/Roosevelt, depois do evento deformacional de alto grau, resultou em um rápido resfriamento das temperaturas de fechamento do sistema Ar/Ar da hornblenda. O subsequente soerguimento do terreno Nova Brasilândia resultou em um resfriamento mais lento, em torno de 970 Ma atrás. É fator crítico para esta interpretação a necessidade da existência de um limite tectono-estrutural importante, de grande escala, que condicionou a movimentação de grandes falhas durante o soerguimento na fase de extensão orogênica, como ocorre na Laurentia. Nós sugerimos que o limite entre os terrenos Jamari/Roosevelt e Nova Brasilândia foi um importante sítio estrutural com grandes falhas que acomodaram os movimentos extensionais responsáveis pelas diferentes taxas de soerguimento entre os dois terrenos. É muito significativo que três episódios de sedimentação (Meso-Neoproterozoico, Fm. Palmeiral, Paleozoico, Grupo Primavera, e Cretáceo, Grupo Vilhena) tenham se desenvolvido ao longo desta região, sugerindo uma prolongada história de recorrência tectônica e confirmando a importância geotectônica deste limite.

Referencias Bibliográficas

- Bettencourt, J.S., Onstott, T.C., de Jesus, T., and Teixeira, W. 1996. Tectonic interpretation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of country rocks from the central sector of the Rio Negro-Juruena Province, southwest Amazonian craton. *International Geology Review*, v.38, p.42-56.
- Geraldes, M.C., Figueiredo, B.R., Tassinari, C.C.G., and H.D. Ebert, 1997. Middle Proterozoic vein hosted gold deposits in the Pontes e Lacerda region, southwestern Amazonian craton, Brazil. *International Geology Review*, v.39, p.438-448.
- Hoffman, P.F. 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwana inside out? *Science*, v.252, p.1409-1412.
- Litherland, M., Annells, R.N., Darbyshire, D.P.F., Fletcher, C.J.N., Hawkins, M.P., Klinck, B.A., Mitchell, W.I., O'Connor, E.A., Pitfield, P.E.J., Power, G., and Webb, B.C. 1986. The Proterozoic of eastern Bolivia and its relationship to the Andean mobile belt. *Precambrian Research*, v.43, p.157-174.
- Rizzotto, G.J., Chemale, F., de Lima, E.F., Van Schmus, R., and A. Fetter, 1999. Sm/Nd and U/Pb isotopic data for the Nova Brasilândia metaplutonic, metavolcanosedimentary sequence, Rondônia. *Annals of the 70th Meeting of the Brazilian Geological Society*, Salvador, 1998.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, v.3, 4:453-488.
- Scandolara, J.E., & Amorim, J.L. 1999. A Faixa Móvel Guaporé, sua definição e inserção no contexto do SW do Cráton Amazônico. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus, *Resumos Expandidos*, 278-281.
- Scandolara, J.E., Rizzotto, G.J., de Amorim, J.L., Bahia, R.B.C., Quadros, M.L., and C.R. da Silva. 1997. Geological map of Rondônia 1:1,000,000. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.
- Tassinari, C.C.G., & Macambira, M.J.B., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, v.22, p.174-182.

- Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Nutman, A.P., Van Schmus, W.R., Bettencourt, J.S., Taylor, P.N. 1996. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazonian Craton) and tectonic implications. *International Geology Review*, v.38, p.161-175.
- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., and Kashawita, K., 1989. A review of the geochronology of the Amazonian craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, v.42, p.213-227.
- Tohver, E., Van der Pluijm, B., Scandolara, J.E., Geraldès, M.C. 2001. Rodinia and the Amazonia-Laurentia connection: preliminary D-P-T-t results in western Brazil. GSA Meeting. Denver (CO)-USA. Abstract Volume.
- Tohver, E., Van der Pluijm, B., Essene, E., Scandolara, J.E., Rizzotto, G.J. 2001. Widespread Grenville-aged deformation of the SW Amazon Craton: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results and feldspar thermometry (*Geology*, no prelo).
- Weil, A.B., Van der Voo, R., Mac-Niocaill, Connall, and Meert, J.G., 1998. The Proterozoic supercontinent Rodinia; paleomagnetically derived reconstruction for 1100 to 800 Ma. *Earth and Planetary Science Letters*. v.154, p.13-24.

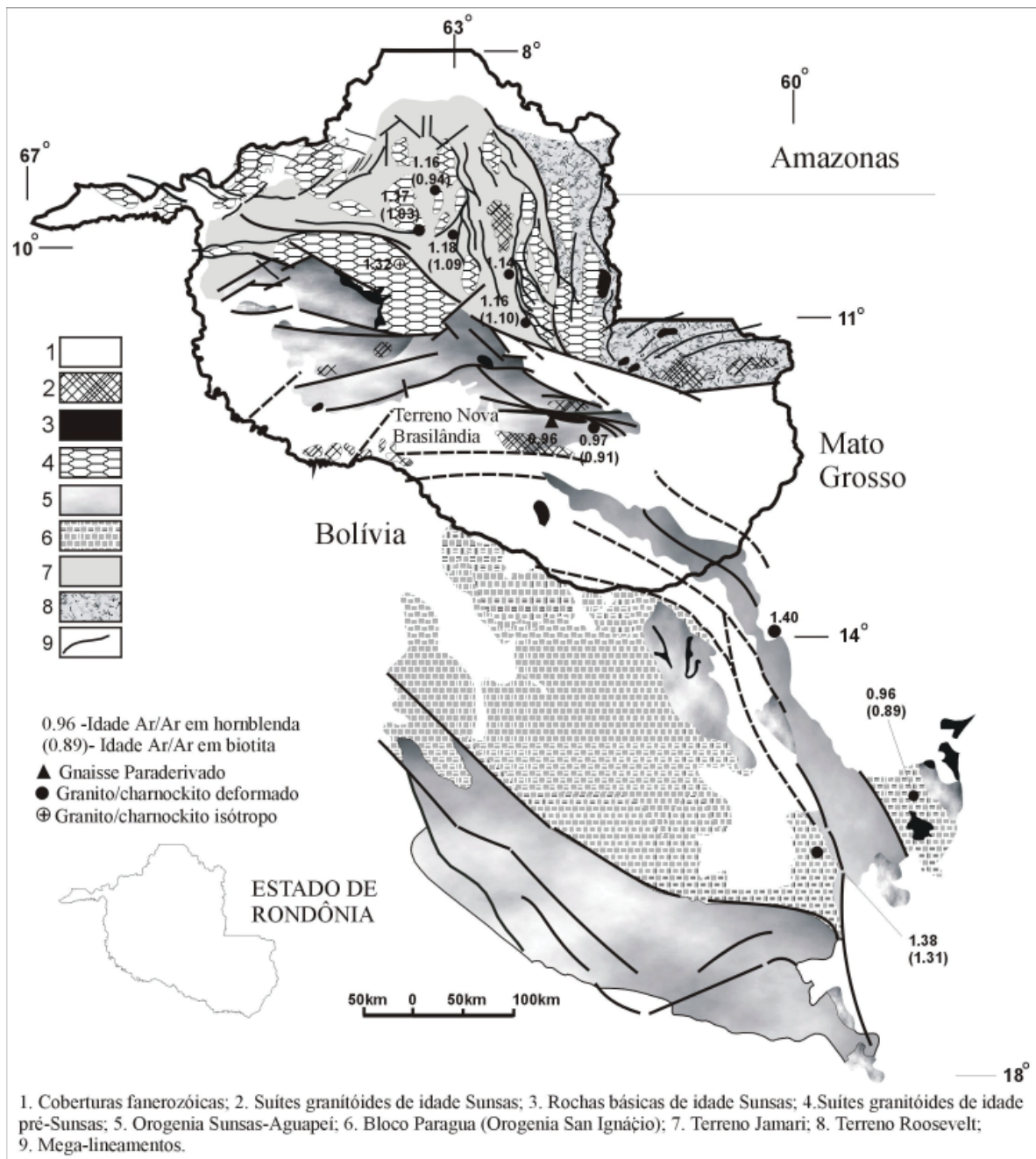


Figura 1 - Mapa geotectônico simplificado do SW do Craton Amazônico.

Estudo Tipológico e Geocronológico dos Granitóides Cantão e Japiim, Nordeste do Estado do Pará.

Cristiane Silva de Sousa¹, Candido A. V. Moura², Thomas Scheller², Edney S. M. Palheta³.

¹ Centro de Geociências/UFPA (crisousa@bol.com.br)

² Centro de Geociências/UFPA –Para-Iso ³ Centro de Geociências/UFPA-Curso de Pós-Graduação.

Introdução

Os granitóides estudados Cantão e Japiim encontram-se alojados em metassedimentos do Cinturão Gurupi (Hasui et al, 1984) na região nordeste do Estado do Pará, próximos aos municípios de Santa Luzia e Vizeu a 190Km de Belém (Fig. 01). Neste trabalho foram realizados, o estudo tipológico dos cristais de zircão e a datação geocronológica pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão desses granitos.

O estudo tipológico em cristais de zircão teve como objetivo a identificação de diferentes populações com base na morfologia permitindo selecionar cristais para análise geocronológica, além de contribuir para a identificação eventual de cristais de zircão herdados. Na datação geocronológica o objetivo foi determinar a idade do magmatismo granítico, que é fundamental para avançar na compreensão da evolução geológica da região NE do Estado do Pará.

Metodologia

Para a obtenção dos cristais de zircão cerca de 40Kg de cada amostra de rocha foram coletadas e tratadas, passando pelas seguintes etapas: trituração, pulverização, deslamamento, peneiramento, elutriação, separação magnética e separação com líquidos pesados (bromofórmio).

Os cristais de zircão obtidos para cada amostra através dos procedimentos citados foram analisados tipologicamente, descritos e caracterizados segundo os critérios de Pupin (1980), o qual classificou os zircões de rochas graníticas morfologicamente, de acordo com arranjo das faces cristalinas prismáticas e piramidais. Através dessas características diversos tipos de zircão são representados em diagrama relacionando Índice de Temperatura versus Índice de Agpaicidade ($IA=(Na+K)/Al$).

Os melhores cristais de zircão de cada amostra são selecionados segundo sugere a metodologia de Kober (1986 e 1987), ou seja, são escolhidos os mais límpidos, transparentes e translúcidos, de forma a evitar fracionamento do sistema U-Pb das porções metamíticas. Esses cristais foram analisados no espectrômetro de massa FINNIGAN-MAT 262 do Para-Íso para obtenção das idades dos zircões.

Resultados

O granito Cantão é um corpo isotópico, de coloração cinza esbranquiçada, leucocrático, de granulação grossa, com freqüentes enclaves máficos, constituído por minerais de oligoclásio, quartzo, microclina e biotita, foi classificado como um Biotita-Monzogranito. Como minerais acessórios há, moscovita, epidoto, apatita, titanita e zircão. Como produtos de alteração encontram-se o epidoto, sericita e argilominerais. A textura é granular hipidiomórfica e, localmente, apresenta textura de intercrescimento mirmequítico e pertita.

A análise tipológica dos cristais de zircão mostra que o granito Cantão possui alguns cristais metamíticos, pouco transparente, mas que não perderam sua forma, além de cristais prismáticos, alongados, bipiramidais. Os cristais de zircão são de coloração castanha a rosada, alguns apresentando microfraturas. As populações de zircão encontradas correspondem aos tipos P e G, subtipos P1 e G1, que segundo Pupin (1980) são tipos dominantes juntamente com tipo S em Monzogranitos e Granodioritos, (Fig. 02).

A análise geocronológica efetuada no granito Cantão pelo método $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em monocrystal de zircão forneceu uma idade média de 2159 ± 13 Ma.

O granito Japiim é um corpo de coloração cinza, mesocrático, com pórfiros de microclínio orientados e envolvidos por micas. Os minerais presentes são quartzo, plagioclásio (An 24), microclina e biotita, foi classificado como um Biotita-Granodiorito com Pórfiros de K-feldspato. Como minerais acessórios encontram-se zircão, titanita e apatita. A clorita aparece como produto de alteração da biotita. A textura dominante na rocha é granular hipidiomórfica, mas localmente, a textura mirmequítica e gráfica são observadas.

A análise tipológica realizada nos cristais de zircão do granito Japim apresentou, cristais prismáticos, longos, bipiramidais com faces retangulares, alguns curtos. Os cristais apresentam microfraturas e várias inclusões. Em geral os cristais são translúcidos a opacos de coloração castanhada a rosada. As principais populações encontradas correspondem aos tipos G, P e S e subtipos G1, P1 e S5, (Fig. 02).

A análise geocronológica efetuada no granito Japiim pelo método $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em monocrystal de zircão forneceu a idades mínimas de 2084 ± 5 Ma. Sendo que um dos grãos analisados apresentou a idade média de 2351 ± 12 , onde não foi possível classifica-lo segundo Pupin (1980), por este grão não ter preservado suas faces cristalinas.

Conclusões

Os resultados geocronológicos obtidos apontaram para a existência de dois eventos de magmatismo granítico relacionados ao Ciclo Transamazônico no Cinturão Gurupi. O mais antigo é definido pelo Granito Cantão com idade mínima de 2159 ± 13 Ma. O mais jovem, cuja idade

mínima é de 2084 ± 5 Ma, está registrado no Granito Japiim.

As idades dos granitóides estudados sugerem uma idade mínima paleoproterozóica para as seqüências onde eles se alojaram, pertencentes ao Cinturão Gurupi. Posteriormente, todo esse conjunto teria sido retrabalhado pelo cisalhamento de idade brasileira que gerou este Cinturão.

A presença de zircão herdado no granito Japiim com uma idade mínima de 2351 ± 12 Ma indica, a existência de uma crosta pretérita que posteriormente sofreu retrabalhamento crustal.

Referências Bibliográficas

- Hasui Y., Abreu F.A.M., Villas R.N.N. 1984. Província Parnaíba. In: F.F.M. Almeida e Y. Hasui . O Pré-Cambriano do Brasil. Edard Blücher, São Paulo. p. 36-45.
- Kober B. 1986. Whole grain evaporation for $207\text{Pb}/206\text{Pb}$ age investigations on single zircons using a double filament source. Contributions to Mineralogy and Petrology 93, 482-490.
- Kober, B. 1987. Single grain evaporation combined with Pb^+ emitter bedding for $207\text{Pb}/206\text{Pb}$ investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications for zirconology. Contributions to Mineralogy and Petrology 96, 63-71.
- Palheta, E.S.M. 2001. Evolução geológica da região nordeste do Estado do Pará com base em estudos estruturais e isotópicos de granitóides. Belém. UFPA. CG/CPGG. 180p. Tese de Mestrado.
- Pupin J.R. -1980- Zircon and granite petrologie. Contrib. Mineral. and Petrol. 73:207-220.

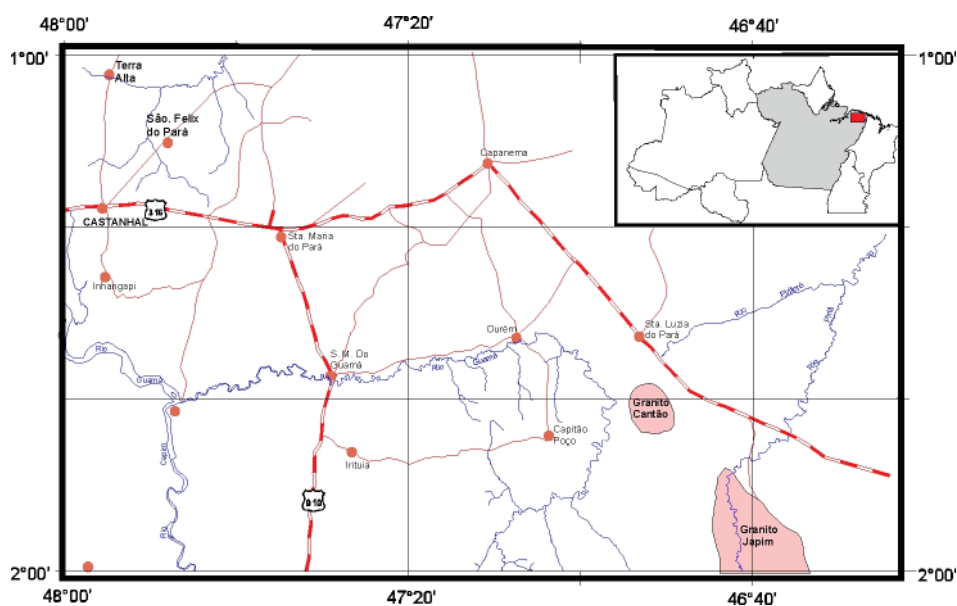


Figura 01- Mapa de localização dos granitóides Cantão e Japiim.

Cristais de Zircão do Granitóide Japiim

Subtipo G1



2053±4

Subtipo G1



2087±3

Zircão Herdado



2351±12

Cristais de Zircão do Granitóide Cantão

Subtipo P1



2172±6

Subtipo P1



2137±7

0,10 mm



Figura 02- Cristais de zircão dos Granitóides Cantão e Japiim, com sua idade média e sua classificação tipológica.

Isótopos de Nd, Pb e Sr de greenstone belt arqueano da região de Rio Maria, SE do Pará: implicações na evolução geodinâmica do cráton Amazônico

Zorano Sérgio de Souza⁽¹⁾, Alain Potrel⁽²⁾, Jean-Michel Lafon⁽³⁾, Fernando Jacques Althoff⁽⁴⁾,
Márcio Martins Pimentel⁽²⁾, Roberto Dall’Agnol⁽³⁾, Claudinei Gouveia de Oliveira⁽²⁾

⁽¹⁾ Departamento de Geologia / UFRN; Caixa Postal 1502, 59078-970 Natal, Brazil. ⁽²⁾ Instituto de Geociências / UnB. ⁽³⁾ Centro de Geociências / UFPA. ⁽⁴⁾ Programa de Pós-Graduação em Geologia / Unisinos. E-mails: zorano@geologia.ufrn.br (ZSS), c1271@er.uqam.ca (AP), lafonjm@ufpa.br (JML), althoff@euler.unisinos.br (FJA), marcio@unb.br (MMP), robdal@ufpa.br (RD), gouveia@unb.br (CGO)

Introdução

Com base em dados geocronológicos e isotópicos (U-Pb, Sm-Nd), Cordani *et al.* 2000 consideram a evolução do cráton Amazônico como o resultado de sucessivos episódios de acreção crustal (Cordani *et al.* 2000). Estes autores admitem a existência de um núcleo central preservado, estável desde o final do Arqueano (2,5 Ga), a Província Amazônia Central (incluindo a Província Mineral de Carajás - PMC), circundada por faixas móveis mais jovens (Maroni – Itacaiúnas 2,25-1,95 Ga; Venturi – Tapajós 1,95-1,80 Ga; Rio Negro – Juruena 1,75-1,55 Ga; Rondoniana 1,45-1,25 Ga; Sunsás 1,25-0,90 Ga). A evolução crustal do cráton envolveria significativa adição de material juvenil, com uma estimativa de cerca de 30% da crosta continental formada no Arqueano (Tassinari *et al.* 2000). Baseados em dados U-Pb e Pb-Pb da PMC, Macambira & Lafon (1995) concluíram que os processos de formação continental duraram aproximadamente 200 Ma e terminaram no final do Arqueano. Eles sugeriram cinco grandes episódios de geração de magmas, a saber: 3,05 Ga (granulitos Pium); 2,96 Ga (tonalito Arco Verde e complexo básico – ultrabásico Serra Azul); 2,87 Ga (granitóides intrusivos da região de Rio Maria); 2,76 Ga (magmatismo máfico – félsico na região de Carajás); 2,55 Ga (plutonismo alcalino na mesma região).

O presente trabalho reporta os primeiros dados isotópicos de Nd, Pb e Sr de rochas metavulcânicas e plutônicas (metagabros) do greenstone belt Identidade, que corresponde a uma das várias seqüências vulcanossedimentares da região de Rio Maria, no SE do Pará, cerca de 250 km a sul da Serra dos Carajás. Integrados às informações geoquímicas e geocronológicas dos demais componentes geológicos arqueanos desta região, interpreta-se a evolução geodinâmica do terreno granito – greenstone de Rio Maria. Os resultados analíticos foram obtidos nos laboratórios de geocronologia das universidades de Brasília (Sm-Nd) e Federal do Pará (Rb-Sr e Pb-Pb). Os dados Sm-Nd foram determinados usando um

espectrômetro de massa Finnigan MAT262 com multicoletores. As razões isotópicas foram normalizadas assumindo-se $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$, ajustando-se os valores com o padrão la Jolla ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511850$). Os valores de ϵ_{Nd} foram calculados usando as razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de, respectivamente, 0,1967 e 0,512638. As composições isotópicas de Rb, Sr e Pb foram feitas no espectrômetro de massa VG Isomass 54E com coletor simples.

O Terreno Granito – Greenstone de Rio Maria

O terreno granito – greenstone de Rio Maria (TGGRM) localiza-se na área compreendida pelas coordenadas geográficas 45°45'W - 51°W e 6°45'S - 8°S, no SE do cráton Amazônico. Resumidamente, o TGGRM é composto (Docego 1988, Souza *et al.* 1990, Macambira & Lafon 1995) por: i) seqüências de greenstone belts (Supergrupo Andorinhas); ii) metatonalitos tipo Arco Verde (*ca.* 2,96 Ga); iii) metaplutônicas intrusivas *ca.* 2,87 Ga, incluindo tonalitos, trondhjemitos, granodioritos e granitos (TTGG). Outras unidades arqueanas incluem complexos básicos – ultrabásicos acamadados *ca.* 2,97 Ga (Pimental & Machado 1994) e sedimentos plataformais (Grupo Rio Fresco / Águas Claras) com zircões detríticos datados de 3,67 Ga a 2,76 Ga (Macambira *et al.* 1998). O Supergrupo Andorinhas é constituído pelas formações Babaçu (metakomatiitos e toleitos de baixo potássio - metabasaltos e metagabros) na base, e Lagoa Seca (vulcânicas félsicas a intermediárias – cálcio-alcalinas sódicas, e intercalações de metagrauvacas) no topo. Com respeito ao vulcanismo félsico, são referidas idades U-Pb (zircão) de 2,98 Ga (Pimentel & Machado 1994) e 2,90 Ga (Macambira & Lancelot 1996) para metadacitos do greenstone belt Lagoa Seca.

Resultados Obtidos

Dados Sm-Nd. Quinze amostras de rochas metavulcânicas, incluindo 6 metabasaltos, 4 metagabros e 5 metadacitos, produziram uma isócrona com uma idade de 3064 ± 32 Ma (1σ), MSWD de 1,6 e $\epsilon_{\text{Nd}}(3,0)$ de +2,0 (Fig. 1a). Esta idade é interpretada como a de colocação dos magmas devido a boa correlação entre os pontos e a concordância entre a mesma e a idade U-Pb (zircão) reportada previamente para rochas dacíticas do greenstone belt Lagoa Seca. O fato de as amostras de metadacitos estarem bem alinhadas na isócrona indicam que mesmo que tenha havido contaminação, esta deve ter sua origem numa fonte mantélica similar e não muito mais antiga do que o magma dacítico. As amostras de metabasaltos e metagabros são isotopicamente muito similares, não produzindo uma boa dispersão dos pontos. O ϵ_{Nd} , calculado para 3,0 Ga, varia de +1,1 a +2,5. Os metadacitos mostram maior variação isotópica, com razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de 0,0963 a 0,1697, $\epsilon_{\text{Nd}}(3,0)$ de +0,22 a +3,15, e idades modelo restritas ao

intervalo 3,05 – 3,24 Ga. As características citadas permitem assumir que o conjunto de rochas analisadas deriva de uma fonte mantélica empobrecida, hipótese que é corroborada por suas composições em elementos traços e padrões de terras raras (Souza & Dall’Agnol 1995, 1996).

Dados Pb-Pb. Doze análises isotópicas Pb-Pb de rocha total foram feitas para metabasaltos (7) e metadacitos (5). As composições dos metabasaltos são bastantes homogêneas ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 14,047 e 15,097), não apresentando dispersão suficiente para definir uma boa isócrona. As amostras forneceram idades variando de 3408 ± 109 Ma a 3257 ± 91 Ma (1σ), I_{Pb} de 10,83 a 11,20, MSWD de 7,97 a 7,88 e μ_1 de 9,5 a 9,1. Os metadacitos são mais variados e radiogênicos ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 13,910 e 23,035) e as cinco análises forneceram a idade de 2943 ± 88 Ma (1σ), MSWD de 31,5 e μ_1 de $8,2 \pm 0,7$ (Fig. 1b). Levando-se em conta o erro analítico, a idade Pb-Pb é idêntica às idades Sm-Nd e U-Pb (zircão) já reportadas. A dispersão de determinadas amostras de metadacitos sugere que pode ter havido alguma perturbação isotópica do sistema Pb-Pb, que, todavia, não foi suficiente para modificar o sistema Sm-Nd.

Dados Pb-Pb. Oito análises isotópicas Rb-Sr de metadacitos forneceram uma isócrona com uma idade de 2575 ± 58 Ma (1σ), I_{Sr} de $0,7022 \pm 0,0003$ e MSWD de 1,01 (Fig. 1c). A idade Rb-Sr dos metadacitos é significativamente mais jovem do que a época de colocação das rochas estudadas, sugerindo que o sistema isotópico Rb-Sr foi rejuvenescido a aproximadamente 2,6-2,5 Ga, o que também se verifica nos plútons granitóides intrusivos *ca.* 2,87 Ga (Macambira & Lafon 1995).

Discussões e Conclusões

Os dados apresentados sugerem que o TGGRM comportou dois episódios principais de adição de crosta juvenil no Arqueano, os quais são distintos temporalmente (3,04-2,96 Ga – vulcanismo nos *greenstone belts* e plutonismo Arco Verde; e 2,87 Ga – magmatismo TTGG intrusivo), na variabilidade de fontes de magmas (cunha do manto *vs* crosta oceânica) e nos tipos de magmas gerados (komatiitos, toleítos, cálcio-alcalinos sódicos a potássicos). Uma característica comum destes magmatismos é que os seus magmas parentais se formaram a partir da fusão parcial do manto empobrecido (komatiitos e toleítos), e reciclagem de crosta oceânica antiga transformada em granada anfíbolito ou eclogito (tonalito Arco Verde, metadacitos). O segundo episódio (2,87 Ga) é marcado por volumoso plutonismo TTGG, cujas características geoquímicas são compatíveis com derivação a partir de fusão parcial de uma crosta toleítica e sua eventual interação com crosta continental. As composições geoquímicas e isotópicas, assim como os tipos de fontes envolvidas na geração destes magmas juvenis são consistentes com um ambiente tectônico do tipo arco insular intraoceânico. Daí, infere-se um intervalo de aproximadamente de 170 Ma (3,04 – 2,87 Ga) para a evolução tectônica e cratonização do TGGRM. Cerca de 170 Ma após a

estabilização tectônica do mesmo, o soerguimento e exposição de suas raízes vulcano-plutônicas serviu de fonte para os sedimentos detríticos do Grupo Rio Fresco e outras coberturas similares na região de Carajás (Formação Águas Claras).

Referências Bibliográficas

- Cordani, U.G. *et al.*, 2000. Crustal evolution of the South America Platform. *In*: Cordani, U.G. *et al.* (eds.) *Tectonic Evolution of South America*, 31st Intern. Geol. Congr., Rio de Janeiro, p. 19-40.
- Docego (Rio Doce Geologia e Mineração), 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás, Pará. *In*: 35º Congr. Bras. Geol., Belém. *Anexo aos Anais*, p. 11-54.
- Macambira, M.J.B. & Lafon, J.-M., 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências da Terra*, 7: 263-288.
- Macambira, M.J.B. *et al.*, 1998. Crescimento crustal arqueano registrado em zircões de sedimentos da região de Rio Maria, Província Carajás, Pará. *In*: 40º Congr. Bras. Geol., SBG, Belo Horizonte. *Anais*, p. 55-55.
- Macambira, M.J.B. & Lancelot, J.R., 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, Southeastern Amazonian craton, Brazil. *International Geology Review*, 38: 1134-1142.
- Pimentel, M.M. & Machado, N., 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito - greenstone de Rio Maria, Pará. *In*: 38º Congr. Bras. Geol., São Paulo. *Resumos Expandidos*, 2: 390-391.
- Souza, Z.S. & Dall'Agnol, R., 1995. Geochemistry of metavolcanic rocks in the Archean greenstone belt of Identidade, SE Pará, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 76: 217-233.
- Souza, Z.S. & Dall'Agnol, R., 1996. Vulcanismo cálcico-alcalino mesoarqueano no "greenstone belt" Identidade, sudeste do Pará, Brasil. *Geochimica Brasiliensis*, 10: 225-240.
- Souza, Z.S. *et al.*, 1990. Geologia do terreno granito - "greenstone" Arqueano da região de Rio Maria, sudeste do Pará. *In*: 36º Congr. Bras. Geol., SBG, Natal. *Anais*, 6: 2913-2928.
- Tassinari, C.C.G. *et al.*, 2000. The Amazonian Craton. *In*: Cordani, U.G. *et al.*, (eds.) *Tectonic Evolution of South America*, 31st Intern. Geol. Congr., Rio de Janeiro, p. 41-95.

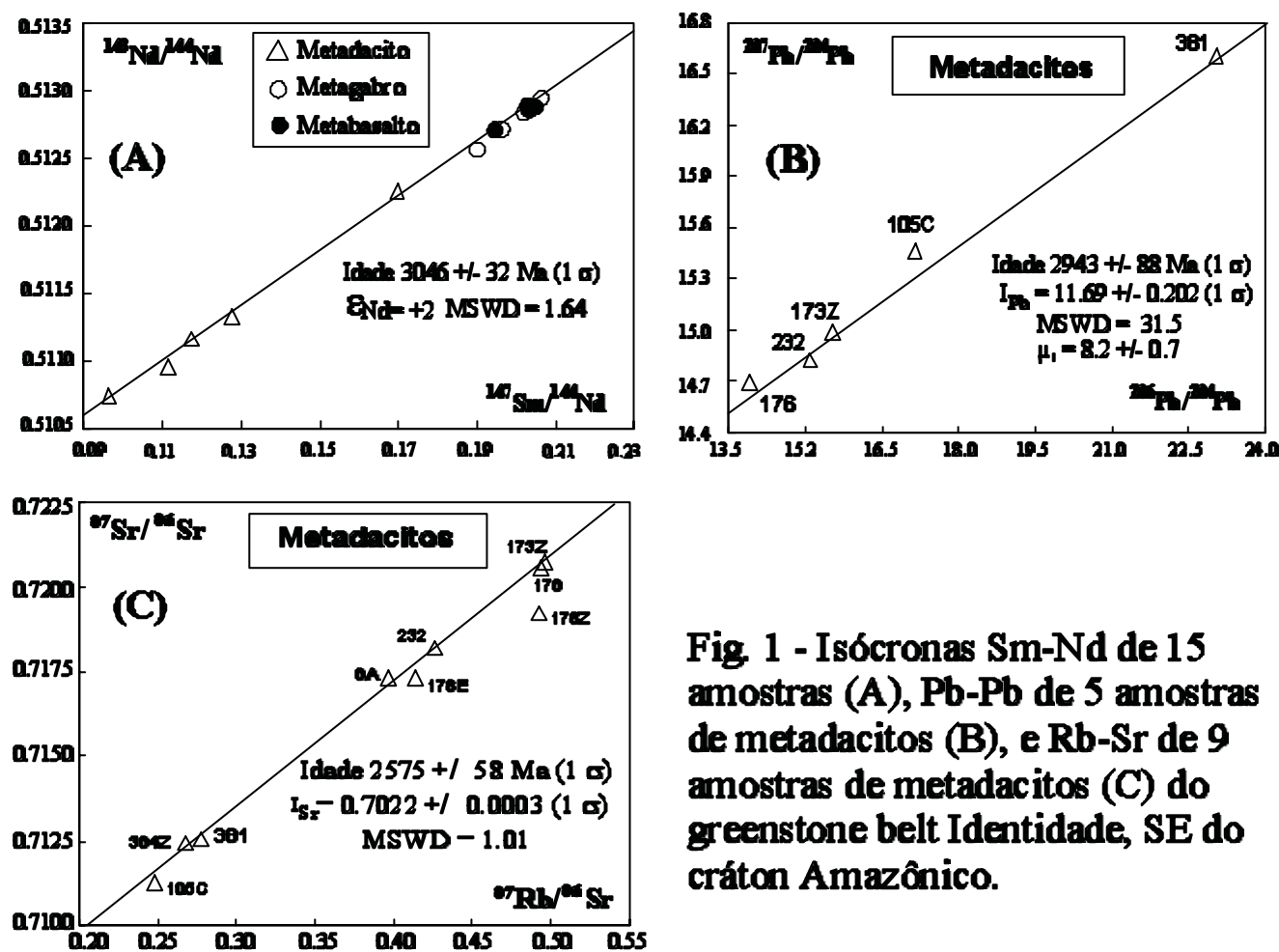


Fig. 1 - Isócronas Sm-Nd de 15 amostras (A), Pb-Pb de 5 amostras de metadacitos (B), e Rb-Sr de 9 amostras de metadacitos (C) do greenstone belt Identidade, SE do cráton Amazônico.

The Wilson Cycle, Megaplume Activity, and Paleoproterozoic Metallogenesis

João Batista Guimarães Teixeira¹, Aroldo Misi¹ and Paulo Marcos Vasconcelos²

¹Grupo de Metalogênese, Centro de Pesquisa em Geofísica e Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Bahia, Brazil. Email: jbt@ufba.br.

²University of Queensland, Department of Earth Sciences, Brisbane Qld 4072, Queensland, Australia. Email: paulo@earthsciences.uq.edu.au.

Introduction

This work presents a new idea regarding the relative positions, during the Paleoproterozoic, of some continental blocks that belong to the present-day Brazilian territory. These are the São Francisco, Venturi-Tapajós, Central Amazonian and Borborema provinces, which together with the Guyana and West Africa cratons composed a fraction of Atlantica (Rogers, 1996), the first identifiable Precambrian supercontinent (Figure 1). The hypothesis contemplates the diverse steps of a fully-developed Wilson Cycle, whose completion included the tectonic processes associated with the growth of a mantle megaplume. Several mineralization periods have sequentially taken place, every one unequivocally related to a discrete phase of mantle-crust interaction (Figure 2).

The Wilson Cycle

The *oceanic stage* (Step 1 in Fig. 2) is mainly represented by extensive basaltic magmatism, which was already active by 2.20 Ga ago. The bulk of the flows is made of Fe-rich MORB-tholeiite (Silva et al., 2001; Milesi et al., 1989; Norcross et al., 2000). Mineral deposits likely associated with this stage are: (a) the copper deposit of Caraíba (Bahia), interpreted as a modified sulfide deposit, hosted by pyroxenite and norite (Maier et al., 1999); (b) the chromite deposits of Jacuricí and Santa Luz (Bahia), and Igarapé do Breu (Amapá), hosted by differentiated ultramafic sills. *Subduction* (Step 2 in Fig. 2) started near 2.15 Ga, and gave rise to restricted, calc-alkaline volcanic centers. The only mineralization to date related to this stage is the stratiform Zn-Ag deposit of Perkoa, Burkina-Faso (Milesi et al., 1989). The mafic and felsic volcanic rocks associated with clastic sediments and granitoid intrusions make up the Birimian (Transamazonian) greenstone belts present in the West Africa (Baouélé-Mossi), São Francisco (Rio Itapicuru), and Guyana (Barama-Mazaruni, Vila Nova) cratons. *Ocean closure* (Step 3 in Fig. 2), followed by continental collision and orogenesis took place from 2.09 to 2.00 Ga. The 2,000 km long granulite belt that extends from Venezuela (Imataca) towards Guyana (Central Guyana Belt), Brazil (Itabuna, Salvador-Curaçá), and reaches Liberia and Ivory Coast (Kenema-Man) is part of the root zone of the presumed mountain belt. Syn-collisional, orogenic-type gold deposits are found in Ashanti, Ghana (Oberthür et al., 1994), Syama, Mali (Vasconcelos et al., 1994), Fazenda Brasileiro (Vasconcelos and Becker,

1992), Borborema Province (Fetter et al., 2000), and Omai, Guyana (Norcross et al., 2000). *Mantle upwelling* (Step 4 in Fig. 2), accompanied by magma underplating started by 1.97 Ga. A direct consequence of this phenomenon was the intrusion of S-type granitoid plutons near the Serra da Jacobina, in Bahia, accompanied by gold (Jacobina; Teixeira et al., 2001) and emerald mineralization (Carnaíba and Socotó; Rudowski, 1989). *Rifting and continental breakup* (Step 5 in Fig. 2), in response to the emplacement of a huge mantle plume, with a diameter in excess of 2,500 km. Tectonic processes that resulted of such megaplume activity included the 1.89 to 1.74 Ga widespread volcanism (Uatumã Supergroup in northern Brazil; Espinhaço Supergroup and Rio dos Remédios Complex in Bahia), associated with the development of extensional basins and deposition of intracratonic sedimentary sequences (Gorotire and Beneficente groups in northern Brazil; Chapada Diamantina Group in Bahia and Minas Gerais). This has been an important metallogenic period that resulted in a variety of economic mineralizations, such as gold in Rio de Contas (Bahia), gold in Tapajós and Serra Pelada (Pará), uranium in Lagoa Real (Bahia), cassiterite in Pitinga (Amazonas), Jacundá (Rondônia) and Surucucus (Roraima), and finally scheelite in Seridó (Rio Grande do Norte) and wolframite in Pedra Preta (Pará).

References

- Barbosa, J. S. F.; Dominguez, J. M. L., (coords.) 1996. Mapa Geológico do Estado da Bahia, Escala 1:1.000.000. Estado da Bahia, Secretaria da Indústria, Comércio e Mineração.
- Coutinho, M. G. N.; Alderton, D. H. M., 1998. Character and genesis of Proterozoic shear zone-hosted gold deposits in Borborema Province, northeast Brazil. *Trans. Instit. Mining Metallurgy* (Section B: Applied Earth Sciences), **107**: 109-119.
- Fetter, A. H.; Van Schmus, W. R.; Santos, T. J. S.; Nogueira Neto, J. A.; Arthaud, M. H., 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent "Atlantica". *Revista Brasileira de Geociências* **30**(1):102-106.
- Maier, W.D.; Barnes, S-J. 1999. The origin of Cu-sulfide deposits in the Curaçá Valley, Bahia, Brazil: Evidence from platinum-group element studies. *Economic Geology*, **94**, 164-184
- Milesi, J-P. (coord.), 1989. West African Gold Deposits in their Lower Proterozoic Lithostructural Setting. Éditions du BRGM. *Chron. Rech. Min.* no. 497, 98 p., map.
- Norcross, C; Davis, D. W.; Spooner, E. T. C.; Rust, A., 2000. U-Pb and Pb-Pb age constraints on Paleoproterozoic magmatism, deformation and gold mineralization in the Omai area, Guyana Shield. *Precambrian Research* **102**:69-86.
- Oberthür, T.; Vetter, U.; Schmidt-Mumm, A; Weizer, T.; Amanor, J. A.; Gyapong, W. A.; Kumi, R.; Blenkinsop, T. G., 1994. The Ashanti Gold Mine at Obuasi, Ghana: Mineralogical, Geochemical, Stable Isotope and Fluid Inclusion Studies on the Metallogenesis of the Deposit in Oberthür, T. (ed.) *Metallogenesis of Selected Gold Deposits in Africa. Geologisches Jahrbuch, Reihe D, Heft 100, Hannover, 31-129.*
- Rogers, J.J.W., 1996. A history of continents in the past three billion years. *Journal of Geology*, **104**, 91-107.
- Rudowski, L., 1989. Petrologie et Géochimie des Granites Transamazoniens de Campo Formoso et Carnaíba (Bahia, Brésil), et des Phlogopitites à Émeraudes Associées. These de Doctorat de L'Université Paris VI, 293 p.
- Silva, M. G.; Coelho, C. E. S.; Teixeira, J. B. G.; Silva, F. C. A.; Silva, R. A.; Souza, J. A. B., 2001. The Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil: geologic evolution and review of gold mineralization. *Mineralium Deposita* **36**:345-357.
- Tassinari, C. C. G.; Bettencourt, J. S.; Geraldés, M. C.; Macambira; M. J. B.; Lafon, J. M., 2000. The Amazonian Craton in Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D. A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 41-95.*

- Teixeira, J. B. G.; Souza, J. A. B.; Silva, M. G.; Leite, C. M. M.; Barbosa, J. S. F.; Coelho, C. E. S.; Abram, M. B.; Conceição Filho, V. M.; Iyer, S. S. S., 2001. Gold mineralization in the Serra de Jacobina region, Bahia, Brazil: tectonic framework and metallogensis. *Mineralium Deposita* **36**:332-344.
- Vasconcelos, P. M.; Brimhall, G. H.; Becker, T. A.; Renne, P. R., 1994. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of supergene jarosite and alunite: Implications to the paleoweathering history of the western USA and West Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **58**:401-420
- Vasconcelos, P. M.; Becker, T. A., 1992. A idade da mineralização aurífera no depósito da Fazenda Brasileiro, Bahia, Brasil in Proceedings Workshop em Metalogênese. Pesquisas Atuais e Novas Tendências. UNICAMP, São Paulo, Boletim de Resumos.

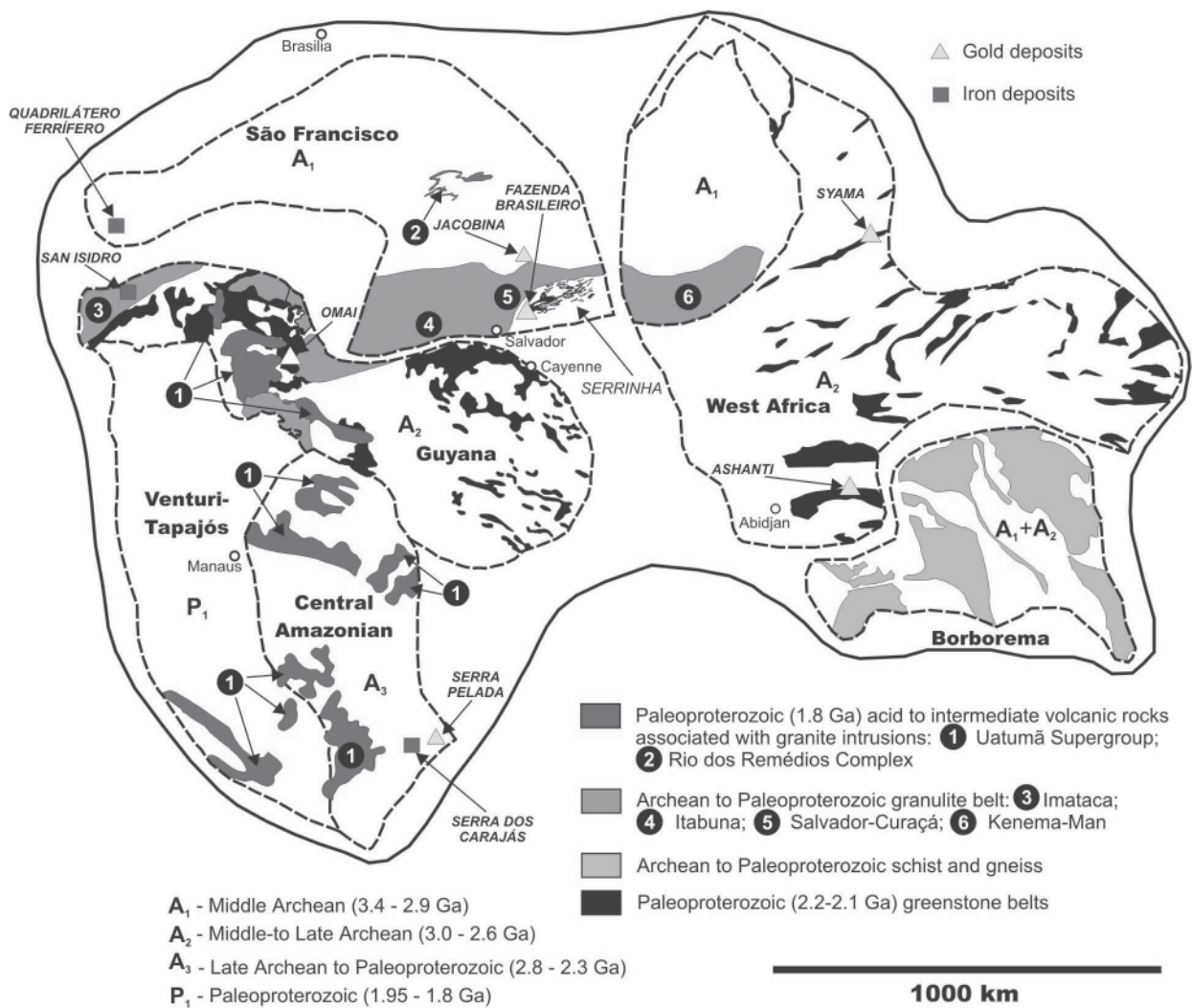


Figure 1- Reconstruction of part of the Atlantica Supercontinent (Rogers, 1996) by *ca.* 1,800 Ma ago. Source of geological data: Amazon and Guyana: Tassinari et al. (2000); São Francisco: Barbosa and Dominguez (1996); West Africa: Milesi et al. (1989); Borborema: Coutinho and Alderton, 1998. See text for explanation.

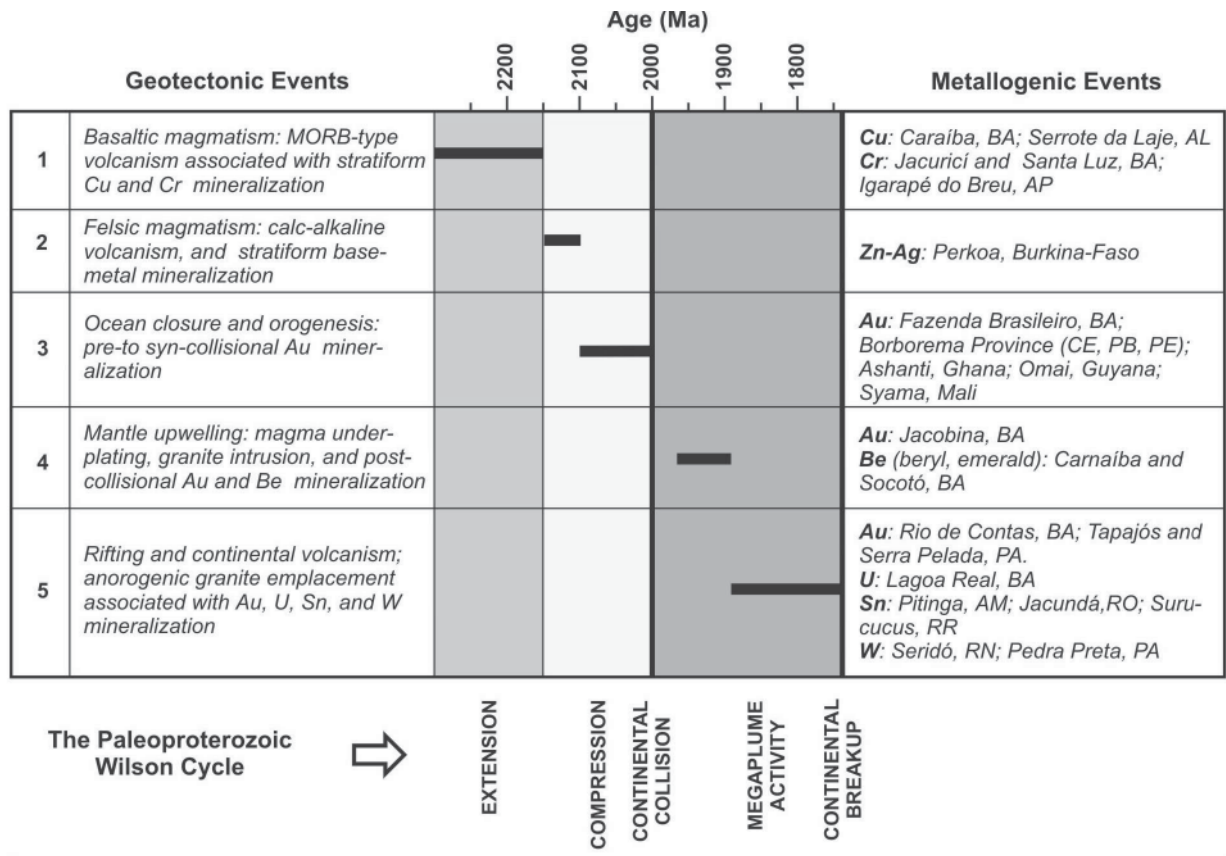


Figure 2- The Paleoproterozoic Wilson Cycle and related metallogenic events, as described for the Venturi-Tapajós, Central Amazonian, São Francisco, Guyana, West Africa, and Borborema Provinces. See text for explanation.

Idades Pb-Pb em Monocristais de Zircão em Quartzito do Cinturão Araguaia: Resultados Preliminares e sua Aplicação em Estudos de Proveniência

Keila Sandra Lima Teixeira¹ e Candido Augusto Veloso Moura²

¹UFPA/ Centro de Geociências-Curso de Graduação keilasandro@bol.com.br

² UFPA/Centro de Geociências - Para-Iso

Introdução

Estudos de proveniência de seqüências sedimentares e meta-sedimentares são utilizados na reconstrução paleogeográfica de ambientes geológicos, com destaque para a identificação das áreas fontes. Entre as diversas metodologias utilizadas no estudo de proveniência de sedimentos, a datação de monocristais detriticos de zircão é uma técnica que reflete diretamente a distribuição das idades das rochas contendo zircão, nas áreas fontes (Knudsen 2001, Cawood & Nemchin 2000). A datação de monocristais detriticos de zircão permite a identificação precisa de sua proveniência através da comparação direta da idade do zircão com aquelas das possíveis áreas fontes. O zircão ($ZrSiO_4$) é um mineral extremamente resistente ao intemperismo químico e se acumula nos sedimentos preservando, em grande parte, suas características originais. A sua idade de cristalização é preservada, pois não é afetada pelos processos envolvidos no ciclo sedimentar como intemperismo, erosão, transporte e sedimentação. Esse trabalho reporta os resultados preliminares da investigação da proveniência de quartzitos do Cinturão Araguaia, uma faixa móvel relacionada ao ciclo brasileiro (650Ma), que margeia a porção leste do Cráton Amazônico. Na Figura 1, o Cinturão Araguaia ocupa o segmento norte acima do paralelo de 12° S, aproximadamente, da unidade geológica denominada Faixa de Dobramento Neoproterozóicas.

Metodologia

A idade de cristalização do zircão é calculada com base no sistema isotópico U-Pb, uma vez que o U^{4+} , que substitui o Zr^{4+} na estrutura do mineral, origina átomos de Pb por decaimento radioativo. A datação de monocristais de zircão por evaporação de Pb permite a determinação da idade aparente $^{207}Pb/^{206}Pb$ do zircão (Kober 1987). Os cristais de zircão são extraídos da amostra de rocha (≈ 20 Kg) pelos processos tradicionais de concentração de minerais pesados que envolve a trituração, pulverização e peneiramento, além de separação por densidade utilizando elutriação e bromofórmio. Em seguida, a purificação da fração de zircão é realizada com o separador magnético *Frantz*. Finalmente, os cristais de zircão são selecionados com o auxílio de lupa binocular, fotografados, e analisados individualmente no espectrômetro de massa Finnigan MAT 262 do Pará-Iso, para a determinação da razão isotópica $^{207}Pb/^{206}Pb$ e o subsequente cálculo da idade aparente.

Resultados

O quartzito estudado faz parte da unidade lito-estratigráfica denominada de Formação Morro do Campo, situada na porção basal do Supergrupo Baixo-Araguaia que é a principal unidade formadora do Cinturão Araguaia. A amostragem foi realizada na Área de Proteção Ambiental da Serra dos Martírios/Andorinhas (PA), na confluência do ribeirão Sucupira com o rio Araguaia ($06^{\circ} 17' 58''\text{S}$ e $48^{\circ} 25' 10''\text{W}$). Quinze cristais de zircão foram selecionados para análise isotópica, dos quais, apenas quatro forneceram sinal de Pb suficiente para a determinação da razão isotópica $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Tabela 1 e Figura 2). Dois cristais forneceram idades arqueanas, a mais velha de 2909 ± 5 Ma e a mais nova de 2668 ± 2 Ma. Os dois outros cristais forneceram idades paleoproterozóicas bastante similares de 1748 ± 5 Ma e 1747 ± 6 Ma. Essas idades são interpretadas como idades mínimas de cristalização dos cristais de zircão analisados e indicam a contribuição tanto de rochas arqueanas como paleoproterozóicas como fonte do quartzito da Formação Morro do Campo na região estudada.

Discussões e Conclusões

As unidades meta-sedimentares do Supergrupo Baixo-Araguaia têm sido interpretadas como seqüências de margem continental desenvolvidas sobre o Cráton Amazônico (Alvarenga et al. 2000). Portanto, as rochas arqueanas e paleoproterozóicas desse cráton são as candidatas naturais para fornecer os sedimentos que originaram essa mega-unidade do Cinturão Araguaia. Os estudos geocronológicos realizados no Cráton Amazônico permitiram a delimitação de diversas províncias com base nas diferentes idades de formação da crosta continental (Tassinari & Macambira 1999). Rochas arqueanas estão presentes apenas na porção oriental do cráton, adjacente ao Cinturão Araguaia, na província geocronológica denominada de Amazônia Central (Figura 01). Nessa região, rochas com idades em torno de 2,9 Ga são encontradas no Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, enquanto que idades em torno de 2,7 Ga são características das seqüências metavulcano-sedimentares da região de Carajás situada mais ao norte (Macambira e Lafon 1995).

Por outro lado, idades mais jovens que 1,8 Ga são encontradas apenas na porção ocidental do Cráton Amazônico. Na Província Rio Negro-Juruena, que reúne rochas com idades entre 1,8 e 1,55 Ga, rochas ígneas plutônicas e vulcânicas com idades em torno de 1,75 Ga tem sido reportadas (Tassinari et al. 1996; Gorayeb et al. 1999).

Com base nos dados disponíveis, sugere-se que pelo menos três áreas distintas do Cráton Amazônico podem ser apontadas como possíveis fontes dos sedimentos arenosos que originaram os quartzitos da Formação Morro do Campo na região estudada. As duas primeiras situam-se na porção mais a leste do cráton, na Província Amazônia Central, e seriam representadas pelo Terreno

Granito Greenstone de Rio Maria e pelas seqüências vulcano-sedimentares da região de Carajás. A terceira estaria localizada na porção ocidental do cráton e seria representada pelas rochas que constituem a Província Rio Negro-Juruena. No entanto, esses estudos são preliminares e análises isotópicas adicionais de monocristais de zircão ainda estão em andamento, visando conseguir uma ampla amostragem de suas idades, e assim, obter informações mais precisas de suas áreas fontes. Por isso, não se pode descartar ainda eventuais contribuições dos terrenos paleoproterozóicos situados à leste do Cinturão Araguaia, hoje encobertos pela a Bacia do Parnaíba.

Referências

- Alvarenga C.J.S., Moura C.A.V., Gorayeb P.S.S., Abreu F.A.M., 2000. Paraguai and Araguaia belts. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos eds. Tectonic Evolution of South America. p 183-193.
- Cawood P.A., Nemchin A.A., 2000. Provenance record of a rift basin: U/Pb ages of detrital zircons from the perth basin western Austrália. *Sedimentary Geology*, 134:209-234.
- Gorayeb P.S.S., Barbosa R.C.O., Moura C.A.V., Matsuda N.S. -1999- Petrografia e geocronologia do embasamento da bacia do Solimões-AM. VI Simp. de Geol. da Amazônia, Manaus. Boletim de Resumos Expandidos, p.570-573.
- Kober, B., 1987. Single grain evaporation combined with Pb+ emitter bedding for 207Pb/206Pb investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications for zirconology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 96, 63-71.
- Kundsen T.L.,2001. Contrasting provenance of Triassic/Jurassic sediments in North Sea Rift: a single zircon (SIMS), Sm-Nd and trace element study. *Chemical Geology* 171: 273-293.
- Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Nutman A.P., Van Schmus W.R. Bettencourt, J.S., Taylor –1996- Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro – Juruena Province (Amazonian Craton) and tectonic implications. *International Geology Review* 38(2) 1161-1175.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. –1999- Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes* 22:174-182.

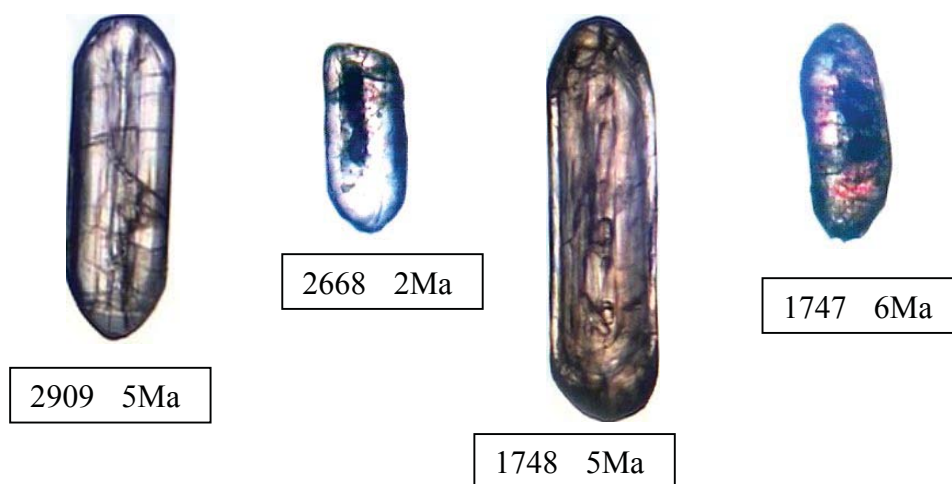


Fig 2 – Zircões detriticos dos quartzitos da Formação Morro do Campo e suas respectivas idades determinadas pelo método de evaporação de Pb.

Tabela 1- Idades aparente $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de cristais de zircão dos quartzitos da Formação Morro do Campo.

CRISTAL	T. evap. °C	n° de razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	IDADE (Ma)
ZIRCÃO 1	#1450	88	0,000509 (38)	0,16248 (47)	0,15611 (91)	2414 ± 10
	1500	86	0,000196 (9)	0,18498 (25)	0,1826 (27)	2667 ± 2
	1550	90	0,000356 (18)	0,18477 (28)	0,18047 (32)	2657 ± 3
ZIRCÃO 2	1500	34	0,000088 (18)	0,21141 (66)	0,21038 (67)	2909 ± 5
ZIRCÃO 3	#1450	16	0,003077(162)	0,13495 (6)	0,09221 (264)	1472 ± 54
	1500	40	0,000108 (5)	0,10847 (34)	0,10693 (28)	1748 ± 5
ZIRCÃO 4	1500	38	0,000159 (8)	0,10928 (44)	0,10687 (37)	1747 ± 6

Etapa eliminada do cálculo da idade por ter razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0,0004$.

* Razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigida para Pb de contaminação.

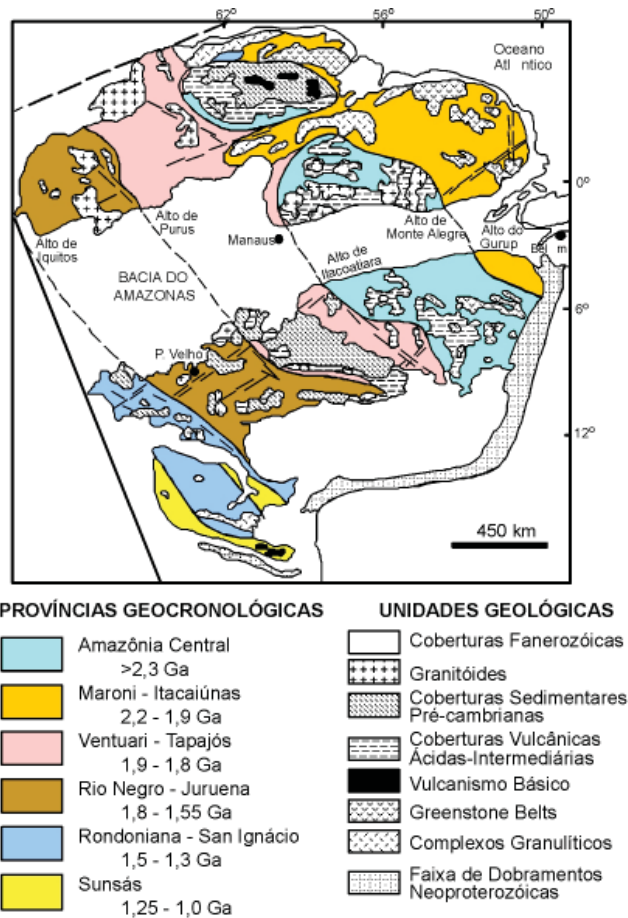


Fig 1- Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico (Tassinari, 1996)

Projeto Vermelho: Geologia, Mineralogia e Hidrometalurgia de um Depósito de Níquel Laterítico em Ambiente Tropical

Albuquerque, M. A. C. de; Cordeiro, R. A. C.; Ribeiro, E.; Ribeiro, R. K.; Torres, V.M.

querque@cvr.com.br, DIMB/DOCEGEO; rcordeiro@cvr.com.br, DIMB/DOCEGEO;
eribeiro@cvr.com.br, DIMB/DOCEGEO, kwitko@cvr.com.br, DIMB/GAMIK,
vtorres@cvr.com.br, DIMB/GADEK

Introdução

O Depósito de níquel laterítico do Vermelho, localizado na Província Mineral de Carajás, aproximadamente a 10 km a norte da cidade de Canaã dos Carajás, sul do Estado do Pará (Figura 1), vem sendo sistematicamente estudado desde o início da década de 70, com o objetivo de delimitar uma reserva lavrável de minério tipo garnierítico, para produção de ligas de Fe-Ni, através de processo pirometalúrgico. Os recursos totais obtidos pelos trabalhos realizados pela DOCEGEO em 1998 definiram o total de 30,5 milhões de toneladas (úmidas) a 1,70 % de níquel. Estes valores inviabilizam uma rota eletrointensiva para produção de ligas.

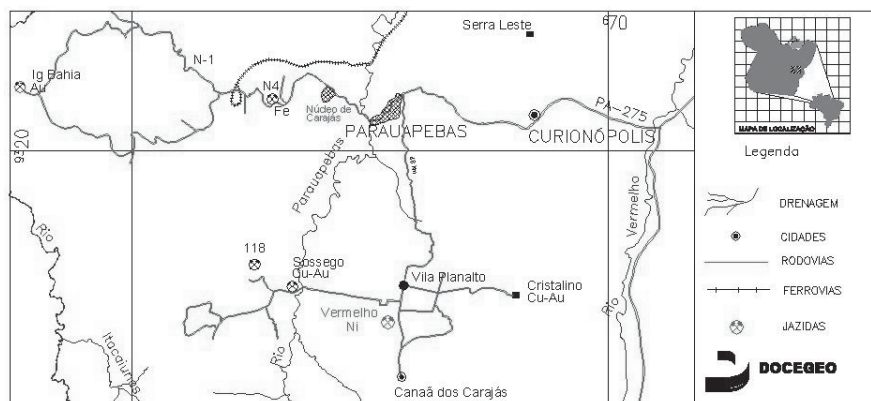


Figura 1: Localização do depósito do Vermelho na Província Mineral de Carajás, sul do Pará.

Estes mesmos trabalhos permitiram uma exploração mais detalhada da área do platô laterítico, visto que os executados anteriormente restringiam-se a execução de poços nas encostas do corpo para a prospecção de minério garnierítico. Após o modelamento geológico que a sondagem rotoperçussiva permitiu realizar, observou-se o enorme potencial de volume existente para o minério oxidado, que durante a avaliação de recursos alcançou o total de 224,9 milhões de toneladas a 1,03 % de níquel e 0,08 % de cobalto. Estes valores colocam o Vermelho como um “**world class deposit**” para beneficiamento em rota hidrometalúrgica de lixiviação ácida sobre pressão.

Geologia

A intrusão ultramáfica Vermelho, situada aproximadamente 20 km a SW da Serra do Rabo, é representada por metaserpentinóis derivados de um protólito dunítico a peridotítico, do qual resultou, por processos supergênicos, uma laterita níquelífera (BERNADELLI & ALVES; 1988).

A posição cronoestratigráfica é ainda duvidosa e possui aparente controle estrutural, estando posicionada em um extenso lineamento de direção N60°E, que contem outros corpos ultramáficos, tipo Búzios e Fafá, que também estão sendo prospectados pela DOCEGEO.

Esta laterita niquelífera tem variações de conteúdo metálico e de elementos químicos, conforme o aprofundamento em direção a rocha-mãe (Figura 2). Esta variação permitiu a individualização de unidades litogeoquímicas (ALBUQUERQUE et al.; 1996), que representam o seu comportamento dentro do processo de beneficiamento. Basicamente teríamos as seguintes unidades do topo para base:

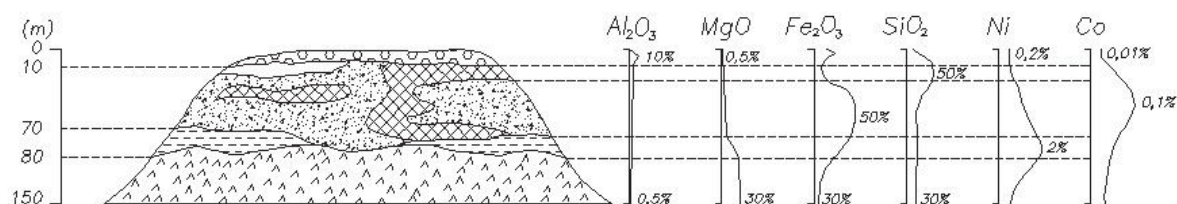
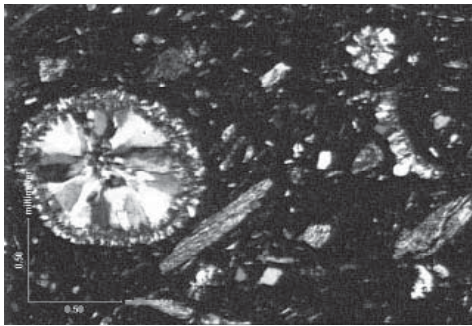


Figura 2: Perfil esquemático do Vermelho, com o comportamento dos principais elementos químicos e o conteúdo metálico (Ni, Co) dentro do perfil. Unidades: Cobertura, Saprolito Silicosa, Saprolito ferruginoso, Sílica, Saprolito, Serpentinito.

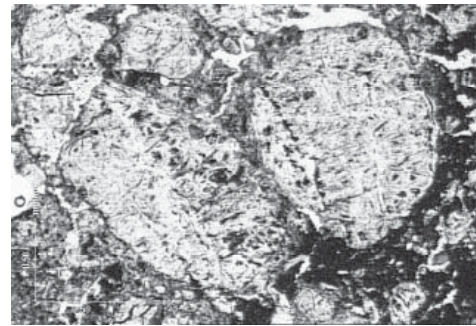
- **Cobertura:** compreende o solo pisolítico, com alguns blocos métricos de canga ferruginosa e sob estes uma camada de laterita inconsolidada, que alcança na região do platô laterítico até 6 metros de espessura. Este nível encontra-se depletado em praticamente todos os elementos ocorrendo apenas o enriquecimento em Fe e Al.
- **Saprolito Oxidado:** compreende duas unidades que se diferenciam pela quantidade de SiO₂ contido. O **Saprolito Silicoso** é um litotipo onde ocorre sílica criptocristalina em forma de bolsões e com argilo-minerais entremeando toda esta trama silicosa. O conteúdo de SiO₂ varia entre 45 a 65 %. A outra unidade que se interdigita à descrita acima, é o **Saprolito Ferruginoso**, é compacto, facilmente desmontável, contendo basicamente argilo-minerais e com conteúdo de Fe maior do que 32 %. Estas unidades tem coloração vermelha a amarela, e dificilmente guardam a textura reliquiar cumúlítica da rocha serpentínica. Em algumas partes do corpo o Saprolito Silicoso alcança valores maiores que 65 % de SiO₂, diminuindo consideravelmente seu conteúdo metálico, assim esta unidade específica também é separada, sendo denominada de **Sílica**.
- **Saprolito:** unidade logo acima dos serpentinitos, caracteriza-se por ter conteúdo de MgO maior do que 15 % e por teores de Ni maiores que 1,50 %. Tem coloração de cinza a verde, com a trama cumúlítica ainda preservada. O seu conteúdo mineralógico é basicamente serpentina e argilo-minerais.

Mineralogia do Minério

Dentre os principais minerais fracionadores de Ni no Vermelho (RIBEIRO, R.K.; 2000) os filossilicatos secundários interestratificados, chamados aqui genericamente de clorita-smectita (Figura 3), são os que comportam os maiores teores médios, alcançando localmente 20% de Ni contido, e são estes os principais constituintes minerais do Saprolito Oxidado. Ocorrem ainda dentro desta unidade, Ni fracionado na forma de goethitas com teor médio abaixo de 2%. A serpentina é a fase mineral que contem o Ni dentro do minério denominado Saprolito (Figura 4). Foram observados altos teores de Ni contido em asbolano, $(Co,Ni)_{1-y}(Mn_4+O_2)_{2-x}(OH)_{2-2y+2x}.nH_2O$, que é também o único fracionador de Co encontrado até o momento no minério do Vermelho.

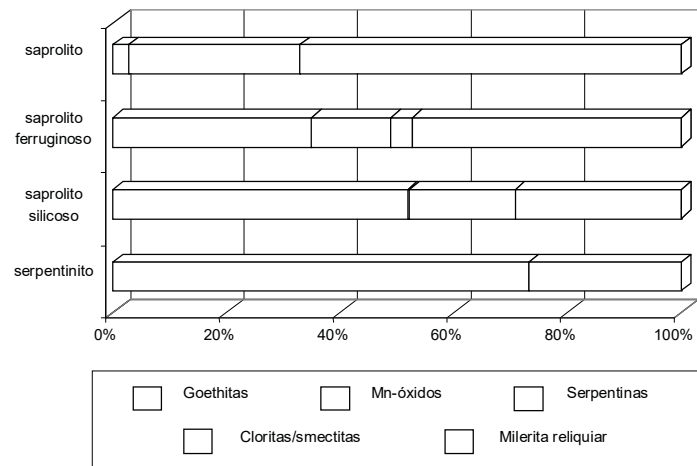


Saprolito Oxidado: Detalhe da matriz goethítica, ressaltando bolsões de quartzo esférico e cristais de filossilicatos. Nx. (Figura 3)



Saprolito: Aspecto geral da textura nodular, com aglomerados de serpentina envolvidos por filmes goethíticos. N//.(Figura 4)

O quadro abaixo mostra a distribuição geral dos fracionadores de níquel conforme os tipos litogeoquímicos descritos acima.



Beneficiamento e Hidrometalurgia

Foram realizados aproximadamente 100 ensaios em escala de laboratório conduzidos em autoclave de titânio PARR com volume total de 2 litros (RIBEIRO, E. et al.; 2001), com amostras de minério de saprolito oxidado e saprolito. Estes ensaios de lixiviação sob pressão permitiram distinguir 4 tipos principais de minérios considerando litologia, extração de níquel e consumo de ácido:

- **Saprolito Ferruginoso:** 91% de extração média de níquel e consumo bruto de ácido em torno de 320 kg/t
- **Saprolito Silicoso com Mg < 2%:** 89% de extração média de níquel e consumo bruto de ácido em torno de 280 kg/t
- **Saprolito Silicoso com Mg > 2%:** 84% de extração média de níquel e consumo bruto de ácido em torno de 380 kg/t
- **Saprolito:** 82% de extração média de níquel e consumo bruto de ácido em torno de 510 kg/t.

Foi possível a obtenção de curvas para previsão do consumo de ácido em função dos teores de magnésio e alumínio com bons coeficientes de correlação para aplicação no modelamento geológico e na estimativa de receitas e custos operacionais para o projeto.

Em termos da extração de cobalto, obtiveram-se extrações médias de 81 e 85% para as amostras de saprolito ferruginoso e silicoso com Mg < 2%, respectivamente. Para os outros dois tipos de minério as extrações de cobalto foram menores, em torno de 81%.

Ensaio de peneiramento indicaram a possibilidade de enriquecimento do minério dos tipos saprolito silicoso (alto e baixo Mg) nas malhas de 0,15, 0,5 e 1 mm. Esta característica é extremamente interessante, uma vez que é possível descartar um “oversize” com 56% da massa e teor de níquel de apenas 0,4%. Realizando-se o peneiramento, é possível reduzir o “cut-off” da mina para o saprolito silicoso e agregar uma parcela significativa de recursos às reservas lavráveis. O peneiramento também pode ser aplicado aos minérios do tipo saprolito e saprolito ferruginoso, porém com menores rendimentos e graus de enriquecimento.

Assim, os resultados deste estudo indicam que o aproveitamento dos quatro tipos de minério através da rota HPAL é tecnicamente viável. Os dois principais tipos (saprolito ferruginoso e silicoso com Mg<2%) podem ser posicionados favoravelmente em relação aos minérios lateríticos australianos, atualmente o “**bench market**” na produção de níquel por processo HPAL. Os tipos de minério de maior conteúdo de magnésio também poderão ser aproveitados através de um sequenciamento adequado da lavra.

Referências Bibliográficas

- Albuquerque, M. A. C. de; Ribeiro, E. S. C.; Ronzê, P. C. 1996. Aplicação da análise de CLUSTER como ferramenta para definição de limite litológico, na avaliação de recursos do depósito de níquel do vermelho, Canaã dos Carajás, Sul do estado do Pará. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 39, Salvador, Anais, 7: 166 - 169.
- Bernadelli, A.L., ALVES, C.A. da S. 1988. Jazida de níquel laterítico do Vermelho. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém. Anais... Belém: SBG, p. 133-142.
- Ribeiro, E.; Albuquerque, M. A. C. de; Costa, R. S.; Cordeiro, R. A. C.; Torres, V. M. CVRD's Nickel laterite project - PAL process investigation. In: ALTA Metallurgical Services, Alta 2001 Nickel/Cobalt-7, Scarborough Beach, Australia, Technical Proceedings, p. 2 - 12.
- Ribeiro, R.K. 2000. DOCEGEO – Projeto Níquel Vermelho – Caracterização de Litotipos. Relatório Interno. 14 p.

Fluidos hidrotermais associados aos greisens estaníferos da Mina Pitinga (AM), Cráton Amazônico: caracterização preliminar

Régis Munhoz Krás Borges¹, Kazuo Fuzikawa², Roberto Dall'Agnol³, Hilton Túlio Costi⁴, Marcos A. Pimenta⁵

¹Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, UFPA, Belém/PA – munhoz@ufpa.br

²Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear/CDTN, Belo Horizonte/MG

³Centro de Geociências, UFPA, Belém/PA

⁴Museu Paraense Emílio Goeldi, Belém/PA

⁵Departamento de Física, UFMG, Belo Horizonte/MG

Introdução

A mina Pitinga, situada na Província Amazônia Central, apresenta importantes jazimentos de cassiterita associados aos granitos Água Boa e Madeira (Daoud & Antonietto Jr. 1985; Horbe *et al.* 1985). Um dos tipos de mineralização primária da mina está vinculada a greisens associados ao Granito Água Boa (Costi *et al.* 1997). Em 1992 o Grupo Paranapanema S/A iniciou um programa de sondagem rotativa na borda oeste do Granito Água Boa, para avaliar em profundidade as ocorrências de greisens filoneanos detectados em superfície. O presente trabalho apresenta uma caracterização preliminar das fases fluidas envolvidas na formação destes greisens, com base na microscopia, microtermometria e espectroscopia micro-Raman das inclusões fluidas em quartzo e topázio das amostras de testemunhos do referido programa de sondagem.

Aspectos geológicos dos greisens

Os greisens ocorrem associados à fácies mais precoce do Granito Água Boa, formada por um hornblenda-biotita granito com feições rapakivíticas, e são classificados como endogreisens do tipo fissural.

Na malha de sondagem estudada distinguiu-se duas tipologias de greisens com base em suas características mineralógicas e texturais, e na sua distribuição geográfica dentro da malha (Borges 1997):

- (a) greisen Gs1: é uma rocha de cor preta a cinza clara, com textura granular média, xenomórfica a hipidiomórfica, e composta essencialmente por quartzo, topázio e siderofilita marrom, acompanhados por quantidades variáveis de esfalerita, cassiterita, pirita, calcopirita, zircão, fluorita, siderita e anatásio;
- (b) greisen Gs2: é uma rocha verde acinzentada escura a verde clara, com textura granular média xenomórfica. É constituída essencialmente por quartzo, fengita e clorita, com quantidades subordinadas de cassiterita, pirita, galena, esfalerita, zircão, anatásio, berilo e fluorita.

Um das diferenças mais marcantes entre os greisens está no seu contexto geológico local: enquanto o Gs1 ocorre interdigitado com granitos greisenizados, o Gs2 está em contato com uma

rocha muito fraturada e hidrotermalizada (rocha “sienítica”), formada pela modificação da textura e composição original do granito encaixante. Além disso, cada tipo de greisen apresenta uma zonação mineralógica interna bem marcada pela predominância modal de determinados constituintes de suas associações minerais. Assim, o Gs1 foi subdividido em zona do topázio (ZT) e zona da siderofilita (ZS), enquanto que o Gs2 foi subdividido em zona da fengita (ZF) e zona da clorita (ZC).

Características composicionais das fases fluidas

Na primeira abordagem, selecionou-se alguns minerais propícios para o estudo de inclusões fluidas (IF) pertencentes a cada uma das quatro zonas mineralógicas, para se estabelecer as principais diferenças composicionais entre os fluidos formadores dos greisens. Os resultados obtidos estão apresentados esquematicamente na Figura 1.

A principal diferença detectada é a existência de uma fase nitro-carbônica nos fluidos associados ao Gs1, inexistente no Gs2. Esta fase é composta por pelo menos quatro componentes: CH₄, CO₂, N₂ e H₂S. Nas IF do topázio (ZT), o CO₂ está ausente na composição global desta fase, que por sua vez é constituída por CH₄ e N₂. Por outro lado, nas IF do quartzo 1 (ZT), o CO₂ está presente em proporções variáveis, enquanto que no quartzo 2 (ZS) o CO₂ passa a ser o componente predominante na fase nitro-carbônica. Associada à fase nitro-carbônica, ocorre uma fase aquosa com salinidade baixa à moderada, amostrada no quartzo 1 e no topázio (ZT) e no quartzo 2 (ZS). As Th obtidas indicam que a fase aquosa foi aprisionada a temperaturas relativamente mais baixas na ZS. Além desta assembléia primária, foram detectadas outras duas assembléias secundárias de IF de mais baixa temperatura, sendo que a população (2) do quartzo 1 (ZT) contém IF nitro-carbônicas monofásicas em “trilhas” secundárias associadas a fluidos aquosos de salinidade moderada, enquanto que fluidos aquosos de salinidade muito baixa (população 3) ocorrem cortando as outras duas assembléias no quartzo 1.

Os fluidos aquosos associados ao greisen Gs2 apresentam características petrográficas e microtermométricas próprias. Na ZF (quartzo 3) foram detectadas duas populações de IF com valores de salinidade e Th contrastantes, mas que seguidamente formam arranjos tridimensionais aparentemente contemporâneos. Nestes agrupamentos há uma nítida predominância das IF da população (2), de maior salinidade. A característica petrográfica mais marcante desta associação é a grande variação nas razões V/L das IF, formando grupos de inclusões monofásicas gasosas e/ou líquidas e bifásicas com diferentes graus de preenchimento (F). Na ZC, a assembléia dominante é aquela similar à população (2) da ZF.

Discussões gerais

Os dados obtidos nas IF do Gs1 são indicativos de que esses fluidos foram aprisionados em um sistema heterogeneizado, a partir da imiscibilização de uma fase nitro-carbônica e uma fase aquosa de salinidade baixa à moderada (população 1). A análise dos dados microtermométricos e de

espectroscopia micro-Raman sugere que há uma gradual diminuição nas densidades da fase nitro-carbônica e um aumento na fração molar de CO₂ no sentido do topázio → quartzo 1 → quartzo 2, o que pode estar associado a um aumento nas condições de fO_2 e uma diminuição na pressão total de aprisionamento. Por outro lado, as Th mais baixas obtidas nas IF aquosas na ZS são evidências indiretas de que as associações mineralógicas desta zona se formaram ou se reequilibraram a temperaturas mais baixas durante o resfriamento do sistema.

Algumas características petrográficas e microtermométricas observadas nas IF da ZF (população 1) são fortemente indicativas da ocorrência de ebulição (*boiling*) durante o aprisionamento destes fluidos. Por outro lado, os fluidos detectados na população 2 são nitidamente mais salinos, e foram aprisionados a temperaturas relativamente mais baixas. Este fluido mais salino foi aprisionado nos sítios de formação da ZC a temperaturas ainda mais baixas, e pode ter propiciado a maior precipitação de clorita e de sulfetos de Fe e Pb, além da própria cassiterita.

Processos de ebulição são altamente justificáveis na área de ocorrência do greisen Gs2, onde a maior intensidade de fraturamentos propiciou um maior halo de alteração no granito original, com formação de estruturas de quebraimento rúptil. A decompressão associada a fraturamento hidráulico é um dos principais agentes responsáveis por ebulição em granitos colocados em níveis crustais rasos, como é o caso dos granitos estaníferos do Pitinga.

Uma vez que os dois tipos de greisens são produtos de processos hidrotermais que atuaram sobre o mesmo protólito granítico original, os dados disponíveis até o momento sugerem duas hipóteses para explicar as diferenças composicionais entre ambos:

- (a) os fluidos originais aprisionados no Gs1 sofrem uma perda gradual da fase nitro-carbônica ao longo de sua evolução natural durante o resfriamento, e condições geológicas locais propiciam um enriquecimento relativo em sais por ebulição (exsolução de uma fase gasosa), dando origem aos fluidos mais salinos do Gs2;
- (b) os fluidos responsáveis pela deposição do Gs2 são independentes na história evolutiva dos greisens e, portanto, têm uma fonte diferente dos fluidos do Gs1.

Referências Bibliográficas

- Borges R. M. K. 1997. *Petrografia e química mineral dos greisens associados ao Granito Água Boa - mina Pitinga (AM): um estudo dos processos de formação de greisens*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Dissertação de Mestrado, 190 p.
- Costi H. T., Borges R. M. K., Dall'Agnol R. 1997. Primary mineralizations of the Pitinga tin province, Amazonian craton, north Brazil. In: SGM, International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, 2nd, Salvador. *Extended Abstracts*: 44-45.
- Daoud W. El K. & Antonietto Jr. A. 1985. Geologia do Granito Água Boa, Pitinga (AM). In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 2, Belém. *Anais*. **3**: 17-33.
- Horbe M. A., Horbe A. C., Teixeira J. T., Costi H. T. 1985. Granito Madeira: petrologia, petroquímica e mineralizações. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 2, Belém, *Anais*. **3**: 284-320.

Figura 1. Quadro comparativo das principais características composicionais dos fluidos associados à formação dos greisens Gs1 e Gs2. Dados obtidos por microtermometria e espectroscopia micro-Raman.

Greisen Gs1		Greisen Gs2	
Zona do topázio	Zona da siderofilita	Zona da fengita	Zona da clorita
topázio	quartzito 1	quartzito 3	quartzito 4
<p>Microtermometria</p> <p>(1) IF aquosas com salinidade entre 3,1% e 6,2% eq. peso NaCl e Th entre 195° e 270°C</p> <p>+ IF aquo-nitro-carbônicas com: T_{fcilat} entre 8° e 15°C T_{hT} entre 210° e 380°C. (<i>assembléia primária</i>)</p> <p>(2) IF aquosas com salinidade entre 16,1% e 16,6% eq. peso NaCl e Th entre 135° e 209°C. (<i>assembléia secundária</i>)</p>	<p>Microtermometria</p> <p>(1) IF aquosas com salinidade entre 2,7% e 12,8% eq. peso NaCl e Th entre 165° e 310°C</p> <p>+ IF aquo-nitro-carbônicas e IF nitro-carbônicas com: T_{fcilat} entre -83,5° e -57,9°C T_{hCO₂} entre -65° e +23,4°C T_{fcilat} entre 2,9° e 15°C T_{hT} entre 273° e 383°C. (<i>assembléia primária principal</i>)</p> <p>(2) IF aquosas com salinidade entre 13,0% e 19,5% eq. peso NaCl e Th entre 135° e 200°C</p> <p>+ IF nitro-carbônicas monofásicas encaixadas em "trilhas". (<i>assembléia secundária</i>)</p> <p>(3) IF aquosas com salinidade entre 0,5% e 3,2% eq. peso NaCl e Th entre 170° e 185°C, em "trilhas". (<i>assembléia secundária</i>)</p>	<p>Microtermometria</p> <p>(1) IF aquosas monofásicas (vapor d'água) e bifásicas com grande variação nas razões V/L. Possuem salinidade entre 3% e 12,4% eq. peso CaCl₂ e Th entre 197° e 296°C. (<i>assembléia primária</i>)</p> <p>(2) IF aquosas com salinidade entre 16% e 25% eq. peso CaCl₂ (moda expressiva entre 22% e 24%), e Th entre 129° e 192°C. Formação de hidratos de sais, com T_{hfid} entre -19,6° e -6°C. (<i>assembléia primária principal</i>)</p>	<p>Microtermometria</p> <p>A assembléia predominante é similar à população (2) da zona da fengita, com IF de salinidade entre 20% e 24% eq. peso CaCl₂, e com Th entre 120° e 180°C (moda expressiva entre 140° e 150°C). Ocorrem hidratos de sais em algumas IF, com T_{hfid} entre -13,9° e -3,8°C. Poucas IF similares à da população (1) da zona da fengita. (<i>assembléia primária</i>)</p>
<p>Raman</p> <p>Ausência total de CO₂. Vapor d'água presente. Frações molares calculadas da fase volátil nitro-carbônica: CH₄ entre 21,71% e 53,87% N₂ entre 46,13% e 78,29%.</p>	<p>Raman</p> <p>Vapor d'água presente. Frações molares calculadas da fase volátil nitro-carbônica: CH₄ entre 0,82% e 41,62% CO₂ entre 62,76% e 82,07% N₂ entre 2,34% e 17,1% H₂S entre 0,34% e 1,02%.</p>	<p>Raman</p> <p>Algumas análises em IF monofásicas e bifásicas, com presença de vapor d'água.</p>	
<p>Raman</p> <p>Vapor d'água presente em pequenas quantidades. Frações molares calculadas da fase volátil nitro-carbônica: CH₄ entre 3,75% e 74,13% CO₂ entre 24,49% e 95,26% N₂ entre 0,21% e 2,45% H₂S entre 0,1% e 0,53%.</p>	<p>Raman</p> <p>Vapor d'água presente. Frações molares calculadas da fase volátil nitro-carbônica: CH₄ entre 0,82% e 41,62% CO₂ entre 62,76% e 82,07% N₂ entre 2,34% e 17,1% H₂S entre 0,34% e 1,02%.</p>		
<p>Abreviações utilizadas: T_{fcilat}: temperatura de fusão da fase nitro-carbônica T_{hCO₂}: temperatura de homogeneização da fase nitro-carbônica T_{hT}: temperatura de homogeneização total da fase aquo-nitro-carbônica T_{fcilat}: temperatura de dissociação dos clatratos T_h: temperatura de homogeneização da fase aquosa T_{hfid}: temperatura de fusão dos hidratos de sais</p>			

Sistemas de Veios com Quartzo Rutilado e com Clorita – Considerações Genéticas

Taylor Araujo Collyer * & Basile Kotschoubey * *

*Secretaria Executiva de Estado de Indústria, Comércio e Mineração - SEICOM.. Av. Presidente Vargas, nº 1020, Centro, CEP 66.017-000, Belém – Pará, Brasil, fone : (0xx) 91 241-18-18, fax: (0xx) 91 223-26-89, e-mail:mineracao@prodepa.gov.br

**Universidade Federal do Pará – UFPa , Centro de Geociências, Av. Augusto Corrêa, nº 01, CEP 66.075-900, Belém – Pará, Brasil

O sistema de veios de quartzo rutilado e com clorita está alojado nos muscovita-quartzitos ou quartzo-oligoclásio-biotita-xistos da Formação Morro do Campo, porção basal do Super Grupo Baixo Araguaia. Os principais corpos estudados estão localizados no alto da Serra dos Martírios/Andorinhas e na localidade Garimpo dos Maçons, nas proximidades da cidade de Xambioá, Estado do Tocantins.

Os veios apresentam, via de regra, direção preferencial submeridiana, extensão observável de até 50 m ao longo do “*strike*” e espessura de 1 a 2 m. Caracterizam-se pelo seu expressivo conteúdo de cristal de rocha de boa qualidade, cuja exploração foi intensa nas décadas passadas .

Esses veios apresentam um zoneamento mal definido, podendo-se distinguir uma zona de borda composta essencialmente de quartzo leitoso a acinzentado contendo cristais aciculares de rutilo negro distribuídos de modo desordenado, bem como cristais tabulares de hematita especular.

A zona interna dos veios consiste em cristais prismáticos de quartzo hialino cujo comprimento varia de milimétrico até 1,50 m e cujo diâmetro pode alcançar 60 cm. Localmente, os cristais exibem um arranjo em drusa e, por vezes, contêm cristais de rutilo vermelho a amarelado.

Em muitos cristais de quartzo da zona interna ocorrem igualmente inclusões de clorita e de hematita especular. A grande quantidade de clorita inclusa dá a certos cristais uma coloração verde musgo.

O mapeamento das inclusões, em seções paralelas e perpendiculares ao eixo C dos cristais de quartzo da zona de borda e de quartzo rutilado e com clorita, evidenciou a presença de IS, IF monofásicas primárias (L), IF bifásicas primárias (L-G) e IF bifásicas secundárias ou pseudo-secundárias (L-G), destacando-se que o quartzo rutilado vermelho e o quartzo hialino da zona interna do veio são praticamente livres de IF.

As IS são essencialmente cristais de rutilo de coloração negra a cinza exibindo brilho metálico intenso, forma prismática, acicular e freqüente geminação em forma de “joelho” ou “ponta de lança”. Distribuem-se de forma desordenada ou paralelamente ao eixo C do cristal hospedeiro.

O rutilo tem coloração vermelha a amarelada, forma acicular e, com frequência, apresenta-se geminado em "joelho" ou "ponta de lança". Distribui-se de forma errática ou paralelamente ao eixo C do cristal hospedeiro. Localmente, encontra-se transformado em anatásio e por vezes a concentração de inclusões de rutilo confere ao quartzo o efeito óptico conhecido como "cabeleira de Vênus".

A clorita se apresenta em cristais milimétricos, tabulares pseudo-hexagonais, com clivagem basal bem definida, em agregados de minúsculas "escamas" ou finas palhetas disseminadas ou formando nuvens no quartzo hospedeiro. O arranjo das partículas de clorita segundo determinados planos cristalográficos e a fina alternância de zonas ricas neste mineral com zonas de quartzo hialino conferem a alguns cristais um efeito óptico semelhante ao acatassolamento.

Fluidos do sistema H₂O-KCl-NaCl foram identificados tanto no quartzo das zonas de borda, como no quartzo rutilado e com clorita das partes mais internas dos veios. A salinidade dos fluidos é elevada nas zonas de borda (equivalente a 18,80 a > 23,18% em peso de NaCl) e baixa na zona interna (equivalente a 4,34 a 5,26% em peso de NaCl), enquanto que Th situa-se entre 293 e 345 °C e entre 136,5 e 198,9 °C, respectivamente.

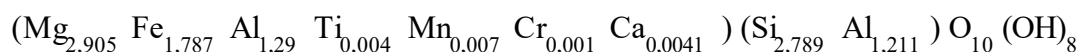
As análises químicas em microsonda eletrônica, por MEV e MEV em EDS da clorita mostraram, segundo Bailey (1988), tratar-se da variedade de clinocloro, achamoisita.

A estimativa da temperatura de cristalização da clorita foi feita com base na correlação linear dos teores de Al^(IV) contido na estrutura da clorita com o coeficiente de regressão (0,97) definido por Cathelineau (1988). Utilizou-se, assim, a equação do citado autor: $T(^{\circ}\text{C}) = 321,98 (\text{Al}^{\text{IV}}) - 61,92$

Para a determinação do número de cátions de alumínio de coordenação IV e VI, de Fe³⁺ e de Fe²⁺, considerou-se, segundo Cathelineau (1988):

$$\text{Al}^{\text{(IV)}} = 4 - \text{Si}; \text{Al}^{\text{(VI)}} = \text{Al}_{\text{total}} - \text{Al}^{\text{(IV)}}; \text{Fe}^{3+} = \text{Al}^{\text{(IV)}} - \text{Al}^{\text{(VI)}} - \text{Cr} - 2\text{Ti}; \text{Fe}^{2+} = \text{Fe}_{\text{total}} - \text{Fe}^{3+}$$

As poucas variações na composição química permitiram definir para este mineral a seguinte fórmula estrutural (Bailey, 1988):



Esta clorita corresponde ao tipo clinocloro leuchtenbergita de N. I. Kokshacov 1878, *quid* Betejtin (1977), ou chamoisita de Bailey (1988), cuja a cristalização da clorita foi estimada entre 321,88 e 348,6°C.

Nas cloritas analisadas foi efetuada a correção do teor de Al^(IV), que varia em função do valor de Fe/(Fe + Mg). Assim, a diferença entre o teor real e o teor estimado aumenta com o conteúdo de Fe no mineral. Considerando-se que o conteúdo de FeO, na clorita em apreço, varia entre 18,61 e 20,41% em peso, efetuou-se a correção do teor de Al^(IV), utilizando as equações de Kranidiotis &

MacLean (1987) e de Zang & Fyfe (1995). Obtendo-se a temperatura de cristalização da clorita pode ser obtido com auxílio das seguintes equações, válidas para 8 (Si + Al):

$$T (^{\circ}\text{C}) = 106 \text{Al}^{\text{IV}(\text{corrigido})} + 18 ; \text{Al}^{\text{IV}(\text{corrigido})} = \text{Al}^{\text{IV}(\text{medido})} + 0.7 \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$$

A cristalização da clorita ter-se-ia dado entre 295 e 315°C, aproximadamente.

A presença de fluidos do sistema H₂O-KCl-NaCl nas IF primárias, tanto do quartzo da zona de borda como do quartzo da zona interna do veio, é coerente com o contexto geológico dominado por micaxistos e muscovita-quartzitos. Por outro lado, a substituição parcial da biotita por clorita na rocha encaixante e a notável quantidade de rutilo e anatásio em microfraturas na biotita sugerem que a rocha encaixante foi afetada pela alteração hidrotermal, sobretudo pela cloritização e a silicificação, além da mobilização do titânio.

A temperatura mínima de aprisionamento dos fluidos na zona de borda (entre 293 e 345°C) e a salinidade relativamente alta (equivalente a 18,80 até mais que 23,18% em peso de NaCl) sugerem que, na fase inicial, o processo hidrotermal teve forte contribuição magmática e/ou tardi-metamórfica (Hollister & Crawford, 1981). A primeira hipótese é reforçada pela existência, na área em estudo, de diversos corpos granitóides intrusivos (Granito Serra da Ametista, Granito Ramal do Lontra e Granito Serra dos Martírios). Entretanto, uma contribuição metamórfica não pode ser descartada, em particular devido ao caráter sin a tardi-tectônico desses corpos.

A baixa salinidade dos fluidos (equivalente a 4,34 até 5,26% em peso de NaCl) na zona interna do veio sugere, por sua vez, uma forte contribuição meteórica. As Th de 136,5 a 198,9°C apontam nessa zona para um hidrotermalismo de baixa temperatura, possivelmente ligado à formação ou à reativação de fraturas e circulação de águas subterrâneas de pouca profundidade.

As salinidades bem distintas determinadas nos fluidos do quartzo da borda e do quartzo da zona interna do veio, bem como a quase ausência de IF no quartzo rutilado desta última zona, sugerem uma evolução hidrotermal complexa e polifásica para o veio. Assim, à injeção de fluidos hidrotermais de alta salinidade e apresentando temperatura mínima de aprisionamento de até 345°C sucedeu um hidrotermalismo de baixa salinidade e temperatura inferior a 200°C. No intervalo de 350 a 300°C, aproximadamente, cristalizou o quartzo da zona de borda, enquanto que na fase mais tardia foi gerado o cristal de rocha hialino, excepcionalmente incolor e pobre em inclusões, na zona mais interna do veio.

As estimativas de temperatura de cristalização da clorita da zona interna do veio, ter-se-ia dado entre 315 e 266°C. Por outro lado, a presença de cristais euédricos e primários de clorita inclusos no quartzo da zona interna do veio e dispostos segundo determinadas direções cristalográficas, em particular ao longo do eixo C do cristal hospedeiro, em decorrência de epitaxia, permite supor a formação de uma outra geração de clorita, a temperatura menor que 200°C.

O rutilo encontra-se incluso tanto no quartzo da zona de borda como na zona interna do veio. Entretanto, a variedade vermelha a amarelada, cujos cristais se dispõem, com frequência, paralelamente ao eixo C do cristal hospedeiro, é primária e aparece localmente transformada em anatásio e está restrita à zona interna. Esse fato é coerente com o amplo campo de estabilidade do rutilo (de 100 a 1.200°C), pois o rutilo vermelho deve ter cristalizado, com o quartzo hospedeiro, a uma temperatura inferior a 200°C. Por outro lado, apesar de haver inúmeros estudos sobre o rutilo, não foram encontradas informações quanto ao campo de estabilidade específico para as variedades de rutilo negro e vermelho, havendo ainda dúvidas sobre o comportamento termodinâmico deste mineral (Wasychunas apud Lindsley, 1991). Quanto ao campo de estabilidade do anatásio gerado por alteração hidrotermal do rutilo, ele fica restrito a temperaturas de cerca de 100 a 200°C (Trögger, 1969; Craig & Barton, 1973; Barnes, 1979). No caso estudado, a transformação do rutilo em anatásio deve ter marcado o final do hidrotermalismo.

Com exceção das fases tardias citadas, o processo hidrotermal teve lugar mais provavelmente durante a fase tardia do Ciclo Brasileiro, por ocasião de movimentos distensivos (de alívio de pressão) subseqüentes à fase principal de tectônica compressiva. Fluidos de elevada salinidade e de natureza magmática ou metamórfica, mobilizados em profundidade, foram responsáveis pela formação de uma primeira geração de quartzo, que constitui hoje as zonas de borda dos veios. No entanto, em fases mais tardias, com a diminuição do aporte dessas soluções altamente salinas e a participação crescente de águas meteóricas ou de pouca profundidade, formaram-se as partes mais internas dos veios pôr precipitação de quartzo a partir de soluções de temperatura e salinidade substancialmente mais baixas que as iniciais.

Bailey, S. W. 1988. Hydrous phyllosilicates. Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy, 19. 725p.

Barnes, H. L. 1979. Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 2. ed. New York: John Wiley & Sons. 798 p.

Beteytin, A. 1977. Curso de Mineralogia. Moscou, Editorial Mir. 737 p.

Cathelineau, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as function of temperature. Clays Clay Miner, 23: 471-485.

Craig, J.R. & Barton, P. B. 1973 Thermochemical approximations for sulfosalts. Econ. Geol., 68:493-506.

Hollister, L. S. & Crawford, M. L. 1981. Short course in fluid inclusions: Applications to petrology. Mineralogical Association of Canada 304 p (Short Course Handbook, 6).

Kranidiotis, P. & Maclean, W. H. 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge Massive Sulfide Deposit, Matagami, Quebec. Econ. Geol., 82: 1898-1911.

Lindsley, D. H. 1991. Oxide minerals: petrologic and magnetic significance. Michigan: Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy, 25. 509 p.

Trögger, W. E. 1969. Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Mineralen. 2. ed. Stuttgart, Stuttgart Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. 822 p.

Zang, W. & Fyfe, W. S. 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brasil. Mineralium Deposita, 30: 30-38.

Depósito aurífero do Cuca: um exemplo de depósito orogênico associado ao greenstone belt de Tucumã, sudeste do Estado do Pará.

Firmino C. Correia Jr.*, Marcio D. Santos**, Jean-Michel Lafon** e Fhabio G.R. Pinheiro**
*MSL Minerais S.A. (fce@cadam.br) **UFPA-Centro de Geociências (mds@ufpa.br, lafonjm@ufpa.br, fhabiograyson@bol.com.br)

Introdução

O *greenstone belt* de Tucumã situa-se a sul da Serra dos Carajás e faz parte dos terrenos granito-*greenstone* de Rio Maria (TGGRM), sudeste do Estado do Pará. Esses *greenstone belts* são conhecidos principalmente pelos seus depósitos auríferos, explorados extensivamente por garimpeiros nos anos 80. Alguns desses depósitos já foram estudados em detalhe, todos eles enquadrados no tipo *lode* arqueano, tais como os depósitos de Sapucaia (Oliveira & Leonardos, 1990), Babaçu (Huhn, 1992) e Cumaru (Santos et al. 1998). O depósito aurífero do Cuca, objeto deste trabalho, é um dos depósitos associados ao *greenstone belt* de Tucumã, os quais não tinham sido ainda estudados em detalhe.

Contexto Geológico Regional

A região de Tucumã faz parte da Província Mineral de Carajás, situada na borda sudeste do Craton Amazônico. A Província Carajás compreende um núcleo cratônico arqueano, constituído por terrenos granito-*greenstone* e envolvidos por cinturões móveis mais jovens. A parte norte da Província Carajás corresponde ao Cinturão Itacaiunas de idade arqueana superior (Costa et al. 1995), constituído por faixas ou lentes de seqüências vulcano-sedimentares do Supergrupo Itacaiunas, rochas granulíticas e gnaisses do embasamento, além de granitóides da Suíte Plaquê. O Cinturão Itacaiunas trunca os terrenos granito-*greenstone* de Rio Maria (TGGRM) que representam a parte sul da Província Carajás. Os TGGRM compreendem varias faixas de *greenstone belts* envolvendo ou envolvidos por corpos batolíticos de granitóides arqueanos (p. ex. Granodiorito Rio Maria) e gnaisses do embasamento (Docegeo, 1988). As seqüências vulcano-sedimentares da Província Carajás são recobertas por seqüências plataformais essencialmente clásticas, pouco ou não metamorfisadas, denominadas, na região de Rio Maria, de Grupo Rio Fresco. Um grande número de intrusões graníticas paleoproterozóicas, de caráter pós-tectônico ou anorogênico, corta as rochas do embasamento, seqüências vulcano-sedimentares e rochas sedimentares de cobertura.

O *greenstone belt* de Tucumã situa-se na parte norte dos TGGRM, sendo truncado à norte pelo Cinturão Itacaiunas. O *greenstone belt* é constituído por uma seqüência meta-vulcano-sedimentar denominada de Grupo Tucumã por Macambira & Vale (1996). Essa unidade é representada, na base, por rochas meta-vulcânicas máficas, com intercalações de rochas meta-sedimentares, meta-vulcânicas félsicas e meta-ultramáficas restritas. A parte superior do Grupo

Tucumã compreende um pacote meta-sedimentar psamo-pelítico-químico com intercalações subordinadas de rochas meta-vulcânicas máficas e félsicas. As rochas do Grupo Tucumã foram metamorfisadas na fácies xisto-verde e intensamente deformadas por dobramentos e milonitização, condicionados principalmente por zonas de cisalhamento de direção NW-SE. Rochas dacíticas milonitizadas do Grupo Tucumã foram datadas pelo método Pb-Pb em zircão e forneceram uma idade de 2868 ± 8 Ma (Avelar et al. 1999). O *greenstone belt* de Tucumã é cortado por biotita-hornblenda granodioritos arqueanos (Granodiorito Rio Maria) e por granitos anorogênicos paleoproterozóicos (Granitos Velho Guilherme e Seringa).

Depósito Aurífero do Cuca

Os corpos mineralizados do depósito do Cuca estão hospedados em rochas meta-vulcânicas félsico-intermediárias do Grupo Tucumã e situados entre as cotas 200 e 350m de profundidade. Três tipos de rochas vulcânicas milonitizadas hospedam a mineralização: 1- Rochas sub-vulcânicas (andesitos porfíricos e diabásios), 2- Derrames andesíticos, quartzo andesíticos e dacíticos e 3- Rochas piroclásticas (tufos quartzo andesíticos). A ocorrência de material piroclástico com leitos de cinzas e fragmentos de cristais, a ausência de lavas em almofadas e a ocorrência restrita de rochas sedimentares químicas, indicam que as rochas hospedeiras formaram-se a partir de um vulcanismo predominantemente subaéreo. Os corpos mineralizados exibem um nítido controle estrutural, pois situam-se em regiões plano-axiais e regiões de charneiras entre duas estruturas dobradas com eixos mergulhando para ENE. Essas estruturas são cortadas por zonas de cisalhamento dúctil-rúptil destrais de direção NE-SW (falha do Cuca) e NW-SE (falha Seringa), as quais além de deformar as rochas, produzindo milonitos, formaram um conjunto heterogêneo de condutos estruturais que permitiram a circulação de fluidos mineralizantes, com a conseqüente alteração hidrotermal das rochas hospedeiras e a deposição do minério. Com base na morfologia e na relação minério/ganga, os corpos mineralizados do depósito do Cuca foram classificados em três grupos: 1- veios ou filões, 2- cavidades preenchidas (*vugs*) e 3- minério disseminado. De acordo com a classificação de Hodgson (1989), os veios do depósito do Cuca são de dois tipos: 1- veios centrais ao cisalhamento e 2- veios tipo *gash*.

Cinco tipos de alteração hidrotermal seguintes foram identificadas no depósito do Cuca: propilitização, carbonatação, silicificação, alteração filica e sulfetação. A alteração propilitica é caracterizada pela ocorrência de clorita e epidoto, enquanto que a carbonatação se manifesta pela ocorrência de calcita tanto na forma pervasiva como filoneana. A silicificação manifesta-se através de veios e vênulas de quartzo, ao passo que a alteração filica é caracterizada pela ocorrência de sericita e quartzo. A mineralização está relacionada principalmente com a sulfetação, propilitização e a carbonatação, sendo as duas últimas alterações as mais proeminentes no depósito estudado. De

acordo com as observações petrográficas, os procesos hidrotermais no depósito do Cuca desenvolveram-se a partir do pico do metamorfismo dinâmico, diminuindo até se encerrar em condições de alívio de tensões.

As inclusões fluidas do depósito do Cuca revelam um sistema composto de três tipos de fluidos seguintes: 1- fluido aquoso não saturado (inclusões tipo 1), de composição complexa (H_2O - NaCl - MgCl_2 - CaCl_2) e temperatura de homogeneização total (Tht) entre 125 e 225°C, 2- fluido aquoso saturado (inclusões tipo 2), salinidade 37 - 65 % peso eq. NaCl, composição complexa (H_2O - NaCl - CaCl_2 - KCl - MgCl_2) e Tht entre 425 e 525°C, 3- fluido aquo-carbônico de baixa salinidade (4 - 15,7 % peso eq. NaCl), composição complexa, H_2O - CO_2 - NaCl - MgCl_2 - CaCl_2 (inclusões tipo 3) e H_2O - CO_2 - CH_4 - NaCl - MgCl_2 - CaCl_2 (inclusões tipo 4) e Tht entre 125 a 337°C. As características físico-químicas desses fluidos e a natureza da mineralização e alteração hidrotermal, indicam que o fluido mineralizante era provavelmente aquo-carbônico (inclusões tipo 3 e 4). A medida que o processo de carbonatação consumia CO_2 , o fluido ficava progressivamente mais aquoso, culminando com o fluido tipo 1. A baixa salinidade e as Tht similares dos fluidos aquo-carbônico e aquoso favorecem uma evolução cogenética entre eles. As condições de T (350 a 450°C) e P (3 a 5,3 Kb), estimadas pelo cruzamento das isócoras das inclusões aquo-carbônicas tipo 3 e tipo 4, são compatíveis com uma origem metamórfica para os fluidos mineralizantes que podem ter sido gerados por desvolatilização em ambiente de fácies xisto-verde-anfibolito (Groves, 1993; Kerrich, 1993). As características destoantes (salinidade e Tht) das salmouras (inclusões tipo 2) em relação aos fluidos aquo-carbônico e aquoso evidenciam uma origem distinta para esse fluido, possivelmente relacionada ao magmatismo félsico do Granodiorito Rio Maria.

Análises isotópicas de Pb foram realizadas em 11 amostras de pirita do minério do Cuca, as quais apresentaram razões isotópicas bastante radiogênicas e não revelaram, em conjunto, nenhuma idade com sentido geológico para a mineralização. Supondo-se que a região de Tucumã tenha evoluído em um modelo simples com altas razões isotópicas U/Pb (μ entre 8,2 e 8,3), tal como na região vizinha (Rio Maria), a fonte dos sulfetos seriam rochas da crosta superior, com idade entre 2,9 e 2,98 Ga (Macambira & Lancelot, 1992). Entretanto, não foram ainda encontradas rochas com tal idade no *greenstone belt* de Tucumã. Além disso, os resultados analíticos de algumas composições isotópicas Pb/Pb mais radiogênicas apontam para a idade de 2.53 Ga, revelando que o sistema foi perturbado por um evento termotectônico tardio de natureza orogênica que reativou as zonas de cisalhamento, permitindo possivelmente a introdução de U no sistema isotópico.

Modelo Genético

As características do depósito do Cuca, como controle estrutural, associação com *greenstone belt*, natureza da mineralização (veios auríferos), tipo de alteração hidrotermal, relação com o

metamorfismo dinâmico, fluido mineralizante aquo-carbônico de baixa salinidade e condições de T e P, são perfeitamente compatíveis com o tipo *lode* arqueano (Roberts, 1987; Groves & Foster, 1991; Kerrich, 1993) ou tipo orogênico de Groves (1993) e Groves et al. (1998). O único aspecto deste modelo não claramente demonstrado no depósito do Cuca é o ambiente tectônico convergente, previsto no tipo orogênico. Esta difícil caracterização tectônica é típica dos terrenos arqueanos. Por outro lado, os terrenos arqueanos são altamente deformados, com ocorrência de zonas de cisalhamento, frequentemente em regime compressivo, que muitos autores relacionam com tectônica convergente (Kerrich & Wyman, 1990; Kerrich & Feng, 1992). No *greenstone belt* de Tucumã, as zonas de cisalhamento são de caráter oblíquo e devem ter atingido todos os níveis crustais, favorecendo a circulação de fluidos hidrotermais que alteraram as rochas hospedeiras e foram capazes de formar os corpos de minério, possivelmente entre 2,7 e 2,8 Ga, época do metamorfismo dínamo-termal. O fluido aquo-carbônico gerado pelas reações metamórficas de desvolatilização transportaram o minério provavelmente na forma de tio-complexos $Au(HS)_2^-$ (Seward, 1973), até que o processo de sulfetação e carbonatação da rocha hospedeira favoreceu a sua deposição nas armadilhas estruturais.

Referências Bibliográficas

- Avelar, V. G.; Lafon, J. M.; Correia Junior, F. C. ; Macambira, E. M. B. 1999. O Magmatismo Arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: Novos resultados geocronológicos. *Rev. Bras. Geoc.*, 29(4): 449-456.
- Costa, J. B. S.; Araújo, O. J. B.; Santos, A.; Jorge João, X. S.; Macambira, M. J. B.; Lafon, J. M. 1995. A PMC: Aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi, série Ciências da Terra* 7.
- DOCEGEO 1988. Revisão Litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: SBG/NO, Cng. Bras. Geol., 35, Belém, Anexo aos Anais, 1-54.
- Groves, D.I. 1993. The crustal continuum model for late-Archean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. *Mineral. Deposita*, 28:366-374.
- Groves, D.I.; Goldfarb, R.J.; Gebre-Mariam, M.; Hagemann, S.G.; Robert, F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geol. Rev.*, 13:7-27.
- Groves, D.I. & Foster, R.P. 1991. Archean lode gold deposits. In: Foster, R.P. (ed). *Gold metallogeny and exploration*. Glasgow, Blackie & Son Ltd., 63-103.
- Hodgson, C.J. 1989. The structure of shear-related, vein-type gold deposits: a review. *Ore Geol. Rev.*, 4: 231-273.
- Huhn, S.R.B. 1992. Geologia, Controle Estrutural e Gênese do Depósito Aurífero Babaçu, Região de Rio Maria, Sul do Pará. Brasília. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, 169 p.
- Kerrich, R. 1993. Perspectives on genetic models for lode gold deposits. *Mineral. Deposita*, 28:362-365.
- Kerrich, R. & Wyman, D. 1990. Geodynamic settings of mesothermal gold deposits: an association with accretionary tectonic regimes. *Geology*, 18:882-885.
- Kerrich, R. & Feng, R. 1992. Archean geodynamics and the Abitibi-Pontiac collision: implication for advection of fluids at transpressive collisional boundary and the origin of giant quartz vein system. *Earth Sci. Rev.*, 32:33-60.
- Macambira, M.J.B. & Lancelot, J. 1992. Idade U-Pb em zircões de metavulcânica do greenstone do Supergrupo Andorinhas; delimitante da estratigrafia arqueana de Carajás, Estado do Pará. In: SBG, Cog. Bras. Geol., 37, São Paulo, Resumos expandidos, 2:188.
- Macambira, E.M.B. & Vale, A. G. 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Félix do Xingu. Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará. Escala 1:250.000. Brasília, CPRM, 343 p.
- Oliveira, C.G. & Leonardos, O.H. 1990. The gold bearing Diadema shear zone, Brazil. *Econ. Geol.*, 85:1034-1043.
- Roberts, R.G. 1987. Archean Lode-gold Deposits. *Ore Deposits Models* N° 11, Geoscience Canada, 14:37-52.
- Santos, M.D.; Leonardos, O.H.; Foster, R.P.; Fallick, A.E. 1998. The lode-porphyry model as deduced from the Cumaru mesothermal granitoid-hosted gold deposit, southern Para, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 28(3):327-338.
- Seward, T.M. 1973. Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions. *Geochimica et Cosmochimica. Acta*, 37:379-399.

Metamorphic evolution and Ar-Ar geochronology of Córrego Paiol gold mine host amphibolites, Tocantins State: implications to mineralization timing.

Emílio Lenine Carvalho C. da Cruz¹, Raul Minas Kuyumjian², Steffen Hagemann³, Neal J. McNaughton³

CPRM-ERJ¹, IG-UnB² e UWA³ . e-mail: ecruz@cprm.gov.br

Introduction

Typical orogenic gold deposits in Archaean-Paleoproterozoic greenstones were formed nearly contemporaneous with or post-date metamorphism of their host terranes by 70-100Ma (Wong et al. 1991; Hanes et al. 1992). The link between gold mineralization and metamorphism remains a long-standing subject of debate (Kerrick & Fryer 1979). The basic idea is that during progressive metamorphism of the volcano-sedimentary pile, fluid released, mainly in the greenschist-amphibolite facies transition, would have the suitable composition to carry gold bearing complexes (Phillips & Powell 1993). Moreover, the so-called gold-only provinces or the highly mineralized parts of orogens would have a dominant high-T/low-P metamorphic regime (Goldfarb et al. 1991, Phillips & Powell 1993). Aiming to elucidate the timing relationship between gold mineralization in the Córrego Paiol gold deposit (CPD) and regional metamorphism, Ar-Ar dating was accomplished in one sample of hydrothermal muscovite associated with mineralization in the CPD and one sample of metamorphic amphibole from amphibolite of Córrego Paiol Formation, which hosts the deposit. Ar-Ar spectra are interpreted in the light of the thermal evolution of host amphibolites, as obtained from geothermobarometric calculation (Cruz 2001).

Regional Metamorphic Setting

The CPD is hosted by amphibolites of the Córrego Paiol Formation, which is part of the Almas-Conceição Terrane (ACT, formerly refereed as Tocantins Terrane), basement to the northern part of the Brasília Fold Belt (BFB) External Zone (Fig.1). Basement rocks of the External Zone retained a memory of a long thermal history with K-Ar ages ranging from 2487 to 553Ma (Hasui et al. 1980; Sparremberg & Tassinari 1999), revealing the influence of the Brasiliano Orogeny. Thermochronology of the BFB Internal Zone shows an early granulitic event at 790Ma and a more typical Brasiliano metamorphic peak at 590-640Ma (Pimentel et al. 1999).

In the ACT, amphibolites of the Córrego Paiol Formation display an older foliation (S_n), probably coeval to the intrusion of granite-gneiss complexes related to D_n that locally preserve the M1 metamorphic assemblages Fe-hornblende+andesine and hornblende+ilmenite (Cruz &

Kuyumjian 1998, Cruz 2001), which indicate amphibolite facies conditions ($>550^{\circ}\text{C}$, Liou et al. 1974). Amphibolites cropping out amongst granite-gneiss complexes locally preserve relicts of the assemblage hornblende+clinopyroxene, probably related to M1. M2 assemblages show early albite-epidote facies conditions (Fe-hornblende+albite+epidote \pm quartz \pm chlorite) followed by greenschist facies conditions (Fe-actinolite+albite+epidote+quartz+chlorite). The transition between albite-epidote facies occurs at $525\pm 25^{\circ}\text{C}$ and pressures around 5-7 kbars (Apted & Liou 1983). M2 assemblages are related to mainly $\text{N}20^{\circ}\text{E}$ D_{n+1} right-lateral shear zones that host most gold showings in ACT. $\text{N}0-10^{\circ}\text{E}$ and $\text{N}10-20^{\circ}\text{W}$ right-lateral shear zones are subordinated (Cruz & Kuyumjian 1999)

Geothermobarometry and P-T-t path

Calculations were performed using the geothermobarometer of Triboulet (1992), which is suitable for the assemblage (Na-Ca)amphibole+albite+epidote+chlorite+quartz. Albite-epidote facies M2 assemblages describe a retrograde trajectory that starts at about 7 kbars and temperatures of $550-600^{\circ}\text{C}$ and follows a nearly isothermal decompression reaching 3-4 kbars. The P-T-t path bends to describe a nearly isobaric (2-4kbars) trajectory cooling down to 300°C , as calculated from M2 greenschist facies assemblages. Hydrothermal assemblages at CPD are coeval to M2 greenschist assemblages, but result from increasing XCO_2 toward the center of the hydrothermal halo. Hydrothermal chlorite at CPD indicate temperatures of $320-440^{\circ}\text{C}$ (Cathelineau 1988) for gold mineralization. Pressures around 2kbars were calculated using Berman's (1991) thermodynamic data set. These calculations indicate that gold mineralization took place in the final stages of a clockwise P-T-t path, typical of a collisional setting.

Ar-Ar Geochronology

Samples were irradiated in the USGS Triga reactor, Denver, USA, following the technique described by Snee et al. (1988). The spectrum of amphibole sample (EL-194) at lower temperature shows an initial step with an age of $665.0\pm 1.1\text{Ma}$ (11.2% of ^{39}Ar released at 800°C), followed by a plateau with an age of $702.4\pm 0.9\text{Ma}$ (68.2% of ^{39}Ar released at 950°C) (Fig.2a). The age spectrum then steps to an age of $2019.1\pm 6.4\text{Ma}$. $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ vs. $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ plot shows two events recorded by this sample, one related to the Transamazonian Orogeny and the other to the Brasiliano Orogeny. The Ar release spectrum for hydrothermal muscovite from CPD (sample FD31-348) gives a plateau age of $535.4\pm 0.7\text{Ma}$ (Fig 2b). This apparent muscovite age rises over the last 40% of ^{39}Ar released to up to $593.6\pm 0.8\text{Ma}$.

Timing of Gold Mineralization

Geothermobarometric study of the CPD and host amphibolites has shown that the onset of gold

mineralization occurred after isothermal uplift and during the cooling stage of a clockwise collisional P-T-t path (Fig. 3). Ar-Ar geochronology has constrained this evolution to the Brasiliano Orogeny. Furthermore, our data show that metamorphic peak was reached earlier in the northern part of External Zone (665-702Ma) than in the Internal Zone of the BFB (590-640Ma). The late character of gold mineralization (535Ma) in relation to the thermal evolution of BFB is reinforced by the deformational and metamorphic history of host amphibolites. We propose that D_{n+1} shear zones developed late in the cooling stage of the clockwise P-T-t trajectory and acted as channelways to transport fluids generated in deeper crustal levels. These fluids are more akin to metamorphic fluids because there is no record of Brasiliano igneous activity in the External Zone of the BFB. Therefore, mineralizing hydrothermal fluids are more likely to be generated by dehydration of mid to lower crust while the thickened crust was undergoing slower uplift rates and upper crustal rocks would have already been cooled down to greenschist facies conditions.

Conclusions

Our Ar-Ar geochronology data for the ATC and CPD show a thermal history that lasts at least 170Ma. These data imply that thermal evolution of Proterozoic collisional orogens, and associated gold metallogeny, last longer than those of Archaean-Paleoproterozoic granite-greenstone terranes. Therefore, gold metallogeny models based on Archaean-Paleoproterozoic tectonics are unlikely to be directly applicable to Neoproterozoic collisional orogens. Field work, petrography, and geothermobarometric calculations are essential to constrain the interpretation of Ar-Ar data. A Neoproterozoic age to gold mineralization opens perspectives to gold exploration within overlying Meso-Neoproterozoic units, such as Natividade and Bambuí Groups.

Acknowledgements. We thank CVRD for providing access to the Córrego Paiol mine drill cores. The first author specially thanks CNPq for its financial support (grants 143168/96-7 and SWE 201150/97-2).

References

- Almeida F. F. M., Hasui, Y., Neves, B. B. de B., Fuck R. A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction: *Earth Sciences Reviews*, **17**:291-317.
- Apted M. J., Liou J. G. 1983. Phase relations among greenschist, epidote-amphibolite, and amphibolite in a basaltic system. *American Journal of Science*, **283A**:328-354.
- Berman R. G. 1991. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: A new technique, with petrological applications. *Canadian Mineralogist*, **29**: 833-855.
- Cathelineau M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, **23**:471-485.
- Cruz E. L. C. C. da; Kuyumjian R. M. 1998. Geology and tectonic evolution of the Tocantins granite-greenstone terrane: Almas-Dianópolis region, Tocantins State, central Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(2):173-172.

- Cruz E. L. C. C. da, Kuyumjian R. R. 1999. Mineralizações auríferas filoneanas do terreno granito-greenstone do Tocantins. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(3):291-298.
- Cruz E. L. C. C. da. 2001. *A gênese e o contexto tectônico da mina Córrego Paiol: um depósito de ouro hospedado em anfibólito do embasamento da Faixa de Dobramentos Brasília*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Douroramento, 183p.
- Goldfarb R. J., Snee L. W., Pickthorn W. J. 1993. Orogenesis, high-T thermal events, and gold vein formation within metamorphic rocks of the Alaskan Cordillera. *Mineralogical Magazine*, **57**:375-.
- Hanes, J. A.; Archibald, D. A.; Hodgson, C. J.; Robert, F. 1992. Dating of Archean auriferous quartz vein deposits in the Abitibi greenstone belt, Canada, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for a 70- to 100-m.y.-time gap between plutonism-metamorphism and mineralization. *Economic Geology*, **87**:1849-1861.
- Hasui Y., Tassinari C. C. G., Junior O. S., Teixeira, W., Almeida F. F. M. de, Kawashita K. 1980. Datações Rb-Sr e K-Ar no centro-norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Balneário de Camburiú, *Anais*, 5:2.669-2.676.
- Kerrick R., Fryer B. J. 1979. Archean precious-metal hydrothermal systems, Dome Mine, Abitibi Greenstone Belt. II. REE and oxygen isotope relations. *Canadian Journal of Earth Science*, **16**:440-458.
- Liou J. G., Kuniyoshi S., Ito K. 1974. Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. *American Journal of Science*, **274**:613-632.
- Padilha, J. L. 1984. Prospecção de ouro na região nordeste de Goiás - Projeto Pindorama - DOCEGEO. In: SBG, I Encontro Regional do Ouro de Goiás, Goiânia, *Anais*, 78-92.
- Phillips G. N., Powell R. 1993. Link between gold provinces. *Economic Geology*, **88**:1084-1098.
- Pimentel M. M., Fuck A. F., Botelho N. F. 1999. Granites and the geodynamic history of the neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review. *Lithos* **46**:463-483.
- Snee L. W., Sutter J. F., Kelly W. C. 1988. Thermochronology of economic mineral deposits: dating the stages of mineralization at Panasqueira, Portuga, by high-precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age specturm techniques on muscovite. *Economic Geology*, **83**:335-354.
- Sparrenberger I., Tassinari C. C. G. 1999. Subprovíncia do Rio Paranã (GO): um exemplo de aplicação dos métodos de datação U-Pb e Pb-Pb em cassiterita. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(3):405-414.
- Triboulet C. 1992. The (Na-Ca) amphibole-albite-chlorite-epidote-quartz geothermobarometer in the system S-A-F-M-C-N-H₂O. 1. An empirical calibration. *Journal of Metamorphic Geology*, **10**:545-556.
- Wong L., Davis D. W., Krogh T. E., Robert, F. 1991. U-Pb zircon and rutilo chronology of Archean greenstone formation and gold mineralization in the Val d'Or region, Quebec. *Earth and Planetary Science Letters*, **104**:325-336.

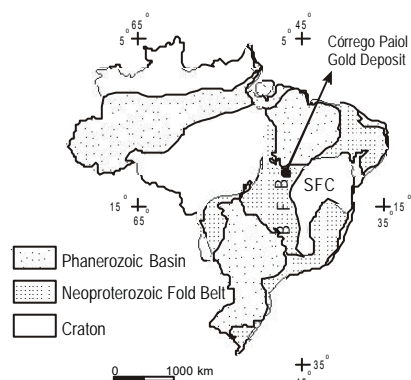


Fig. 1. Brazilian structural provinces (simplified after Almeida *et al.* 1981). Brasília Fold Belt (BFB; São Francisco Craton (SFC))

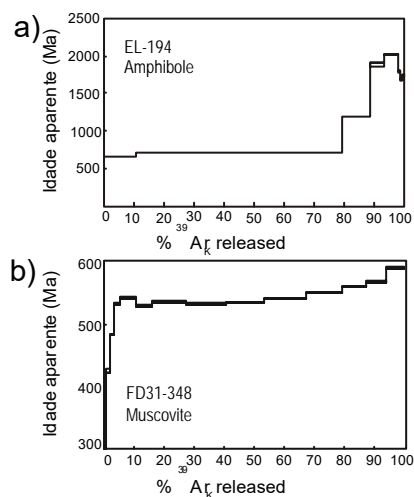


Fig. 2. Ar-Ar age spectra of studied samples.

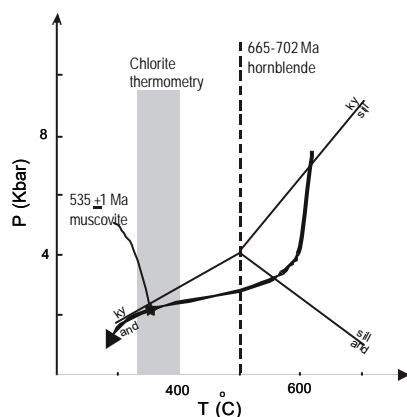


Fig. 3. P-T-t path of Córrego Paiol Formation amphibolites. Star indicate intersection of closure temperature of Ar-Ar system in muscovite with the P-T-t path. Dashed line indicate closure of Ar-Ar system in hornblende. Ky-and-sill triple point is from Holdaway & Mukhopadhyay (1993). Likely temperature interval of gold mineralization is represented by the chlorite thermometry (shaded area).

Pb-Pb, C and O isotopic evidence for deep and shallow crustal rocks contributing to the Córrego Paiol Gold Deposit (Tocantins State) hydrothermal system

Emílio Lenine Carvalho C. da Cruz¹, Raul Minas Kuyumjian², Neal McNaughton³, Steffen Hagemann³,

CPRM¹, UnB², and UWA³: e-mail: ecruz@cprm.gov.br

Introduction

The Neoproterozoic Brasília Fold Belt (BFB) has evolved along the western margin of the São Francisco Craton (SFC) (Fig. 1). The basement rocks exposed in the External Zone of the BFB represent an extension of the cratonic basement (Almeida 1981; Cruz & Kuyumjian 1993) and include the Almas-Conceição Terrane (ACT, formerly refereed as Tocantins Terrane) (Fig. 2). Gold deposits are known in basement rocks, Meso-Neoproterozoic metasedimentary cover and in the Neoproterozoic juvenile arc systems located to the west of the BFB. In most cases these deposits are structurally controlled (Araújo Filho & Kuyumjian 1996). Isotopic dating is not available for the great majority of gold deposits. However, the few ages and structural correlations suggest gold mineralizing events associated with the Brasiliano Orogeny. Also related to the Brasiliano Orogeny are lead and zinc deposits hosted by the metasedimentary units that cover most of BFB basement units and large cratonic areas (Iyers et al. 1992). In this work, we interpret Pb-Pb data of mineral deposits of this large region in order to determine the isotopic composition of the main lead reservoirs at the orogenic scale. Also, we discuss lead isotopic data from the Córrego Paiol gold deposit (CPD) ore pyrite and of whole-rock samples of host-amphibolite and surrounding granite-gneiss complexes of the ACT in order to constrain the local source rocks of lead and, by analogy, of gold (Cruz 2001). Additionally, C and O stable isotopes data from ore associated carbonates from the CPD are used to constrain a metallogenetic model for the deposit. It is inferred that the lower crust and overlying Meso-Neoproterozoic units (Natividade, Bambuí and Paranoá groups) contributed fluids, solutes, and perhaps gold, to the mineralizing system.

Major regional lead reservoirs

Reinterpretation of previously published data has led to the identification of the following reservoirs:

i) A lower crustal reservoir that has supplied lead with high $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ) and Th/U ratios, is found

in the Bambuí Group Type II lead of Babinski (1993), the most radiogenic galenas from Morro do Ouro, Morro Agudo and Vazante ores, and the least radiogenic galena from Monte do Carmo gold showings. This lead has most likely a Paleoproterozoic age.

ii) An upper crustal reservoir that corresponds to J-type lead of Bambuí Group galenas, Type III lead of Babinski (1993) and the least radiogenic galenas from the Morro do Ouro, Morro Agudo and Vazante ores. This lead has a great dispersion of $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and evolution with lower Th/U ratios, that represents an Archaean source.

iii) Type I lead of Babinski (1993) is found in calcareous rocks of the Bambuí Group, and has a source with high U/Pb ratios and a post depositional evolution and may indicate formation during later deformational events.

iv) Neoproterozoic mantle represented by galena of Zacarias Au-Ag-Ba deposit (μ of 9.56-9.61) sited in the Western Goiás Magmatic Arc (Poll 1994).

In this new approach, most of the above mentioned deposits are best explained by a mixture of lower and upper crustal lead, with the exception of Zacarias that has mantle lead. These mixtures yielded the observed linear arrays of lead isotope data for the deposits. Lead isotope data for this large region are best explained in lead evolution by a cratonic or continental environment of Doe & Zartman's (1979) pumblotectonic model, instead of the orogen curves of Stacey & Kramers (1975).

Local Reservoirs

Zircon and titanite U-Pb SHRIMP ages (Cruz et al. 2000) and whole-rock lead analyses of granite-gneiss complexes and granitoid plutons of ACT were used to model initial μ values using the Stacey & Kramer (1975) growth curve. Obtained source μ values were 10.27 for 2.2Ga low-K calc-alkaline metaluminous granitoids (Suite 1), 10.69 for 2.2Ga low-K calc-alkaline peraluminous granitoids (Suite 2), and 10.77 for 2.45Ga low-K calc-alkaline peraluminous granitoids (Ribeirão das Areias Complex, RAC). Amphibolites of Córrego Paiol Formation are intruded by 2.45Ga granitoid, and if this age is considered the minimum age of the amphibolites, the obtained μ (for 2.45Ga), fitted to amphibolite whole-rock lead analysis, would be too low to account for the pyrite ore lead for the CPD.

Pyrite Lead Isotopic Data

All pyrite samples plot above the Stacey & Kramer (1975) curve in an uranogenic lead diagram with μ varying from 10.31 to 11.16. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios range from 15.830 to 17.414 and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ from 15.531 to 17.414. Model ages of 1959-1120Ma are much older than the age of mineralization of $535.4 \pm 0.7\text{Ma}$, as given by Ar-Ar dating in hydrothermal muscovite. In the thorogenic lead diagram, pyrite samples plot slightly above Stacey & Kramer's (1975) curve, which indicates a

lower crustal reservoir (lower Th/U ratios). $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios range from 35.888 to 37.218.

Source of Lead in Pyrite

Constructions of paleoisochrons of granite-gneiss complexes to 535Ma indicate Suite 2 as the best candidate for the local source of lead in CPD pyrite. Suite 2 has isotopic ratios as low as those of pyrite and μ in the same range. RAC granitoids have a suitable μ , but its isotopic ratios are much higher than those of ore pyrite. However, the least radiogenic lead in pyrite has a lower crustal signature (higher Th/U) suggesting that mineralizing fluids percolated through lower crustal rocks. Modelled μ (10.69-10.77) for the source region of Suite 2 and RAC indicate that the lower crust of ACT has $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ratios high enough to yield such a signature. The generation of granulitic belts during the Transamazonian Orogeny (~2.1Ga) in adjacent basement terranes (SFC and Porto Nacional Complex) may have depleted the lower crust of ACT in uranium. Therefore, the delayed isotopic evolution of CPD lead may be produced by granulite facies metamorphism of ACT lower crust. Further, granulitic enclaves are described amongst granite-gneiss complexes (Costa 1984). Moreover, the most radiogenic lead of CPD pyrite may represent a mixture of upper crustal lead with local sources such as Suite 2 granitoids.

Carbonate C and O Isotopes

Ore ankerite was analysed for C and O stable isotopes. $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) values (-2.2 to -0,7‰) is typical of marine carbonate and/or calcareous rocks. Moreover, these values are in agreement with those found in calcareous rocks of Meso-Neoproterozoic cover (Bambuí and Paranoá Groups) that range from -2.6 to +16.1‰ (Babinski 1993, Santos et al. 2000), with the lowest values coming from the basal units of these groups. $\delta^{18}\text{O}$ (PDB) values (-17.6 to -16,6‰) are more negative than those of Meso-Neoproterozoic cover (-13.9 to -0.2‰) and suggest that fluids derived from, or interacted with, a deep source. Therefore, stable isotopes are in agreement with lead results indicating deep and upper (Bambuí, Paranoá and Natividade? groups) crustal reservoirs.

Conclusions

Isotopic data of CPD ore indicates that auriferous fluids interacted with rock units of both lower and upper crustal origin. Lead isotopic ratios suggest that a Pb reservoir with high initial $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ratios (μ) that was depleted in U by granulitization during the Transamazonian Orogeny is present in the lower crust of ACT and SFC. $\delta^{13}\text{C}$ values points to the participation of components from Meso-Neoproterozoic rocks in the auriferous hydrothermal systems and places a genetic link between the basement-hosted CPD and deposits hosted by Meso-Neoproterozoic cover, such as the Santa Rita Prospect (Olivo et al 1991).

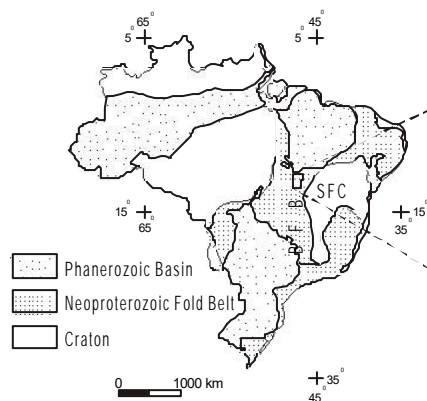


Fig. 1. Brazilian structural provinces (simplified after Almeida *et al.* 1981). Brasília Fold Belt (BFB); São Francisco Craton (SFC)

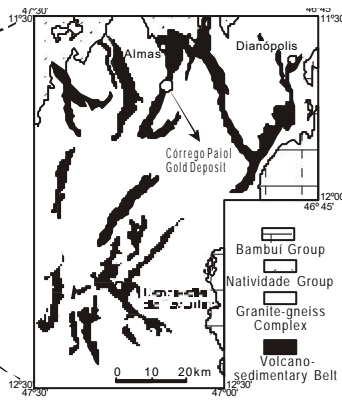


Fig. 2. Geological map of Almas-Conceição Terrane (simplified after Padilha 1984)

Acknowledgements. We thank CVRD for providing access to the Córrego Paiol mine drill cores and Dr. S. S. Iyer (University of Calgary) for stable isotopes analysis. The first author specially thanks CNPq for its financial support (grants 143168/96-7 and SWE 201150/97-2).

References

- Almeida F. F. M. 1981. O Cratón do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: SBG, Simpósio sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais, Salvador, *Anais*, 1-9.
- Araújo Filho J. O., Kuyumjian R. M. 1996. Regional distribution and structural control of the gold occurrences/deposits in the Goiás Massif and Brasília Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, **26**(2):109-112.
- Babinski M. 1993. *Idades isocrônicas Pb-Pb e geoquímica isotópica de Pb das rochas carbonáticas do Grupo Bambuí, na porção sul da Bacia do São Francisco*. Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, Autarquia Associada à Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 129p.
- Costa J. B. S. 1984. *Aspectos litoestruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás*. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Tese de Doutorado, 210p.
- Cruz E. L. C. C. da, Kuyumjian R. M. 1993. O embasamento da porção norte da Faixa Brasília na região de Almas-Dianópolis (TO) e seu contexto geodinâmico durante o Brasiliano. In: SBG, Simpósio sobre o Craton do São Francisco Salvador, 2, Salvador, *Anais*, 302-304.
- Cruz E. L. C. C. da, Kuyumjian R. M., McNaughton N., Hagemann S. 2000. Paleoproterozoic U-Pb SHRIMP ages of low- and high-Al low-K calc-alkaline granitoids in the Brasília Fold Belt basement. In: International Geological Congress, Rio de Janeiro, 31st, *Abstract Volume CD-ROM*.
- Cruz E. L. C. C. da. 2001. *A gênese e o contexto tectônico da mina Córrego Paiol: um depósito de ouro hospedado em anfíbolito do embasamento da Faixa de Dobramentos Brasília*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Douroramento, 183p.
- Doe B. R., Zartman R. E. 1979. Plumbotectonics: The Phanerozoic. In: H. L. Barnes (ed.) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Wiley Interscience, 22-70p.
- Iyer S. S., Hoefs J., Krouse H. R. 1992. Sulfur and lead isotopo geochemistry of galenas from the Bambuí Group, Minas Gerais, Brazil—implications for ore genesis. *Economic Geology*, **87**:437-443.
- Padilha, J. L. 1984. Prospecção de ouro na região nordeste de Goiás - Projeto Pindorama - DOCEGEO. In: SBG, I Encontro Regional do Ouro de Goiás, Goiânia, *Anais*, 78-92.
- Poll N. P. 1994. *The geology of the Zacarias gold-silver-barite deposit, Goiás State, Brazil*. Department of Geology and Geological Engineering of the Colorado School of Mines, Golden, Master of Science Thesis, 124p.
- Olivo G. R., Marini O. J., Giuliani G. N. 1991. Hydrothermal gold occurrences hosted by middle to upper Proterozoic carbonate sequence: The example of Santa Rita prospect, Goiás, Brazil. In: E. A. Ladeira, (ed.), *Brazil Gold '91*, Balkema, Rotterdam, 339-341.
- Santos R. V., Alvarenga C. J. S., Dardenne M. A., Sial, A. N., Ferreira V. P. 2000. Carbon and oxygen profiles across Meso-Neoproterozoic limestones from central Brazil: Bambuí and Paranoá groups. *Precambrian Research*, **104**:107-122.
- Stacey J. S., Kramers J. D. 1975. Approximation of terrestrial Lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, **26**:207-221.

Petrografia e Minerografia do Gossan Aurífero da Cutia, Carajás-PA

Fábio Henrique Garcia Domingos e Marcio Dias Santos

Universidade Federal do Pará; Centro de Geociências; fabiodomingos@hotmail.com mds@ufpa.br

Introdução

A região de Serra Leste, na Serra dos Carajás, destaca-se não só pelos depósitos de ferro associados às rochas vulcânicas máficas do Grupo Grão Pará, mas também pelos depósitos cuproauríferos (Serra Pelada, Cutia e Serra Verde) hospedados em uma seqüência denominada por Hirata et al. (1982) de *Greenstone Belt* Rio Novo, situado ao norte das cidades de Curionópolis e Parauapebas, sudeste do estado do Pará. O depósito de Serra Pelada está hospedado na região de charneira de um sinclinal reverso em rochas metasedimentares de cobertura do *Greenstone Belt* Rio Novo, enquanto que os depósitos da Serra Verde e Cutia estão associados às rochas vulcânicas máficas e metasedimentares do *greenstone*. O depósito da Cutia, objeto deste trabalho, foi descoberto por garimpeiros e tornou-se um garimpo muito ativo no final dos anos 80. O depósito encontra-se hospedado em lentes de anfíbolitos intensamente deformados e hidrotermalizados, associados com cataclasitos e milonitos envolvidos por gnaisses e granitóides do Complexo Xingu. Os anfíbolitos exibem uma foliação milonítica bem marcada na direção NE-SW e mergulho médio de 85° para SE.

Contexto Geológico Regional

A região de Serra Leste está inserida na Província Mineral de Carajás situada na borda sudeste do Cráton Amazônico. A Província Carajás compreende um núcleo cratônico arqueano, constituído por Terrenos Granito-*Greenstones* e envolvidos por cinturões móveis mais jovens (Itacaiúnas, Médio Tapajós e Araguaia). O Cinturão Itacaiúnas, de idade arqueana superior (Costa et al., 1995), corresponde à parte norte da Província Mineral de Carajás e trunca os terrenos granito-*greenstone* de Rio Maria que compreendem a porção sul da Província Carajás. O Cinturão Itacaiunas é constituído, segundo Costa et al. (1995), por faixas ou lentes de rochas granulíticas do embasamento (Complexo Pium), de gnaisses granodioríticos migmatizados (Complexo Xingu), granitóides da Suíte Plaqué e de seqüências vulcano-sedimentares do Supergrupo Itacaiunas. O Supergrupo Itacaiunas forma as serras alinhadas de Carajás, sendo constituído por cinco grupos seguintes, da base para o topo: Grupo Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Grão-Pará, Igarapé Bahia e Buritirama. Segundo Pinheiro & Holdsworth (1997), essas unidades foram depositadas em bacias intracratônicas e a inversão das seqüências provocou dobramentos complexos e falhamentos transcorrentes sinistrais como as falhas Carajás e Cinzento. As seqüências vulcano-sedimentares são recobertas por seqüências plataformais, essencialmente clásticas, pouco ou não metamorfisadas,

denominadas de Grupo Rio Fresco e Formação Águas Claras. Na Província Carajás um grande número de intrusões graníticas paleo-proterozóicas, de caráter pós-tectônico ou anorogênico, corta as rochas do Complexo Xingu, seqüências vulcano-sedimentares e rochas sedimentares de cobertura.

A terminação leste do Sistema Transcorrente Cinzento foi caracterizada como uma estrutura denominada Rabo de Cavalo Serra Pelada por Siqueira & Costa (1991), Relacionada a um episódio transpressivo sinistral. No ano seguinte, Lab (1992) considerou esta estrutura como um duplex transpressivo, relacionado a uma zona de cisalhamento dúctil ENE-WSW. A região de Serra Leste é constituída litologicamente por uma seqüência vulcano-sedimentar, repousando sobre gnaisses e anfibolitos do Complexo Xingu. A seqüência vulcano-sedimentar foi denominada por Hirata et al. (1982) de *Greenstone Belt* Rio Novo constituído por rochas meta-ultramáficas, meta-vulcânicas máficas e formações ferríferas. Recobrando a seqüência vulcano-sedimentar, Silva et al. (1981) descreveram uma seqüência metassedimentar psamo-pelítica, que hospeda a jazida aurífera de Serra Pelada e que foi correlacionada por Meireles et al. (1982) ao Grupo Rio Fresco. Lab (1992) considerou as rochas metasedimentares como pertencentes ao topo do *greenstone belt* e não ao Grupo Rio Fresco, denominando o conjunto vulcano-sedimentar e seqüência meta-sedimentar de Grupo Rio Novo. Tanto a seqüência vulcano-sedimentar como as rochas meta-sedimentares superiores encontram-se deformadas, com metamorfismo de baixo grau. Estas duas unidades encontram-se falhadas e dobradas Segundo Meireles et al. (1982) a seqüência foi afetada por dobramentos assimétricos reversos, fechados a isoclinais. De acordo com Pinheiro & Holdsworth (1995) a seqüência que hospeda a jazida de Serra Pelada ocorre em um flanco invertido de uma dobra reversa maior, com o eixo caindo em baixo ângulo para SW-SWS. Tallarico et al. (2000) caracterizaram o depósito de Serra Pelada como do tipo saddle-reef invertido, ocorrendo na charneira de um sinclinal recumbente e hospedado em meta-siltitos carbonosos.

Depósito Aurífero da Cutia

O depósito da Cutia, objeto deste trabalho, foi descoberto por garimpeiros e tornou-se um garimpo muito ativo no final dos anos 80. A necessidade de aprofundamento das cavas e até a construção de shafts e galerias (com mais de 40m de profundidade) reduziu as atividades do garimpo, sem atingir ainda o minério primário. O ouro está sendo explotado atualmente de uma seqüência gossânica. A rocha encaixante da seqüência gossânica é um anfibolito deformado e hidrotermalizado associado com cataclasitos e milonitos e envolvido por graisses e granitóides do Complexo Xingu. O anfibolito exibe uma foliação milonítica de direção NE-SW e mergulho médio de 85° para SE. As falhas encontradas são predominantemente normais com direção N-S, enquanto que falhas de direção E-W também mostram componentes de movimentação direcional sinistral, as

fraturas são abundantes, cortando as rochas tanto subparalela como perpendicularmente à foliação. Veios de quartzo sulfetados, precariamente expostos no garimpo da Cutia, provavelmente representam porções da rocha mãe da seqüência gossânica. São veios de quartzo + pirita com espessura milimétrica a centimétrica, as vezes na forma de drusas de quartzo leitoso.

Rochas Hospedeiras e Mineralização

As rochas que hospedam a mineralização aurífera secundária no garimpo da Cutia correspondem a uma seqüência gossânica, onde podem ser reconhecidas três partes de cima para baixo: crosta ferruginosa, brecha com goethita e brecha com sulfetos. As duas primeiras partes, com óxido/hidróxido de ferro, representam a zona oxidada, enquanto que as brechas com sulfetos correspondem à zona de transição entre a zona oxidada superior e a zona redutora inferior (ainda não alcançada pelos trabalhos do garimpo).

A porção superior da zona oxidada corresponde a uma crosta ferruginosa compacta e cavernosa de coloração marrom, constituída predominantemente por óxido/hidróxido de ferro (principalmente goethita). Abaixo da crosta ferruginosa, ocorre uma rocha brechada e oxidada, constituída por fragmentos milimétricos a centimétricos de quartzo imersos em uma matriz de turmalina dravítica e goethita. Diminutos grãos de ouro (5-10 μ m) foram encontrados em algumas porções destas brechas, envolvidos por goethita. A principal zona que está sendo minerada atualmente situa-se na parte inferior (a partir de 30-35m de profundidade), sendo constituída por brechas de natureza hidrotermal que correspondem à zona de transição entre a zona oxidada superior e a zona redutora inferior (rocha mãe). Nesta zona as brechas caracterizam-se pelo menor grau de oxidação e por apresentar minerais primários em sua constituição. Os fragmentos de quartzo dessas brechas estão imersos em uma matriz constituída por turmalina, malaquita, sericita, clorita, além de sulfetos (principalmente pirita e, em menor quantidade, calcopirita). Os cristais de pirita e calcopirita são reliquiares, pois encontram-se alterados para goethita e malaquita por oxidação. Nas piritas esta alteração inicia-se nas bordas dos cristais, avançando para o seu interior até transforma-los completamente em goethita de coloração vermelho escuro a marrom, as vezes preservando pseudomorfos cúbicos. As calcopiritas são alteradas para goethita e malaquita. O ouro normalmente ocorre em partículas muito pequenas (10 a 20 μ m) inclusas em cristais de pirita em seus vários estágios de alteração para goethita.

Considerações Finais

Os dados apresentados neste trabalho sobre o depósito aurífero da Cutia, indicam que o ouro está sendo minerado atualmente de uma porção correspondente à zona de transição de uma seqüência gossânica. A ocorrência de sulfetos, turmalina, sericita e clorita nas brechas hospedeiras da mineralização, nesta zona, é compatível com uma origem hidrotermal para as brechas. A

presença de carbonato de cobre (malaquita), sulfetos reliquiais e goethita indica que, apesar das texturas serem ainda em grande parte primárias, a sua paragênese mineral já é parcialmente supergênica. A rocha mãe com a paragênese inteiramente primária (zona redutora), não ainda atingida pela atividade garimpeira, corresponderia a brechas com sulfetos de ferro e cobre + turmalina + sericita + clorita. As brechas teriam sido formadas por cisalhamento rúptil que causou o fraturamento das rochas e permitiu a circulação dos fluidos hidrotermais que provocaram transformações mineralógicas tais como turmalinização, sericitização, cloritização e sulfetação.

O processo de gossanização sobre as brechas deu origem a uma nova paragênese supergênica que se superpôs à paragênese primária hidrotermal. A zona de transição, onde o ouro está sendo atualmente minerado, caracteriza-se por apresentar sulfetos reliquiais associados com outros minerais primários (turmalina, sericita e clorita) e também com minerais secundários (malaquita e goethita). Em níveis mais rasos do perfil gossânico observa-se um gradual desaparecimento das feições primárias, até a configuração da crosta ferruginosa superficial constituída de goethita e quartzo (chapéu de ferro) sem mais nenhum resquício do ambiente primário. O processo supergênico facilitou a mineração do ouro, pois destruiu os sulfetos primários liberando o ouro que normalmente ocorre incluso nestes minerais e concentrou, próximo da superfície, minério secundário com ouro livre

Referências Bibliográficas

- COSTA, J. B. S.; ARAÚJO, O. J. B.; DOS SANTOS, A.; JORGE JOÃO, X. S.; MACAMBIRA, M. J. B.; LAFON, J. M.. 1995. A PMC: Aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi, série Ciências da Terra 7.
- HIRATA, W.K.; RIGON, J.C.; KADEKARU, K.; CORDEIRO, A.A.C.; MEIRELES, E.A. 1982. Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In: Simp. Geol. Amaz., 1, Belém, 1982. Anais... Belém, SBG/NO, v. 1, p.100-110.
- LAB, K.O. 1992. Considerações Lito-Estruturais sobre o dúplex transpressivo Serra Pelada. Dissertação de Mestrado. Belém, Centro de Geociências, UFPa, 90p.
- MEIRELES, E.M.; TEIXEIRA, J.T.; MEDEIROS FILHO, C.A. 1982. Geologia preliminar do depósito de ouro de Serra Pelada. Simp. Geol. Amaz., 1, Belém, 1982. Anais ..., Belém, SBG, v. 2, p.74-83.
- PINHEIRO, R.V.L. 1997. Reactivation history of the Carajás and Cinzento strike-slip systems, Amazon, Brazil. Tese de Doutorado. Durham, UK, University of Durham, Department of Geological Sciences, 408p.
- PINHEIRO, R.V.L. & HOLDSWORTH, R.E. 1995. Significado tectônico da clivagem transversa (*transecting cleavage*) em dobras na mina de Serra Pelada, Pará. Bol. Para. Emílio Goeldi, 7:289-308.
- SILVA, A. R. B. da; MELO, L. J. A. de; SOUZA, A. M. M.R. de; NETO, C. S. S. 1981. Projeto Estudo do Garimpos Brasileiros. Área Serra Pelada. Relatório Anual. Convênio DNPM-CPRM. 52p. Belém. PA.
- SIQUEIRA, J.B. & COSTA, J.B.S. 1991. Evolução Geológica do dúplex Salobo-Mirim. In: Simp. Geol. Amaz., 3, Belém, 1991. Anais... Belém, SBG/NO, p.232-243.
- TALLARICO, F.H.B.; COIMBRA, C.R.; COSTA, C.H.C. 2000. The Serra Leste sediment-hosted Au-(Pd-Pt) mineralization, Carajás Province. Rev. Bras. Geoc. 30: 226-229.

Provável Origem e Processo de Mineralização das Brechas do Depósito de Igarapé Bahia, Carajás.

Ana Maria Dreher * e Roberto Perez Xavier **

*CPRM-RJ / IG-Unicamp, amdreher@cprm.gov.br ** IG-Unicamp, xavier@ige.unicamp.br

Introdução O depósito de Cu-Au primário de Igarapé Bahia (DIB), na região de Carajás, está hospedado principalmente num horizonte de brechas hidrotermalmente alteradas, situado em meio a rochas supracrustais de baixo grau metamórfico do Grupo Igarapé Bahia (GIB). Este grupo pertence ao Supergrupo Itacaiúnas, considerado uma sequência vulcanossedimentar arqueana acumulada em um rifte continental (Docegeo 1988). Nos diversos artigos sobre o DIB, nota-se consenso quanto à parte descritiva das brechas mineralizadas, referidas como tipos heterolíticos, portadores de uma matriz rica em magnetita, carbonatos e clorita, com calcopirita disseminada a localmente maciça. A presença de Au e de uma extensa lista de minerais acessórios contendo F, P, U, Mo, Co, Ag, B, Cl, Mn, W, Sn e ETR também são sempre citadas. Entretanto, há divergências quanto à origem destas rochas, atribuída tanto a processos hidrotermais quanto sedimentares. Como contribuição para esclarecer a gênese das brechas e possível processo de mineralização, foram estudados sistematicamente os corpos de minério primário do DIB, buscando entender a constituição, estratigrafia e ambiente de formação não somente das brechas mas também de suas encaixantes.

Aspectos gerais sobre as brechas As brechas mineralizadas do DIB constituem um nível de 30 a 100 m de espessura e cerca de 2 km de comprimento, segmentado por falhas e diques básicos. Os 3 segmentos ou corpos principais (Acampamentos Norte, Sul e Furo 30) exibem mergulhos fortes e divergentes (cerca de 80° para NW, NE e SE, respectivamente) e mostram em planta uma forma aproximadamente semicircular. Apesar de consideradas por vezes como “diques” (Tallarico et al. 1998), as brechas são, entretanto, de modo geral concordantes com a estratigrafia e situadas entre uma unidade basal ou *footwall* formada por rochas vulcânicas básicas e um pacote superior ou *hangingwall* predominantemente sedimentar. Todo o conjunto foi verticalizado e afetado por um metamorfismo de fácies xistos verdes inferior. Interpretação como esta foi enfatizada por Almada e Villas (1999) e Tallarico et al.(2000). Quanto ao conteúdo, as brechas mineralizadas são em geral matriz-suportadas, mal selecionadas, com fragmentos líticos angulosos a subarredondados, milimétricos a métricos e localmente orientados. A matriz contém principalmente minerais ferríferos como siderita, magnetita, clorita e calcopirita, podendo conter também actinolita, stilpnomelano, bornita, apatita, digenita, turmalina, epidoto e quartzo. Os litoclastos incluem BIFs, basaltos, cherts e sedimentos clásticos e são na maioria oriundos das encaixantes imediatas das brechas. A dedução a

partir destes dados é de que as brechas do DIB sejam rochas sedimentares, similares a brechas intraformacionais, situadas na base do pacote sedimentar do *hangingwall*. Pela estrutura e conteúdo, assemelham-se muito a depósitos de fluxo de detritos ou *debris-flow*, como admitido por Almada e Villas (1999). O metamorfismo foi claramente posterior à formação das brechas, produzindo uma foliação leve na matriz e franjas de pressão de clorita ou carbonato adjacentes aos litoclastos.

As rochas do *footwall* As rochas da unidade sotoposta às brechas são principalmente metabasaltos maciços, amigdaloidais e tipos brechados ou nodulosos. Há também BIFs, diabásios e raros andesitos e dacitos (Sachs 1993) nesta unidade. Os metabasaltos maciços e amigdaloidais pertencem nitidamente a derrames. Os basaltos brechados e nodulosos foram caracterizados na maioria como hialoclastitos e autobrechados, que são produtos de vulcanismo não-explosivo, típicos de topos de derrames submarinos e formados por fragmentação da lava em contato com a água do mar. A ausência de rochas comprovadamente piroclásticas e a prevalência de rochas de derrames, com hialoclastitos e autobrechados associados, sugerem um ambiente de águas profundas (>500 m), segundo Gibson et al. (1999). Nos basaltos amigdaloidais as amígdalas são em geral pequenas e raras, também indicando a baixa capacidade explosiva do magma, seja pelo pequeno teor de voláteis contidos, seja pela pressão exercida por uma coluna d'água espessa sobre as lavas, aspecto este já comentado por Ferreira F° (1985).

As rochas do *hangingwall* O pacote sobreposto às brechas é formado predominantemente por rochas metassedimentares intercamadas, tais como argilitos, siltitos e arenitos. Diabásios, metabasaltos, *chert*, BIFs e possíveis tufos são subordinados. As rochas metassedimentares, chamadas de ritmitos por Docege (1988), são aqui interpretadas como uma sequência turbidítica, conforme também admitido por Bocalon (1997). Isto implicaria num provável ambiente deposicional marinho profundo, semelhante àquele presumido para as vulcânicas basais. Os argilitos e siltitos são fortemente laminados. Os arenitos geralmente exibem acamadamento gradacional com bases planas e bem definidas, podendo também constituir níveis maciços. Feições de *slump* e intervalos de brechas e conglomerados são frequentes. Os componentes destas rochas são sobretudo quartzo em grãos angulosos a subarredondados, algum feldspato, sericita e abundante clorita. Nos arenitos há litoclastos mais ou menos arredondados de *chert*, *chert* ferrífero e vulcânicas básicas a ácidas. Material vulcânico juvenil não foi comprovado, indicando que se tratam essencialmente de depósitos sedimentares vulcanogênicos, similares aos descritos por McPhie et al. (1993). Certos arenitos contêm fragmentos de argilito, indicando a ação de correntes de turbidez densas, capazes de erodir o substrato pelítico. Estes fragmentos foram interpretados por Ferreira F° (1985) como pedaços de púmice contidos em “piroclásticas intermediárias a ácidas”, mas a presença destas rochas

no GIB deveria ser reavaliada. Talvez as únicas piroclásticas estritamente primárias na sequência sejam raros níveis de material ácido fino e laminado (tufáceo?) intercalados aos sedimentos detríticos. O quadro aqui esboçado para o GIB, com turbiditos associados a brechas de *debris-flow*, é típico de fluxos sedimentares gravitacionais, desenvolvidos a partir de fortes desníveis no ambiente submarino.

Provável origem das brechas As brechas mineralizadas do DIB têm sido em geral chamadas de brechas hidráulicas ou hidrotermais (Tallarico et al. 1998; Tazava e Oliveira 2000), dando idéia de uma origem epigenética. Contudo certos aspectos como, p. ex., a foliação exibida em geral por aquelas rochas, a ausência das típicas texturas em mosaico e o caráter concordante do nível de brechas indicam que elas formaram-se antes do metamorfismo do GIB e que não devem tratar-se de variedades hidráulicas ou hidrotermais. Para Almada e Villas (1999), as brechas seriam contemporâneas à deposição das rochas do GIB e geradas por processo freático, seguido de transporte por corrente de detritos. Esta hipótese é mais consistente, porém esbarra em restrições à ocorrência de erupções freáticas em ambiente marinho profundo e sem registro comprovado de eventos explosivos. A alternativa considerada neste trabalho é das brechas do DIB terem sua origem associada a uma antiga falha de crescimento, provavelmente situada próximo ao depósito (Fig.1). As falhas de crescimento são comuns em riftes e permanecem ativas durante boa parte da evolução destes ambientes. Os “debritos” acumulados ao longo destas falhas, do lado abatido das mesmas, são em geral tidos como evidência de que falhas deste tipo existiram (Sangster 1999), embora em muitos casos elas possam estar mascaradas por intrusões ígneas ou reativações. Na região de Carajás são reportadas brechas intra-formacionais, provavelmente ligadas a falhas de crescimento, próximo aos depósitos de N4E (Hoppe et al. 1987) e Pojuca (Winter 1994). No DIB, além das brechas mineralizadas, consideradas aqui como um depósito de *debris-flow* provavelmente gerado junto a uma falha, ocorrem diversos níveis menores de brechas e feições de *slump* que se repetem por todo o conjunto sedimentar, indicando uma atividade tectônica recorrente, talvez ligada a movimentações ao longo de uma ou mais falhas de crescimento.

O processo de mineralização A mineralização primária a Cu-Au do DIB relaciona-se sobretudo ao horizonte basal de brechas, sendo portanto *stratabound*. Os exames petrográficos mostraram que a mineralização e alteração concentram-se na matriz daquelas rochas, mas também os fragmentos líticos estão em parte invadidos e substituídos. Assim, a alteração e mineralização devem ter ocorrido sobretudo por substituição da matriz fina, com reação parcial dos fluidos também com os litoclastos. A questão principal, entretanto, refere-se à época da mineralização. Se ela ocorreu pouco tempo após a deposição das brechas, fatores como porosidade, permeabilidade e posição do nível de

brechas, em meio a unidades mais impermeáveis como as vulcânicas e os turbiditos, podem ter sido determinantes na movimentação lateral dos fluidos através da camada de brechas e localização do minério na matriz daqueles sedimentos. Se a mineralização ocorreu após a litificação ou metamorfismo, será preciso explicar como as rochas tiveram sua permeabilidade restaurada e que processos determinaram o confinamento do minério ao horizonte das brechas.

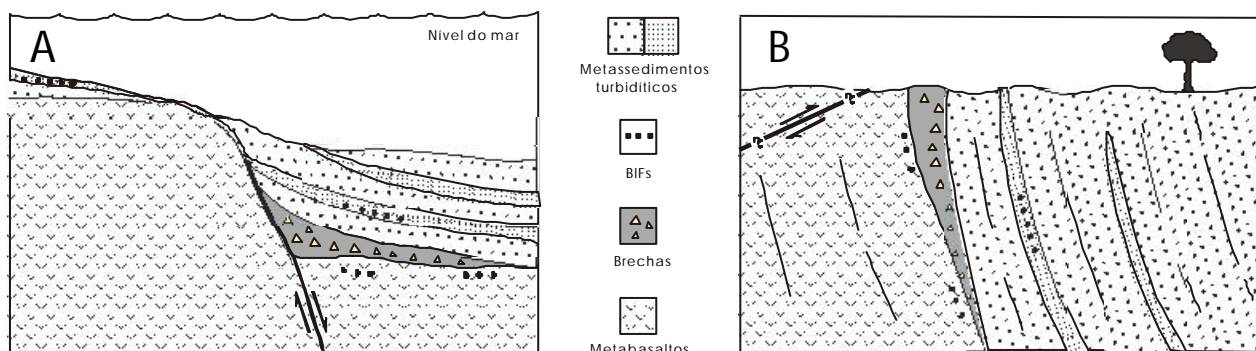


Fig.1: (A) Modelo para a origem das brechas de Igarapé Bahia, geradas por *debris-flow* submarino junto a provável falha de crescimento.(B) Posição atual verticalizada das rochas do Grupo Igarapé Bahia (desenhos sem escala).

Agradecimentos. Os autores agradecem à equipe da CVRD de Igarapé Bahia, à CPRM e à FAPESP (Proc.99/03058-0).

Referências

- Almada, M.C.O. e Villas, R.N. 1999. O depósito Bahia: um possível exemplo de depósito de sulfeto vulcanogênico tipo Besshi arqueano em Carajás. *Revista Brasileira de Geociências* **29**(4): 579-592.
- Bocalon, V.L.S.1997. *Caracterização da mineralização primária de Cu-Au da mina do Igarapé Bahia, Carajás, PA.* CCT-UNISINOS, S. Leopoldo, RS. Tese de mestrado.120p.
- DOCEGEO. 1988. Província Mineral dos Carajás. Litoestratigrafia e principais depósitos minerais. In: SBG-Congresso Brasileiro de Geologia 35. *Anexo dos Anais*. 165p.
- Ferreira F°, C.F. 1985. *Geologia e mineralizações sulfetadas do prospecto Bahia, Província Mineral de Carajás.* UnB, Brasília. Dissertação de mestrado. 112p.
- Gibson, H.L.; Morton, R.L. e Hudak, G.J. 1999. Submarine volcanic processes, deposits, and environments favorable for the location of volcanic-associated massive sulfide deposits. *Reviews in Economic Geology* **8**, pp.13-51.
- Hoppe, A.; Schobbenhaus, C. e Walde, D.H.G. 1987. Precambrian Iron Formation in Brazil. In: Appel, P. e LaBerge, G. (eds.) *Precambrian Iron Formations*. Theophrastus Publ., Athens, pp 347-390.
- McPhie, J; Doyle, M. e Allen, R. 1993. *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks.* University of Tasmania, CODES. 198p.
- Sachs, L.L.B. 1993. *O magmatismo associado ao depósito cupro-aurífero do Igarapé Bahia, Carajás, Pará, Brasil.* IG-UNICAMP, Campinas, SP. Dissertação de Mestrado. 142p.
- Sangster, D.F. 1999. Volcanic-exhalative massive sulphide deposits. In: Silva, M. e Misi, H. (eds.) *Base metal despoits of Brazil*, pp.13-15.
- Tallarico, F.H.B.; Rego, J.L. e Oliveira, C.G. 1998. A mineralização de Au-Cu de Igarapé Bahia, Carajás: um depósito da classe óxido de Fe(Cu-U-Au-ETR). In: SBG-Congr. Bras.Geol.40, B.H., *Anais*. p. 116.
- Tallarico, F.H.B.; Oliveira, C.G. e Figueiredo, B.R. 2000. The Igarapé Bahia Cu-Au mineralization, Carajás Province. *Revista Brasileira de Geociências* **30**(2):230-233.
- Tazava, E. e Oliveira, C.G. 2000. The Igarapé Bahia Au-Cu (REE-U) deposit, Carajás, Brazil. In: Porter, T.M. (ed.) *Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposit: a global perspective.* Australian Mineral Foundation Inc. pp.203-212.
- Winter, C.J. 1994. *Geology and base-metal mineralization associated with Archaean iron-formation in the Pojuca Corpo Quatro deposit, Carajás, Brazil.* Unpubl. PhD thesis, University of Southampton.

Ocorrência Inédita de Paleoaluviões mineralizados a Cassiterita na Mina de Pitinga, Amazonas, Brasil.

J. M. T .M. Ferron¹ & O. R. R. Minuzzi²

Mineração Taboca S.A. - Área de Geologia e Pesquisa da Mina de Pitinga

1- jmaximino@mamore.com.br 2 - ominuzzi@mamore.com.br

Introdução

Depósitos aluvionares mineralizados a cassiterita vem sendo lavrados desde 1979 na Mina Pitinga, localizada na porção norte do craton amazônico, a cerca de 300Km a norte de Manaus – AM., de propriedade da Mineração Taboca S.A. – Grupo Paranapanema S.A. Os aluviões típicos mineralizados a cassiterita que ocorrem em Pitinga, atualmente em exploração, são de pequeno a médio porte, apresentando espessura média de 5 a 6m. Eventualmente, em áreas de relevo acidentado pode ocorrer um nível aluvionar suspenso, definido por Veiga et al, 1986, como paleocanais. Paleoaluviões soterrados e mineralizados na região de Pitinga –AM, são inéditos e ocorrem em posição inferior e independente da drenagem atual, com desníveis de cerca de 4 a 5m em relação a esta. Este rebaixamento de nível de base deposicional foi acompanhado por substancial deposição de material argilo-arenoso extremamente bem selecionado, que constitui hoje um pacote de cerca de 8 a 12 metros de espessura com teores extremamente elevados de cassiterita concentrados na base do mesmo. Trabalhos prospectivos em escala piloto utilizando-se diferentes métodos geofísicos foram utilizados com resposta não satisfatória.

Geologia

O contexto geológico regional que se apresenta caracteriza-se pela presença de corpos graníticos peralcalinos, peraluminosos e metaluminosos especializados, de idade Proterozóico Inferior, intrusivos em rochas vulcânicas ácidas a intermediárias e piroclásticas associadas pertencentes ao Grupo Iricoumé (1888±3 Ma, Costi et al. 2000). Os batólitos graníticos principais são denominados Granito Madeira (60 Km²) e Granito Água Boa (360 km²), especializados em Sn. Apresentando o primeiro mineralizações de Sn, Nb, Ta, Zr, ETR e criolita, associadas ao fácies Albita Granito, e o segundo mineralizações de Sn associadas a Topázio Granitos e greisens e Episenitos sódicos (Costi et al, 1996).

Depósito Aluvionar

Os depósitos aluvionares presentes na área, mineralizados à cassiterita, são de pequeno a médio porte, com espessuras médias de 4 a 6m, variando de cerca de 15 a 20 Km de extensão com 300 a 400m de *flat* os de médio porte, estes já completamente exauridos, até aluviões de pequeno porte, com cerca de 2 a 3 Km de extensão e *flat* de 50 a 120m de largura. São constituídos por sedimentos inconsolidados, extremamente imaturos resultantes de processos de movimentos de massa e deposições rápidas típicos de clima semi-árido e chuvas torrenciais, ocorrentes anteriormente à instalação da floresta amazônica atual, cuja última expansão teria se iniciado a cerca de 11.000 anos, no declínio da última glaciação, no final do Pleistoceno – início do Holoceno, Veiga et. al., (1987).

Os paleodepósitos aluvionares soterrados, de ocorrência inédita na região de Pitinga, apresentam espessura média variando de 8 a 12 metros, cerca de 1500 m de extensão (já pesquisada) e largura em torno de 200m. O perfil típico é caracterizado da base para o topo por um nível de cascalho fino areno-argiloso com espessura variando de 10 a 50cm extremamente rico em cassiterita, com teores de concentrados em bateia atingindo 50 a 60% do concentrado, seguido por um nível argiloso com espessura média de 4 a 5 metros, estéril em cassiterita, caracterizado por uma argila plástica de coloração creme a bege acinzentada, extremamente enrijecida, visualmente bastante similar ao substrato vulcânico intemperizado característico nos aluviões atuais nesta região. Sobrepõe-se a este, um nível areno-argiloso, com espessura variando de 3 a 4 metros fracamente mineralizado em cassiterita. Finalmente, um nível argilo-arenoso pode estar presente com espessuras variando de 1 a 2 metros, também fracamente mineralizado em cassiterita. O nível basal arenoso é responsável por mais de 90% da cassiterita presente no depósito. A base do pacote está assentada em substrato constituído de rocha vulcânica intemperizada.

Este paleoaluvião foi detectado no ano de 1999, através de sondagem rotativa em área de relevo suave e topografia relativamente plana, onde algumas drenagens da área (domínio de rochas vulcânicas) apresentam nascentes na Serra do Madeira (Albita granito mineralizado) distante cerca de 20 a 30 km do local pesquisado. Este depósito constitui-se em um alvo potencialmente promissor para ocorrências desta natureza, até então não considerados.

A sondagem aluvionar tipo Banka, utilizada em grande escala na região para a pesquisa dos aluviões tradicionais, não atravessa a camada de argila enrijecida que separa a sequência deposicional mais recente da sequência deposicional que caracteriza o paleoaluvião. Por isso, foi utilizado sonda rotativa com diâmetro HW e NW para a pesquisa desse paleo-deposito aluvionar.

Este pacote aluvionar, foi lavrado por cerca de 1,4 anos por um conjunto de draga e planta flutuante, tendo sido lavrado um total de 1.600.000m³ correspondendo a 546 toneladas de Sn recuperadas.

Geofísica

Visando rastrear a presença dos paleoaluviões, minimizando os investimentos em exploração, definiu-se um programa piloto de investigação geofísica em área conhecida mineralizada, onde já se dispunha de dados de sondagem. Foram utilizados numa mesma área de 300 x 800m, previamente sondada em malha 50 x 20m, três métodos de investigação geofísica sendo: GPR (Ground Penetrating Radar), Sísmica de Refração e Eletroresistividade. Nenhum método mostrou-se suficientemente eficaz na identificação segura dos paleoaluviões.

Mineralogia

Realizou-se análise mineralógica em concentrados de minerais pesados das duas seqüências deposicionais, sendo de 0,0 a 2,0 m, correspondendo a seqüência mais recente e de 7,0 a 8,0 m de profundidade, correspondendo ao nível de cascalho areno-argiloso do paleoaluvião (Tabela 1).

Tabela 1: Mineralogia do paleodepósito aluvionar

Profundidade (m)	Fração granulométrica	Cassiterita %	Zircão %	Magnetita/Hematita %	Hematita %	Topázio %	Columbita/Tantalita %
0 a 1 m	Magnética 1000 > Ø < 350µ	40	20	34,28		5,72	
	Magnética 350 > Ø < 80 µ	17,21	6,18	79,95		0,66	
	Não magnética Ø 880 a 125µ	34,60	44,35		7,97	10,82	2,26
1 a 2 m	Magnética 1000 > Ø < 125µ	35	5	60			
	Não magnética Ø 1000 a 150µ	63,33	26,91		4,38	3,25	2,13
7,0 a 8,0 m	Magnética 350 > Ø > 125 µ	59,92	4,84	28,63			6,61
	Não magnética 750 > Ø > 350µ	42,31	51,92		3,85	1,92	
	Não magnética Ø < 350 µ	52,27	27,65		11,45	3,89	4,74

Os minerais zircão e cassiterita identificados nas duas seqüências deposicionais apresentam características morfológicas muito similares. O zircão ocorre como cristais em bipirâmides sem desenvolvimento de prisma, metamórficos, com características semelhantes aos cristais de zircão do albíta-granito do Granito Madeira. Apresentam coloração amarelada, avermelhada ou caramelo, foscas ou com brilho graxo, translúcidos e bastante arredondados. Ocorrem, também a na forma de cristais incolores a acinzentados com brilho vítreo a adamantino e formas totalmente preservadas, são de granulação mais fina prismáticos alongados e também achatados. A cassiterita apresenta coloração preta ,marron amarelado com tonalidade escura, caramelo, avermelhada e também zonada, translúcida ou opacas e arredondada.

As Figuras 1 e 2 mostram curvas cumulativas do ROM e da concentração de Sn. Observa-se que mais de 50% da massa apresenta granulometria mais fina que 325# . Esta característica está relacionada principalmente ao nível argiloso de cerca de 4 a 5 metros presente no pacote. Praticamente 95% do Sn presente está acima de 100# mostrando que praticamente toda a cassiterita ocorre no intervalo basal de cascalho fino areno-argiloso é concentravel em jigues.

Figura 1 – Granulometria do ROM

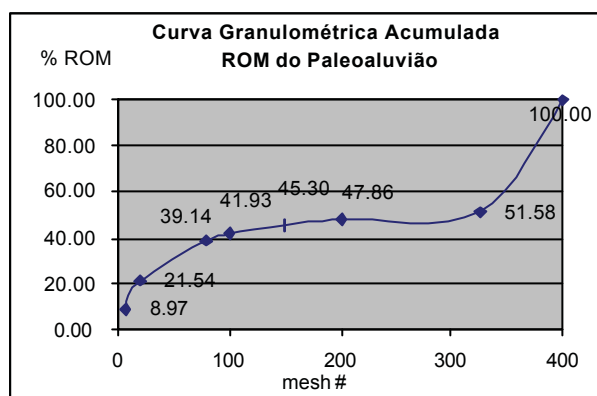
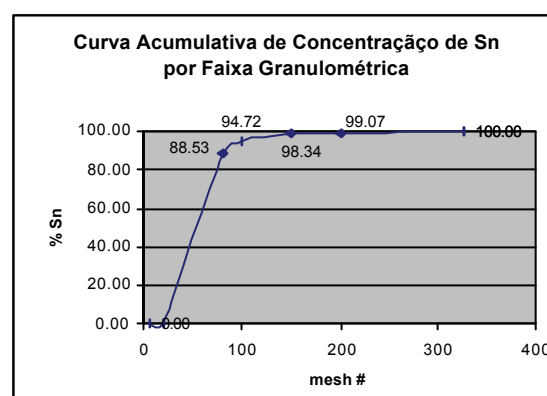


Figura 2 – Teor de Sn



Conclusões

A descoberta de paleoaluviões mineralizados à estanho, podendo ter como subproduto nióbio e tântalo, abre novas perspectivas para a região. O grande potencial econômico apresentado por este depósito, requer agilidade em termos prospectivos, porém as técnicas geofísicas empregadas para agilizar a detecção dos mesmos, não responderam positivamente.

As características mineralógicas apresentadas principalmente pelos zircões, na seqüência aluvionar recente e no paleoaluvião são indicativos de uma origem comum. A geração do paleoaluvião relaciona-se ao rebaixamento do nível de base na área, provavelmente por atividades tectônicas.

A ocorrência conjunta de zircões com tipos morfológicos distintos, sugere a contribuição de mais de uma fonte para o sedimento, pois tem-se em ambas seqüências deposicionais a presença de zircões com formas totalmente preservadas, indicando um transporte muito curto e deposição próximo à fonte, associados a zircões com formas bipiramidal sem prisma, metamórficos e foscas, arredondadas, semelhantes aos encontrados no albíta-granito do Granito Madeira, indicando transporte longo.

Referências bibliográficas

Costi, H.T. 2000 – Petrologia de Granitos Alcalinos com Alto Flúor Mineralizados em Metais Raros: O Exemplo do Albíta-Granito da Mina Pitinga, Amazonas, Brasil. Tese de Doutorado – Universidade Federal do Pará-PA –Brasil.

Costi, H.T.; Dall’Agnol, R.; Minuzzi, R.R. & Teixeira, J.T. 1996b, Tin-bearing sodic metasomatic epy sienites associated with the Agua Boa Granite, Pitinga, Amazonian Craton, Brazil. In: Haapala, I.; Ramo, O.T. & Kosunen, P. (eds) The Seventh International Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks. Helsinki, University of Helsinki, Abstract Volume, p. 16.

Daoud, W. E. K., & Veiga, A. T. C. (1986) - Geologia dos Aluviões Estaníferos da Mina de Pitinga-AM. In: ANAIS DO XXXIV CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Goiânia-GO, v.5.

Veiga, A. T. C., Dardene, M. A., Salomão, E. P. (1988) - Geologia dos Aluviões Auríferos e Estaníferos da Amazônia. In: ANAIS DO XXXV CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Belém-PA, v. 1.

Caracterização do minério sulfetado do Alvo Gameleira, Serra dos Carajás

André Fleck¹, Zara Gerhardt Lindenmayer²

Universidade do Vale do Rio dos Sinos. 1 andre@euler.unisinos.br , 2 zara@euler.unisinos.br

Introdução

O Alvo Gameleira corresponde à extensão leste do depósito de Cu-Zn do Pojuca. Está localizado no sudeste do Estado do Pará, no município de Parauapebas, distando 64 km do Núcleo Urbano de Carajás (Santos 1993).

O depósito de Gameleira é a primeira área mineralizada em Carajás, na qual foi estabelecida uma clara associação entre o minério venular, composto por calcopirita, molibdenita, ouro e fluorita e um granito paleoproterozóico: o sienito aplítico relacionado ao granito Pojuca (Lindenmayer *et al.* neste Simpósio).

O Depósito de Cu (Au-Mo) do Alvo Gameleira está hospedado nas rochas do Grupo Salobo-Pojuca composto por anfíbolitos, quartzitos, biotita-xistos e hidrotermalitos, pertencentes ao Supergrupo Itacaiúnas, o qual compreende uma faixa deformada, de direção WNW (Docegeo 1988, Winter 94).

As encaixantes imediatas do depósito são andesitos e gabros hidrotermalmente alterados e xistificados, cortados por dois granitóides, um paleoproterozóico e o outro mesoproterozóico.

O minério encontrado no depósito apresenta-se principalmente de forma venular, sendo composto por calcopirita, pirita, molibdenita, Co-pentlandita, cobaltita, magnetita, hematita, Au e uraninita. O minério ocorre também disseminado nos andesitos e gabros, além de apresentar-se como minério *stratabound* nos hidrotermalitos, nos quais é composto por calcopirita, pirita, hematita e magnetita intercaladas com bandas de quartzo, biotita verde e grunerita.

Este trabalho apresenta a sucessão mineral encontrada nos veios do Alvo Gameleira, bem como a caracterização granulométrica dos minerais de minério presentes.

Minério venular

Os veios mineralizados que cortam todas as rochas do Alvo Gameleira contêm invariavelmente quartzo poligonal, em mosaico e biotita verde nas bordas, esta incluindo sempre minerais radioativos (allanita, apatita e uraninita), os quais provocam o aparecimento de halos pleocróicos abundantes, geralmente em cordões balizando a borda externa do veio. Os sulfetos, calcopirita e bornita, encontram-se aureolados por fluorita, ou albita, sendo este último, um mineral também muito freqüente na assembléia dos veios. Turmalinas, muscovita, clorita e

carbonato ocorrem nos veios mineralizados. O carbonato, bastante raro e aparentemente restrito aos veios encaixados no gabro, costuma selar a parte central da fratura, onde aparece, junto com a fluorita e calcopirita. Assim sendo, o carbonato pós-data a mineralização sulfetada. A molibdenita está predominantemente na salbanda dos veios, junto com a biotita verde ou quartzo. Seus *flakes* dobrados têm dimensões variadas (0,1mm – 1,5cm). Au foi detectado em duas associações diferentes: em vênulas de quartzo e biotita verde, junto com pirita, calcopirita, fluorita e molibdenita; e em veio de feldspato potássico, turmalina, quartzo e fluorita, em filme na borda da turmalina. Veios deste tipo cortam, tanto os gabro e andesitos, como os hidrotermalitos.

Composição química dos sulfetos

As análises químicas dos sulfetos mostrou que o Au e a Ag concentram-se predominantemente na estrutura da calcopirita e pirita e subordinadamente na bornita enquanto que o Cr concentra-se preferencialmente na calcopirita e bornita, apresentando conteúdos menores na pirita, como pode ser observado nos diagramas da figura 1.

Figura 1

Caracterização granulométrica do minério

O tamanho de grão dos minerais de minério, tanto disseminados quanto venulares, foi determinado com o intuito de auxiliar na caracterização física do minério do Alvo Gameleira. A medida dos grãos foi realizada em 81 lâminas delgadas, com o auxílio de um microscópio petrográfico, usando-se as objetivas de 4X e 10X, e oculares de 10X. Os 158 minerais de minério mensurados foram agrupados em 5 classes de freqüência, conforme mostradas na tabela abaixo.

Classe	Minério Venular	Minério Disseminado
1	0,01 a 0,25mm	0,01 a 0,05mm
2	0,25 a 0,75mm	0,05 a 0,25mm
3	0,50 a 1,25mm	0,25 a 0,50mm
4	1,25 a 2,5mm	0,50 a 1,50mm
5	2,5 a 19mm	0,75 a 1,50mm

Ao comparar a distribuição percentual de cada classe dos minerais de minério, observou-se que os sulfetos venulares têm, em geral, uma granulação maior do que os disseminados (figura 2).

Figura 2

Analisando-se cada um dos principais minerais de minério separadamente, observa-se que a pirita ocorre preferencialmente em veios (57%) e subordinadamente de forma disseminada (43%).

Nos veios, a pirita é observada em duas classes granulométricas principais: (1) com tamanhos entre 0,12 a 0,20mm (75%) e (2) entre 0,21 a 0,37mm (25%), com predominância da primeira. Ou seja, predomina a pirita em grãos muito pequenos e nos veios.

A bornita, tal como a pirita encontra-se, também principalmente no minério venular (74%) . A bornita disseminada abrange as classes 1, 2 e 3.

A calcopirita que representa o principal sulfeto de cobre presente no Alvo Gameleira, está concentrada principalmente em veios, conforme mostrado na figura 3. Nesses veios, a granulometria mais freqüente corresponde à classe 2 (0,25-0,75mm).

Figura 3

A calcopirita disseminada concentra-se na classe 2 (0,05-0,25mm).

A magnetita predomina nos veios, 61% dela se encontra sob forma venular e 39% disseminada.

Referências bibliográficas

- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, *Anexo aos Anais*, 11-54.
- Santos, A.B.S. 1993. Prospecto Pojuca leste: avaliação dos dados disponíveis e sugestão de pesquisa complementar. DOCEGEO.
- Winter, C.J. 1994. Geology and Base-Metal Mineralization Associated with Archean Iron-Formation in the Pojuca Corpo Quatro Deposit, Carajás, Brazil. PhD Thesis, Universidade de Southampton, Inglaterra.

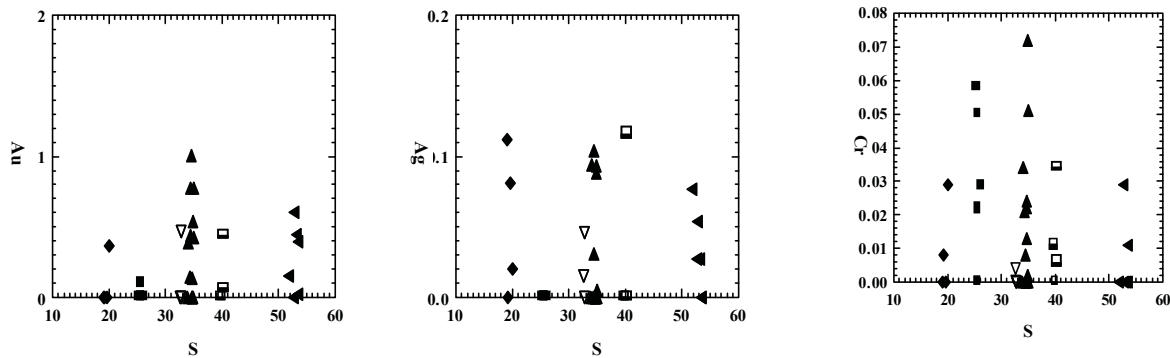


Figura 1 – Representação da composição dos sulfetos do depósito do Gameleira. Símbolos: losângulo preenchido – cobaltita; quadrado preenchido – bornita; triângulo invertido – cobalto-pentlandita; triângulo preenchido – calcopirita; quadrado semi-preenchido – molibdenita; triângulo deitado preenchido – pirita.

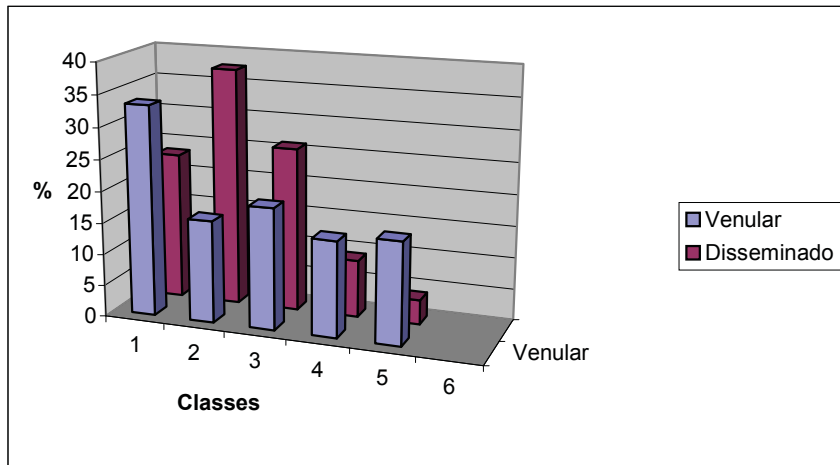


Figura 2- Comparação percentual das classes de tamanho do minério venular e disseminado.

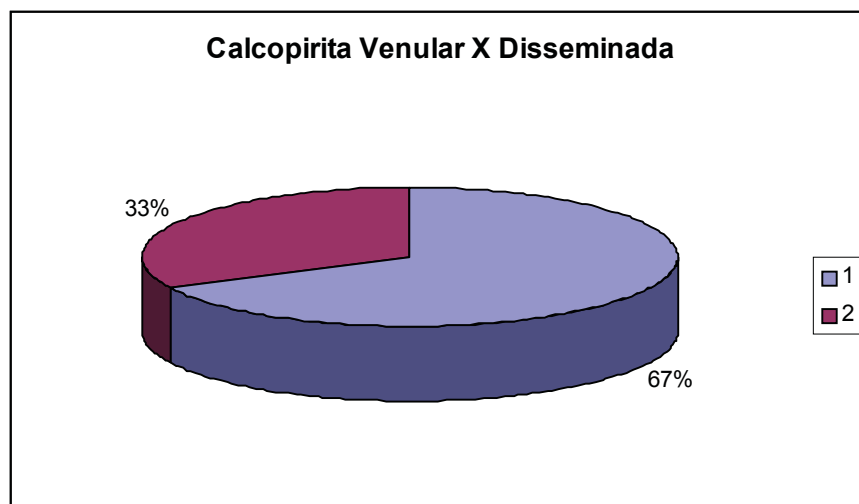


Figura 3- Distribuição percentual da calcopirita no minério venular e disseminado.

O depósito aurífero de Chega Tudo (Cinturão Gurupi): geologia e fluidos mineralizantes

Evandro L. Klein*, Cesar A. Torresini**, Geraldo M. Brandão**, Sergio J.C. Melo**, José W. Ribeiro**, Marcos A. Ferreira**

*CPRM/Serviço Geológico do Brasil, Belém-PA. e-mail: eklein@amazon.com.br

**Mineração Chega Tudo Ltda.

Introdução

O Cinturão Gurupi contém uma série de ocorrências e depósitos auríferos ainda subeconômicos, como Montes Áureos, Serrinha, Cipoeiro e Chega Tudo, no Estado do Maranhão, com recursos da ordem de 66 t Au (Newmont 2001), e Cachoeira, no Estado do Pará (Fig. 1). Essas mineralizações estão associadas a um estreito corredor transcorrente (Zona de Cisalhamento Tentugal) próximo ao Cráton São Luís e, com exceção do depósito de Cipoeiro (hospedado em tonalitos deformados), todos os demais depósitos encontram-se hospedados em rochas metavulcano-sedimentares do Grupo Gurupi.

O depósito de Montes Áureos foi estudado por Yamaguti (2000), que descreveu a mineralização como associada a vênulas de quartzo+carbonato hospedadas principalmente em rochas metassedimentares, com ouro associado a arsenopirita e pirita e a uma alteração composta por clorita, carbonato e epidoto. Estudos de inclusões fluidas e microquímica de cloritas hidrotermais (Yamaguti 2000) definiram fluidos aquo-carbônicos de baixa salinidade e densidade moderada como responsáveis pela mineralização que teria ocorrido sob condições de temperatura e pressão entre 260° e 350°C (provavelmente em torno de 300°C) e 1,3 a 2,8 kb.

A disponibilização de testemunhos de sondagens realizadas no depósito de Chega Tudo (alvo Mandiocal) permite, neste trabalho, a caracterização geológica desta mineralização, contando também com informações preliminares de inclusões fluidas, contribuindo, assim, para o paulatino avanço no entendimento da metalogenia aurífera do Cinturão Gurupi.

Geologia Regional

Na região limítrofe entre os estados do Pará e Maranhão afloram conjuntos rochosos do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi, ambos recobertos por sedimentação proterozóica a fanerozóica (Fig. 1). O Cráton São Luís é dominado por três suítes granitóides, Tromai, Rosário e Tracuateua, todas paleoproterozóicas, com idades entre 2086 e 2165 Ma (Gorayeb et al. 1999; Klein & Moura 2001; Palheta 2001) e pela seqüência metavulcano-sedimentar do Grupo Aurizona, de cerca de 2240 Ma (Klein & Moura, 2001). O Cinturão Gurupi, desenvolvido na borda SSW do cráton, consiste em uma unidade alongada e estruturada segundo NW-SE. É composto pela seqüência metavulcano-

sedimentar do Grupo Gurupi, com metavulcânicas félsicas de idades entre 2148 e 2160 Ma (Klein & Moura, 2001) intercaladas com gnaisses e fatias retrabalhadas da Suíte Tromai e com corpos de granitóides paleoproterozóicos e neoproterozóicos (Palheta 2001), cujas relações de contato com as rochas vulcano-sedimentares permanecem obscuras.

Geologia do depósito

O alvo Mandiocal do depósito de Chega Tudo, localizado na vila homônima (Fig. 1), foi amostrado através de sondagem (furo MD16) que corta um pacote de rochas metavulcânicas félsicas e intermediárias intercaladas com rochas metassedimentares, muitas delas ricas em magnetita (metapelitos?, metarcóseos?), todas metamorfizadas e/ou hidrotermalizadas em condições de fácies xisto verde a anfíbolito baixo. Esse pacote metavulcano-sedimentar, pertencente ao Grupo Gurupi, encontra-se com a xistosidade e/ou foliação milonítica orientada segundo N35°W, com mergulhos subverticais para SW. Duas zonas mineralizadas foram intersectadas, entre 51 e 68 m e entre 97 e 97,5 m de profundidade, e são separadas por zonas hidrotermalizadas. Na zona superior a mineralização (teor > 1 ppm) está contida em um metadacito pórfiro, fortemente deformado, contendo porfiroclastos de quartzo e plagioclásio imersos em matriz quartzo-feldspática hidrotermalizada e milonítica. A alteração hidrotermal compõe-se de mica branca e quartzo, com níveis milimétricos de pirita concordantes com a foliação. O nível mineralizado inferior (teor médio de 0,5 ppm) corta quartzo-sericita xisto com níveis de magnetita, contendo quartzo, clorita e carbonato na alteração hidrotermal.

Inclusões Fluidas

Estudos de inclusões fluidas (IF) encontram-se em andamento, objetivando o estabelecimento de parâmetros físico-químicos (P-T-composição) dos fluidos responsáveis pela mineralização. O estudo é realizado em vênulas de quartzo+carbonato associados à alteração hidrotermal nas profundidades de 77 e 96 m (amostras MD77 e MD96, respectivamente). O quartzo encontra-se fortemente deformado e ocorre sob a forma de porfiroclastos com extinção ondulante, lamelas de deformação e fragmentação de bordas de grãos. Esses porfiroclastos ocorrem imersos em matriz fina, poligonizada, em geral com os limites de grãos decorados por IF minúsculas. Sulfetos, carbonato e raros cristais de plagioclásio preservados encontram-se encaixados na foliação.

IF aquo-carbônicas bifásicas (volume da fase carbônica predominantemente entre 15 e 25%) e, subordinadamente, carbônicas monofásicas são abundantes na amostra MD77 e subordinadas na amostra MD96, ocorrendo freqüentemente isoladas ou em pequenos grupamentos aleatórios nas porções mais centrais dos porfiroclastos de quartzo, constituindo grupos de inclusões sincrônicas (GSI – Fonarev et al. 1998), raramente coexistindo com IF aquosas. Essas IF apresentam formas variadas (poligonizadas, irregulares, elipsoidais, cristal negativo) e possuem dimensões em geral

inferiores a 10 μ m. Análises microtermométricas mostraram os seguintes resultados: fusão da fase carbônica entre -56,6° e -59,5°C; homogeneização parcial da fase carbônica entre 9,0° e 17, 9°C; fusão do clatrato entre 3,5° e 10,0°C (moda em 7,5°C); homogeneização total entre 250° e 460°C (valores mais altos obtidos em IF com evidências de estrangulamento), com maior concentração de valores entre 320° e 410°C. Inclusões aquosas ocorrem em várias gerações. A maioria apresenta pequena proporção da fase vapor (~5% vol.), baixa salinidade, homogeneização final inferior a 200°C e distribui-se em planos ou de forma aleatória, mostrando seu caráter tardio em relação às inclusões carbônicas e aquo-carbônicas. Outro grupo, menos numeroso e também de baixa salinidade, ocorre espacialmente associado às inclusões portadoras de CO₂ e possui maior volume de vapor (15-30%) e temperaturas de homogeneização final entre 290° e 380°C.

Discussão e conclusões

O metamorfismo regional da seqüência hospedeira da mineralização em Chega Tudo variou de xisto verde baixo a anfíbolito baixo, por comparação com Montes Áureos, onde a transição xisto verde-anfíbolito ocorreu entre 420-450°C e 2-3 kb (Yamaguti 2000), valores que podem ser considerados mínimos para as condições de pico metamórfico, o qual deve ter ocorrido algumas dezenas a uma centena de graus acima desses valores. A mineralização em Chega Tudo, a julgar pelos dados microtermométricos e paragênese hidrotermal, ocorreu após o pico metamórfico, mas sob regime deformacional ainda dúctil, conforme evidência microestrutural apresentada pelo quartzo.

Devido ao grau de deformação apresentado pelo quartzo hospedeiro, as IF podem ter sido modificadas/re-equilibradas após seu aprisionamento. Esse processo pode afetar a homogeneização final e a densidade das inclusões, mas a composição original, dada a sua constância, deve ter sido mantida. Ainda, a presença de IF portadoras de CO₂ nas porções centrais dos porfiroclastos de quartzo e/ou alguns GSI com volume da fase carbônica relativamente constante, sugerem que essas IF sejam a melhor aproximação dos fluidos precoces que percolaram o quartzo hospedeiro e são tentativamente relacionadas ao evento mineralizador.

Este é interpretado como sendo aquo-carbônico rico em CO₂, com proporções menores de outros compostos (CH₄ e/ou N₂) na fase carbônica e de baixa salinidade (<5% NaCl equiv.). A densidade do fluido é moderada, em torno de 0,87-0,80 g/cm³ (pouca variação), e seu aprisionamento ocorreu entre 320° e 410°C, provavelmente abaixo de 3 kb. Não está claro, no momento, se o fluido original era homogêneo ou se separação de fases ocorreu previamente a possíveis modificações pós-formacionais.

A origem do CO₂ está provavelmente ligada a reações de desvolatilização da seqüência metavulcano-sedimentar hospedeira. Nessas condições, fluidos metamórficos com as características

composicionais encontradas em Chega Tudo são liberados por reações de desidratação e decarbonização (Powell et al. 1991) e os xistos carbonosos presentes na seqüência metavulcano-sedimentar, que são inclusive hospedeiros da mineralização aurífera no depósito de Serrinha, são fontes potenciais importantes para carbono ou CO₂.

As características geológicas e dos fluidos, aqui descritas, são compatíveis com as de depósitos mesozonais estruturalmente controlados, hospedados em cinturões metamórficos de várias idades (e.g. McCuaig & Kerrich 1998).

Agradecimentos

Contribuição ao projeto PRONEX-CNPq-FADESP 66.2103/1998-0, processo 420.000/00.

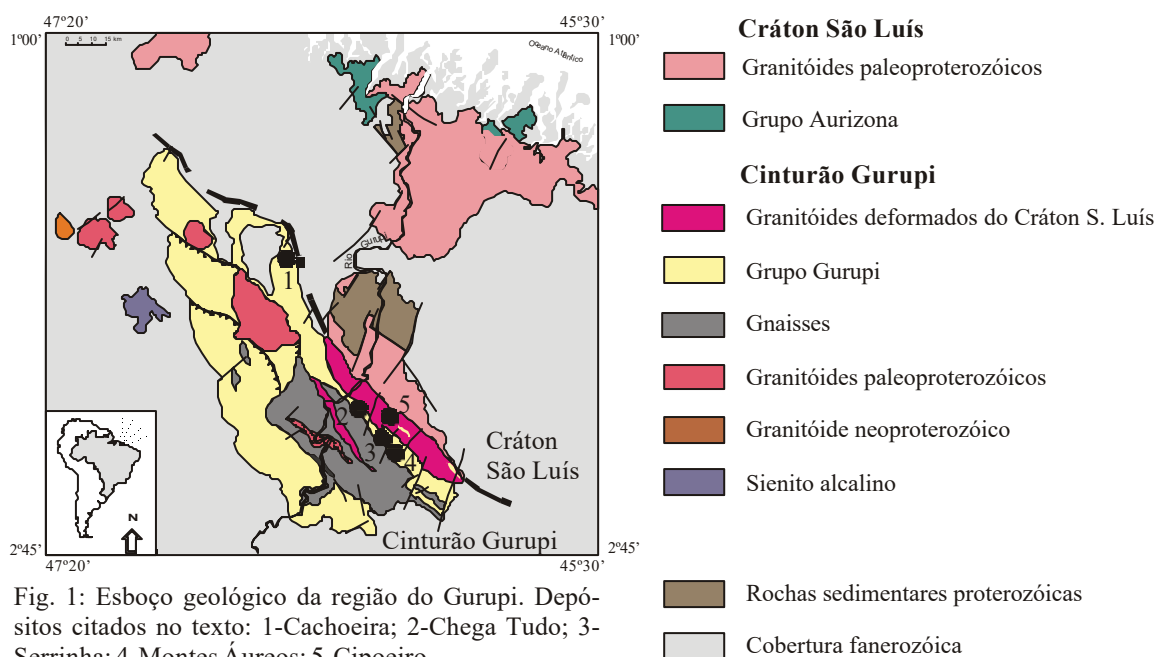


Fig. 1: Esboço geológico da região do Gurupi. Depósitos citados no texto: 1-Cachoeira; 2-Chega Tudo; 3-Serrinha; 4-Montes Áureos; 5-Cipoeiro.

Referências Bibliográficas

- Fonarev V.I., Touret J.L.R., Kotelnikova Z.A. 1998. Fluid inclusions in rocks from the Central Kola granulite area (Baltic Shield). *European Journal of Minealogy*, **10**: 1181-1200.
- Gorayeb P.S.S., Gaudette H.E., Moura C.A.V., Abreu F.A.M., 1999. Geologia e geocronologia da Suíte Rosário, nordeste do Brasil, e sua contextualização geotectônica: *Rev. Bras. Geociências*, **29**: 571-578.
- Klein E.L., Moura C.A.V. 2001. Age constraints on granitoids and metavolcanic rocks of the São Luís craton and Gurupi belt, northern Brazil: implications for lithostratigraphy and geological evolution. *Intern. Geol. Review*, **43**: 237-253.
- McCuaig T.C., Kerrich R. 1998. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics. *Ore Geology Reviews*, **12**: 381-453.
- Newmont. 2001. Annual report 2000. 58 p.
- Palheta E.S.M. 2001. Evolução geológica da região nordeste do Estado do Pará com base em estudos estruturais e isotópicos de granitoides. Centro de Geociências, UFPA, Belém, Tese de Mestrado.
- Powell R., Will T.M., Phillips G.N. 1991. Metamorphism in Archaean greenstone belts: calculated fluid compositions and implications for gold mineralization. *Journal of Metamorphic Geology*: **9**: 141-150.
- Yamaguti H.S. 2000. *Mineralização aurífera de Montes Áureos (Maranhão): rochas hospedeiras, controles deposicionais e fluidos mineralizantes*. Centro de Geociências, UFPA, Belém, Tese de Mestrado, 79 p.

O Depósito Aurífero Amapari, Amapá: Fluidos Mineralizantes e Tipologia

Luciana Viana de Melo* e Raimundo Netuno N. Villas**

*Curso de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica da UFPa, lvmelo@bol.com.br

**Departamento de Geologia, Centro de Geociências, UFPa, netuno@ufpa.br

Introdução O depósito aurífero Amapari (DAA) é marcado por uma forte anomalia magnética, de forma elíptica, que ocorre a cerca de 18 Km a E-NE da cidade de Serra do Navio, Amapá. Trata-se de um depósito hidrotermal, cujo contexto geológico foi propício à circulação de fluidos de fontes diversas e a variados estilos de mineralização de ouro. Foi objetivo deste trabalho, assim, caracterizar físico-quimicamente esses fluidos, apontar aqueles que mais provavelmente transportaram o ouro, bem como propor uma tipologia para o depósito com base em dados geológicos, mineralógicos e microtermométricos.

Contexto Geológico O DDA acha-se hospedado em uma seqüência metavulcanossedimentar que faz parte da Suíte Metamórfica Vila Nova, de idade paleoproterozóica, e na qual rochas metassedimentares, clásticas e químicas, predominam sobre as rochas metavulcânicas, estas de natureza essencialmente máfica. O metamorfismo regional, de fácies anfibolito, foi responsável pelas assembléias mineralógicas atuais dos xistos e formações ferríferas bandadas (FFB), em que se destacam biotita, hornblenda, plagioclásio, Fe-granada, turmalina, cordierita, grunerita e quartzo, como também estruturas decorrentes de deformação em regime dúctil a rúptil. Unidades carbonáticas daquela seqüência foram subseqüentemente escarnitizadas, com produção de diopsídio, Fe-Mn-Ca granada, flogopita e periclásio, a quando da intrusão do granito Amapari, de caráter peraluminoso e idade K-Ar de 1826 ± 35 Ma. Esse metamorfismo termal atingiu condições das fácies hornblenda a piroxênio-hornfels, tendo provocado, nas outras unidades, mudanças locais de ordem basicamente textural. Durante o metamorfismo regional, o campo tensional foi favorável ao irrompimento de zonas de cisalhamento, que se manteve ativo após o alojamento do corpo granítico, imprimindo uma foliação que é marcante no pacote rochoso, mas apenas incipiente em alguns domínios deste corpo (Melo 2001).

Mineralização No depósito distinguem-se 1) um minério primário caracterizado por zonas ricas em sulfetos, os quais mostram, em geral, correlação positiva com os teores de ouro, e 2) um minério secundário, não estudado neste trabalho, correspondendo ao manto de enriquecimento supergênico, que atinge uma profundidade média de 50m. Aparentemente não houve desenvolvimento de cobertura gossânica e, se ela existiu, foi totalmente destruída por processos erosivos mais recentes.

Os sulfetos + Au primários ocorrem nos xistos, FFB (tipos óxido e óxido-silicático) e escarnitos. A mineralização foi disseminada e só localmente formou bandas milimétricas de

sulfetos, nem sempre contínuas, paralelas aos prováveis planos S_0 das FFB ou aos planos de foliação S_1 dos xistos. A pirrotita é o sulfeto mais abundante, que se faz acompanhar por quantidades subordinadas de pirita, calcopirita, pentlandita, esfalerita, galena e arsenopirita. A esses sulfetos juntam-se magnetita, quartzo, biotita, grunerita, granada e diopsídio como os principais minerais de ganga. A abundância dos sulfetos decresce no sentido xistos→FFB→escarnitos, com as maiores concentrações de ouro coincidindo, via de regra, com os domínios mais deformados, evidenciando um forte controle estrutural da mineralização que se faz segundo as direções N-S e NW-SE.

Sistemas Hidrotermais Os estudos de inclusões fluidas (IF) foi realizado em cristais de quartzo de veios contendo ou não sulfetos, que cortam os xistos e o granito, e mostrou que no sistema hidrotermal do DAA circularam fluidos aquo-carbônicos, aquosos e carbônicos. Estes últimos, por estarem aprisionados apenas em IF de ocorrência ocasional, não foram abordados neste trabalho.

As *IF aquo-carbônicas* ocorrem somente nos cristais de quartzo dos veios que contêm sulfetos e são todas de origem primária. À temperatura ambiente, essas IF mostram duas fases, uma aquosa (F_A) e outra carbônica (F_C), porém há aquelas que nucleiam uma bolha (fase vapor, F_{CV}) durante os testes de resfriamento. Em geral, predomina a fase carbônica fornecendo razões F_C/F_A que variam de 0,5 a 0,95, mas há IF em que a fase aquosa é dominante com razões F_A/F_C em torno de 0,6. A temperatura de fusão do CO_2 (T_{fCO_2}) fica abaixo de $-56,6^\circ C$, entre $-57,9$ e $-57^\circ C$, atribuindo-se essa depressão à presença de CH_4 . Se houve formação de clatratos, o foi em quantidade insignificantes que não puderam ser observadas, de modo que a salinidade dos fluidos aquo-carbônicos foi estimada em equiv. a $<10\%$ peso de NaCl com base na temperatura de fusão do gelo (T_{fg}) da fase aquosa. As densidades da F_C foram estimadas entre 0,80 e 0,92 g/cm^3 e as temperaturas de homogeneização total (Th_t) medidas na faixa de 270 a $>420^\circ C$.

As *IF aquosas* ocorrem em cristais de quartzo de ambos os tipos de veios. São IF mono, bi e trifásicas e dispõem-se, via de regra, ao longo de planos de fratura cicatrizados, mostrando serem pseudosecundárias. Algumas ocorrem isoladas e são provavelmente de origem primária. Os fluidos aquosos mostram temperaturas eutéticas (Te) que variam de $-79,9$ a $-10^\circ C$. As salinidades desses fluidos são também bastante variáveis com valores na faixa equiv. a 2 a $>34\%$ peso de NaCl, enquanto que Th_t , que se dá sempre no estado líquido, fica entre 104 e $260^\circ C$, embora 75 % dessas medidas caiam no intervalo de 145 a $230^\circ C$ e umas poucas ultrapassem $300^\circ C$. Esses fluidos mostram características que podem correspondê-los a cinco sistemas químicos diferentes: $NaCl+CaCl_2+H_2O$ ($\pm MgCl_2$, $\pm FeCl_2$), $NaCl+MgCl_2+FeCl_2+H_2O$, $NaCl+KCl+H_2O$, $KCl+H_2O$, além de um de comportamento anômalo que é devido provavelmente à presença de solutos incomuns ou

a fenômenos de metaestabilidade (Melo 2001). Os resultados das análises microtermométricas dos fluidos aquo-carbônicos e aquosos estão sumarizados na tabela 1.

Natureza dos Fluidos do Sistema Hidrotermal Amapari O diferente regime termal entre os fluidos aquo-carbônicos ($Th_t = 270$ a $>420^\circ\text{C}$) e os fluidos aquosos ($Th_t = 104$ a 260°C) é sugestivo de que esses fluidos tenham tido evoluções distintas. As variadas razões F_A/F_C nas IF aquo-carbônicas e a falta de correlação entre as Th_t e as proporções de CO_2 sugerem que o fluido aquo-carbônico era inicialmente homogêneo e sofreu imiscibilidade com o aprisionamento ocorrendo após a separação de fases. A presença de fluidos aquo-carbônicos somente em veios de quartzo contendo sulfetos e a constatação de que quanto maiores as quantidades de sulfetos, maiores são os teores de ouro, permitem inferir que esses fluidos sejam os mais prováveis transportadores deste metal. Os fluidos aquo-carbônicos devem fazer parte do primeiro evento hidrotermal, relacionado à instalação das zonas de cisalhamento, e foram provavelmente gerados por reações de descarbonização e desidratação de rochas sedimentares durante o metamorfismo regional a temperaturas entre >420 e 250°C . O ouro deve ter sido transportado por esses fluidos provavelmente na forma de complexos de enxofre do tipo $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ ou similares, em ambiente de baixa sulfidização.

Com o alojamento do corpo granítico, houve novo aporte de fluidos no sistema hidrotermal Amapari. Esses fluidos são essencialmente aquosos com salinidades e densidades variáveis e amplo intervalo de Th_t . Eles representam soluções magmáticas que interagiram a diferentes graus com as rochas encaixantes. Muito provavelmente, os fluidos do sistema $\text{NaCl}+\text{CaCl}_2+\text{H}_2\text{O}$ ($\pm\text{MgCl}_2$, $\pm\text{FeCl}_2$), de Th_t mais altas, tiveram maior interação com as rochas encaixantes, das quais o Ca foi derivado. Junto aos fluidos de comportamento anômalo, são os que possuem maiores salinidades e as mais altas densidades. Menor interação deve ter ocorrido com os fluidos dos outros sistemas, de Th_t mais baixas, e, sobretudo aqueles que contêm KCl, devem corresponder aos de assinatura magmática mais forte. Finalmente, os fluidos de Th_t ainda mais baixas devem ter resultado de mistura com águas superficiais nos estágios mais tardios da evolução daquele sistema hidrotermal.

Tipologia do Depósito Amapari É muito provável que o depósito Amapari tenha se formado em ambiente geodinâmico similar àquele descrito para a Guiana Francesa no final do evento transamazônico (Vanderhaeghe *et al.* 1998), durante o qual houve espessamento crustal e colisão continental que resultaram em fusão parcial da crosta e formação de granitos peraluminosos. Sugere-se, assim, que este depósito se inscreva em uma zona de acreção continental, onde o desenvolvimento de zonas de cisalhamento é comum, vindo a favorecer a geração de depósitos orogênicos de ouro como proposto por Groves *et al.* (1998). Corroboram essa interpretação os dados geológicos, estruturais, minerográficos do DAA, a maior abundância de sulfetos + ouro nos

domínios mais deformados, o caráter epigenético de grande parte da mineralização, cujos sulfetos forneceram uma idade Pb-Pb de 2118 ± 32 Ma (Jean-Michel Lafon, comunicação pessoal), bem como as características dos fluidos mineralizantes, em especial a natureza aquo-carbônica e as baixas salinidades. Conflitam com esse estilo de mineralização, por outro lado, a ausência de veios de quartzo de grande porte, que comumente se encontram encaixados nas zonas de cisalhamento, e dos halos de alteração hidrotermal a eles relacionados. A ocorrência de sulfetos associados com os escarnitos é atribuída à remobilização de minério preexistente imposta pela intrusão do granito Amapari, além de que estas rochas mostram características mineralógicas e geoquímicas bem distintas daquelas observadas em escarnitos auríferos de várias partes do mundo (Melo 2001).

Referências Bibliográficas

- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann, S.G., Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, **13**: 7-27
- Melo L.V. 2001. *Estudo do Campo Urucum do depósito Amapari, Amapá, com base em dados petrográficos, de química mineral e microtermométricos*. Centro de Geociências, UFPA. Dissertação de mestrado, 112p.
- Vanderhaeghe O., Ledru P., Thiéblemont D., Egal E., Cocherie A., Tegye M., Milési J-P. 1998. Contrasting mechanism of crustal growth: geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of french Guiana. *Precambrian Research*, **92**: 165-193

Tabela 1 – Principais características microtermométricas dos fluidos hidrotermais associados com o depósito Amapari

SISTEMAS	TIPOS DE IF	Te (°C)	Tfg (°C)	Tfco2 (°C)	Thco2 (°C)	Th _i (°C)	Salin.	d (g/cm ³)
CO ₂ -CH ₄ -H ₂ O ⁽¹⁾	L _(aq) +CO _{2(L)} L _(aq) +CO _{2(l)} +CO _{2(v)}	-41,5 a -28	-10,0 a -8,0	-59,0 a -56,0	10,0 a 30,0	270 a > 420	>10	0,80 a 0,92
NaCl+CaCl ₂ +H ₂ O (±MgCl ₂ , ±FeCl ₂) ⁽¹⁾	L+V	-66,6 a -42,7	-15,5 a -5,8	-	-	150 a 260	9 a 19	1,02 a 1,20
NaCl+MgCl ₂ +FeCl ₂ +H ₂ O ⁽²⁾	L+V, L+V+S	-40,3 a -29	-9,2 a -1,8	-	-	145 a 200	5 a 9	0,86 a 0,98
NaCl+KCl+H ₂ O ⁽²⁾	L+V, L+V+S	-24,0 a -19,0	> -5	-	-	170 a 190	3 a 5	0,52 a 0,91
KCl+H ₂ O ⁽²⁾	L+V	-16,0 a -10,0	> -5	-	-	200 a 230	2 a 4	0,67 a 0,86
Fluido anômalo ⁽³⁾	L, L+V, L+V+S	-79,9 a -65,0	-44,5 a -15	-	-	104 a 260	>21	0,91 a 1,09

⁽¹⁾ presente nos veios de quartzo + sulfetos; ⁽²⁾ presente nos veios de quartzo monomineralicos; ⁽³⁾ presente em ambos os veios;

Salin.= salinidade (equiv. a % peso NaCl); d = densidade

Estudo de Inclusões Fluidas no Depósito Criolítico Maciço do Granito Madeira na Mina de Pitinga, Amazonas, Brasil: resultados preliminares

O.R.R. Minuzzi (1); F.F.N. da Rocha (2); A. Bastos Neto (3); L.H. Ronchi (4); J.M.T.M. Ferron (5)

(1) Mineração Taboca SA, Curso de Pós-Graduação em Geociências (UFRGS), ominuzzi@mamore.com.br; (2) Curso de Pós-Graduação em Geociências (UFRGS), flaviorocha_br@yahoo.com.br; (3) Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (UFRGS), artur.bastos@ufrgs.br; (4) Universidade do Vale do Rio dos SINOS, ronchi@euler.unisin.br (5) Mineração Taboca SA, jmaximino@mamore.com.br

Introdução

Os resultados preliminares de um estudo de inclusões fluidas (IF) sobre o depósito criolítico maciço de Pitinga sugerem forte contribuição de fluidos magmáticos. Trata-se de um depósito conhecido apenas por sondagem e que ocorre associado ao Granito Madeira no qual encontram-se a principal jazida de Sn do Brasil, além de Nb, Ta, Zr, Y e ETR de grande potencial econômico. Destaca-se ser este o único depósito criolítico passível de exploração presentemente conhecido no mundo, pois a mina de Ivigtut, na Groenlândia, teve suas reservas esgotadas em 1986. O objetivo do trabalho é contribuir para as investigações da gênese dos bolsões de criolita maciça e das suas relações com as demais mineralizações no contexto da evolução magmática e pós-magmática do Granito Madeira.

A jazida de Pitinga situa-se no limite oeste da Província Amazônia Central, núcleo cratônico (3,0 a 2,6 Ga) afetado por magmatismo anorogênico (2,0 a 1,6 Ga) intraplaca (Sato 1998). A área é constituída por rochas vulcânicas ácidas e piroclásticas do Grupo Iricoumé e sedimentos da Formação Urupi, intrudidos pelos Granitos Água Boa e Madeira. As mineralizações de Sn e criolita ocorrem num *stock* de albita-granito subsolvus, com teores muito altos de F, Sn, Nb, Zr, U, Th, Zn, ETR, Li e Rb. O albita-granito tem um fácies de núcleo magmático, peralcalino, portador de criolita e um fácies de borda auto-metassomático peraluminoso, portador de fluorita (Costi 2000). Este *stock* faz parte do Granito Madeira (idade U/Pb de 1834 Ma) composto, também, por hornblenda-monzogranitos metaluminosos e biotita-granitos peraluminosos (Costi *et al.* 2000). Os bolsões criolíticos maciços inserem-se no fácies de núcleo, formando duas zonas criolíticas principais (A e B) nas profundidades de 150 e 300 m (Teixeira *et al.* 1992).

Inclusões fluidas

As IF na criolita, que não apresenta evidências de deformação, são, em geral, intracristalinas, ocupando planos de crescimento do mineral, fato constatado para todas as morfologias de IF descritas. Em virtude do baixo índice de refração da criolita, em muitos casos, a

morfologia só pode ser observada durante o congelamento. Os tipos de IF identificadas na criolita são monofásica líquida; bifásica (líquido e sólido); bifásica (líquido e gás, Figura 1b); trifásica (líquido, gás e sólido, Figura 1a); multifásica (poli-sólidos). Predominam as bifásicas (líquido e gás) e trifásicas (líquido, gás e sólido). Não se observou nenhuma relação entre os tipos de preenchimento e as morfologias das inclusões fluidas. As formas predominantes são amebóides e oblatas, seguidas pelas aproximadamente cúbicas. Também ocorrem IF tubulares e vermiformes. As maiores IF são da ordem de 45 μm sendo, em geral, amebóides e vermiformes (média de 15 μm). As demais tendem a ser menores (média de 8 μm), raramente atingindo 20 μm . O grau de preenchimento das IF bifásicas (líquido e gás) é variável entre 0,7 e 0,9. Nas IF com minerais de saturação, as fases sólidas podem apresentar variações muito grandes, ocorrendo pequenos cristais em grandes cavidades, assim como grandes cristais em cavidades comparativamente pequenas. Nas IF bifásicas (líquido e sólido) e trifásicas (líquido, gás e sólido) o sólido é halita. Nas inclusões multifásicas poli-sólidos a halita está sempre presente, acompanhada por até 3 outros minerais de saturação. Foram tentativamente identificados ao microscópio petrográfico a anidrita (cristais de hábito prismático) e óxidos (de coloração ocre avermelhado). Um terceiro mineral forma cristais anédricos não identificados. O quartzo ocorre subordinadamente no minério criolítico, sem evidências de deformação, e com textura de intercrescimento gráfico entre ele e a criolita. As IF são bifásicas (líquido e gás) com morfologias de cristais negativos e oblatas. O grau de preenchimento é de 0,80.

As IF bifásicas (líquido e sólido) são do sistema NaCl-KCl com salinidades predominantemente muito baixas (em torno de 3% em eq. NaCl), observando-se algumas mais salinas (até 18% em eq. NaCl) que tendem a ocorrer na criolita da zona A. As temperaturas de homogeneização (Th) destas inclusões variam de 150° C a 300°C com grande concentração de resultados em 230°C. As IF trifásicas (líquido, gás e sólido) pertencem ao mesmo sistema. A homogeneização da fase vapor ocorre no intervalo 150°-300°C, mas as inclusões crepitam em torno de 350°C, antes da dissolução final da fase sólida. Para as IF multifásicas não se obteve boas determinações de eutético e persistiu o problema da crepitação no aquecimento. As medidas de Th nestas IF deverão ser efetuadas com o uso de uma platina especial (sob pressão).

Na análise ao MEV, confirmou-se a ausência de deformação da criolita. Os minerais identificados nas cavidades de IF foram, mais freqüentemente, halita (anédrica ou cúbica, Figura 1c) e, subordinadamente, silvita, estas duas podendo ocorrer conjuntamente (Figura 1d). Foram ainda observados, separadamente, calcita (Figura 1e), quartzo, siderita (Figura 1f) e pirocloro (sólido acidental ?). As cavidades apresentam formas poligonais com as paredes lisas ou, mais raramente, com cristais de criolita voltados para o seu interior, conferindo um aspecto geódico. As trilhas de inclusões aparentam estar controladas por planos de crescimento da criolita, não havendo

sinais de fraturas seladas (inclusões secundárias ou pseudo-secundárias). Mais raramente, observou-se cavidades com sinais de corrosão na parede, contendo calcita como mineral de saturação.

Conclusões preliminares

Nos estudos anteriores do Granito Madeira e suas mineralizações de Sn e criolita situadas acima dos bolsões aqui enfocados, atribuiu-se uma origem magmática para a criolita (Lenharo *et al.* 2000; Costi *et al.* 2000). No caso dos bolsões maciços estudados, acredita-se que uma evolução inicial em estágio magmático seja plenamente compatível. No entanto, mesmo não se dispondo, ainda, de dados de Th para alguns dos tipos de IF, pode-se afirmar que as características atuais do depósito são, em grande parte, relacionadas a eventos pós-magmáticos, fato este apoiado pela associação de IF acima descrita (Sheperd *et al.*, 1985). As IF encontradas tem características de inclusões primárias em relação a eventos de cristalização de criolita. As baixas temperaturas de homogeneização, tanto na criolita como no quartzo, e a ausência de deformação sobre o minério sugerem que o depósito sofreu processos de remobilização/recristalização até temperaturas da ordem de 150°C. No depósito de Ivigtut (Pauli & Bailey, 1999), as IF consideradas primárias e de origem magmática são as de Th mais altas (até 555°C) e com CO₂. Neste depósito, ocorrem IF aquosas salinas, de Th mais baixas, relacionadas a fluidos hidrotermais. A abundância destas últimas IF foi associada à importante deformação do minério. No caso de Pitinga, destaca-se a ausência de IF com CO₂. É possível que IF carbônicas e aquo-carbônicas tenham se formado durante o evento magmático, tendo sido modificadas durante os processos posteriores. As raras IF com carbonatos poderiam representar estas inclusões. Por outro lado, é possível que o fluido original tenha sido aquoso e que as IF encontradas na criolita representem os decréscimos graduais da temperatura e da salinidade do sistema, ao longo dos quais o minério sofreu remobilizações e recristalizações adquirindo suas características atuais.

Referências

- Costi, H.T. 2000. *Petrologia de granitos alcalinos com alto teor de flúor mineralizados em metais raros: o exemplo do albíta-granito da mina Pitinga, Amazonas, Brasil*. Univ. Federal do Pará, Belém, Tese de Doutorado, 345 p.
- Costi, H.T.; Dall'Agnol, R.; Râmo, O.T.; Pichavant, M. 2000. Geochemistry and Nd isotopes of the paleoproterozoic tin-bearing granites from Pitinga, Amazonian Craton, Brazil. 31 International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil. Abstract Volume (CDROM).
- Lenharo, S.L.R.; Pollard, P.J.; Born, H. 2000. Magmatic cassiterite and cryolite mineralization in the peralkaline albite granite from Pitinga. 31 International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil. Abstract Volume (CDROM).
- Pauly, H; Bailey, C. 1999. Genesis and evolution of the Ivigtut cryolite deposit, SW Groenland. *Meddelelser om Grønland, Geoscience* 37: 60 p.
- Sheperd, T.S.; Rankin, A.H.; Alderton, D.M. 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Ed. Blackie, London, 239 p.
- Teixeira, J.T.; Costi, H.T.; Minuzzi, O.R.R.; Soares, E.A.A. 1992. Depósitos primários de criolita, cassiterita, xenotímio e columbita em apogranito - Mina de Pitinga (AM). In: SBG, Cong. Bras. Geol., 37, São Paulo, *Resumos Exandidos*, 212-213.

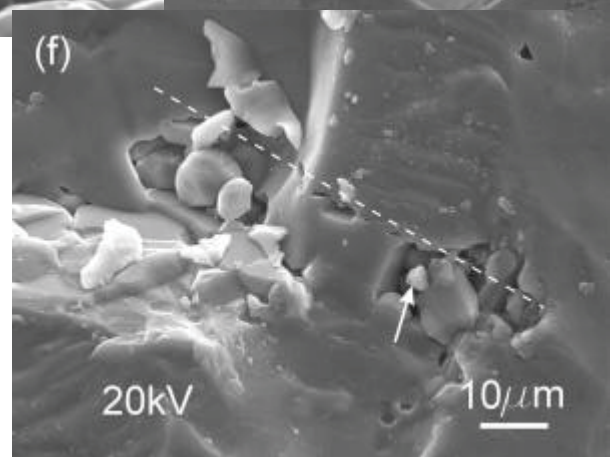
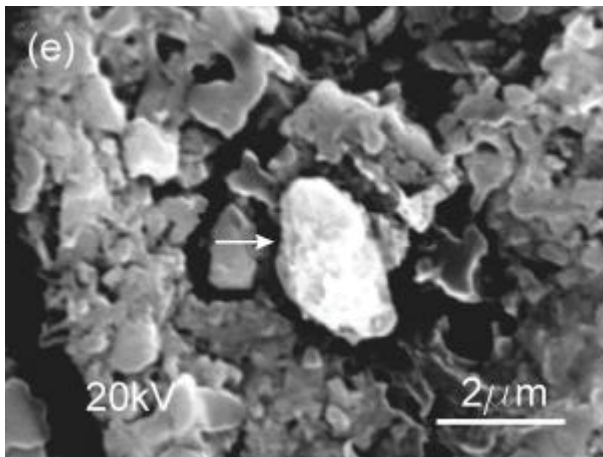
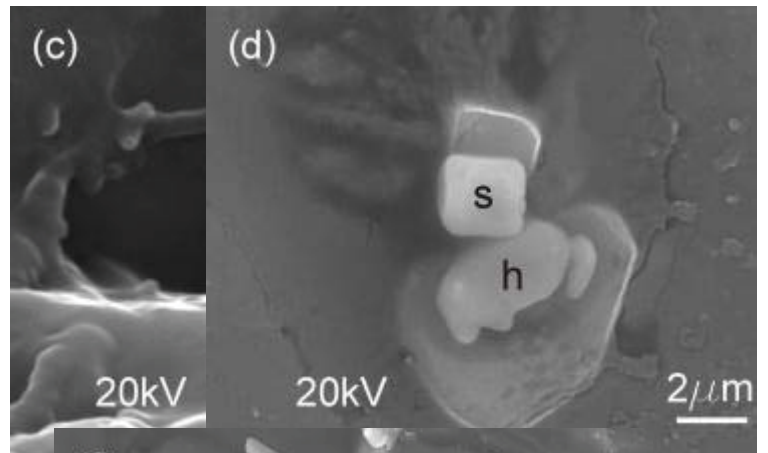
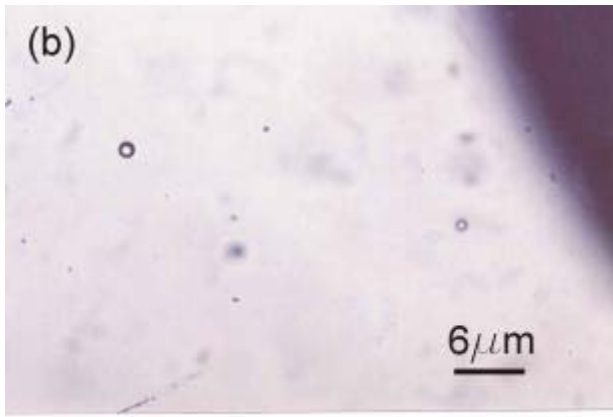


Figura 1: Fotomicrografias (a, b) e imagens MEV (c, d, e, f) de inclusões fluidas (IF) na criolita. (a) IF trifásica; (b) IF bifásica; (c) Cristal de halita [h] na cavidade da IF; (d) Cristais de silvita [s] e halita [h] na cavidade de IF; (e) Cristal de calcita no interior de cavidade de IF com sinais de corrosão na parede; (f) Cristal de siderita no interior de uma cavidade de IF em alinhamento de cavidades de diferentes proporções (indicado pela linha tracejada).

A Descoberta do Depósito Breves na Província Mineral de Carajás

A. R. Nunes⁽¹⁾; J. L. do Rego⁽¹⁾; H. P. Meireles⁽¹⁾; J. B. C. Tallarico⁽¹⁾; P.E. Lima da Silva⁽²⁾; J. B. Siqueira⁽¹⁾; R. Stevanato⁽³⁾; F. J. F. Ferreira⁽³⁾

⁽¹⁾ Companhia Vale do Rio Doce - CVRD, assetto@cvrd.com.br; ⁽²⁾ Geoprospec, Prospecção Geológica Ltda, geoprospec@cpunet.com.br; ⁽³⁾ Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada, LPGA/UFPR, lpga@geologia.ufpr.br.

O depósito polimetálico Breves, está situado, na região Sul do Estado do Pará a 8,6 km na direção NE, da Mina do Igarapé Bahia (figura 1), na Província Mineral da Serra dos Carajás. Esta região está inserida no Cinturão de Cisalhamento Itacaiunas (Docegeo, 1988), caracterizado por um empilhamento vulcano-sedimentar do Arqueano.

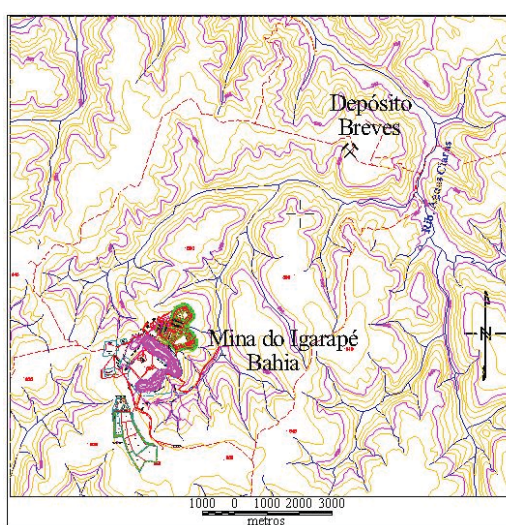


Figura 1 – Mapa de localização

O Alvo Breves foi pesquisado inicialmente pela DOCEGEO (Rio Doce Geologia e Mineração S.A.) nas décadas de 80 e 90. Os primeiros indícios foram anomalias de Cu em sedimento de corrente (>400ppb). O levantamento geoquímico de solo em malha regular de amostragem revelou anomalias discretas, acima de 4,5 ppb, com valores de até 347 ppb, localizadas nas bordas do platô, onde afloram crostas lateríticas. A investigação direta da principal anomalia, com trincheiras e sondagem, gerou recursos auríferos associados à crosta laterítica e zonas de veios de quartzo (Docegeo, 1997).

No segundo semestre de 97, a CVRD retomou as pesquisas no alvo, com vistas a ampliação das reservas de minério aurífero, para beneficiamento na planta da Mina do Igarapé Bahia. Uma campanha de sondagem por circulação reversa, mostrou a potencialidade para reservas de minério de Au no horizonte oxidado, com possibilidade de extensão em profundidade.

Mesmo com a sondagem executada, o controle da zona mineralizada e a fonte primária do ouro contido no horizonte de intemperismo, ainda eram desconhecidos. Análogo aos modelos de

depósitos minerais que ocorrem na província, caracterizados pela presença de gossans formados sobre corpos sulfetados, principalmente os maciços, com desenvolvimento de carapaça laterítica, crosta pisolítica e espessa cobertura de latossolo empobrecido em metais (10 – 20 m). No perfil de intemperismo do platô Breves, ocorre uma espessa cobertura de latossolo sobre a crosta laterítica e um saprólito intensamente ferrificado com *box works* oxidados, sugerindo a presença de sulfetos disseminados, com zonas gossanizadas associadas aos veios de quartzo, frequentemente mineralizadas em ouro.

Na tentativa de rastrear as zonas sulfetadas em profundidade, foi feito um levantamento geofísico pelo método IP-Resistividade, nos arranjos gradiente (AB = 1600 metros), e dipolo-dipolo (a = 80m), convencional e espectral (SIP). No levantamento de polarização induzida no modo gradiente, foram identificadas anomalias de cargabilidade em zonas condutivas (figura 2), que indicam a presença de sulfetos disseminados em profundidade, suportando a locação de furos para investigar a zona sulfetada.

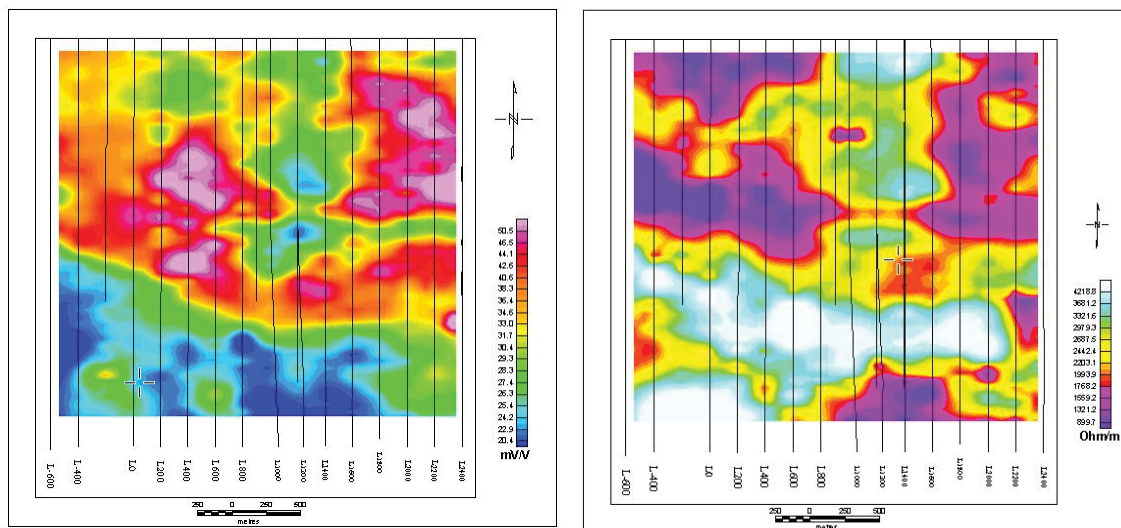


Figura 2 – Imagens coloridas de cargabilidade (esquerda) e resistividade (direita).

Nessa campanha de sondagem os furos FR- 61 e FR-73 interceptaram expressivos intervalos com sulfetos disseminados e preenchendo fraturas em padrão *stockwork*, mineralizados em Cu, Au, Ag, W, Sn, Mo e Bi.

A aplicação do método SIP, no modo dipolo-dipolo (figura 3), mostrou grande utilidade na distinção entre as anomalias relacionadas a litologias, daquelas relacionadas a presença de concentrações de sulfetos disseminados, bem como, no delineamento das anomalias em profundidade, contribuindo para a redução dos custos da sondagem (do Rego et. al., 2001).

A tipologia da mineralização é correlacionável ao modelo de depósitos de Au relacionados a intrusões em províncias de Sn e W, proposto por Thompson et al. (1999), devido a presença de Au, Cu, Ag, Sn, W, Mo e Bi associados e a relação com intensa atividade hidrotermal metassomática,

gerada por intrusão ígnea, com vulcanismo ácido associado. Ocorre em zona apical de intrusão granítica alcalina peraluminosa em metassedimentos laminados (meta-arenitos, meta-siltitos e meta-argilitos), metamorizados em condições de baixo grau (fácies xisto verde inferior), com vulcanismo ácido e *greisens* associados (Tallarico, 2000 a, b e c). A zona mineralizada é morfologicamente irregular, representada por sulfetos (calcopirita, arsenopirita, pirrotita, molibdenita, e pirita) e ferberita (FeWO_4) que ocorrem disseminados e preenchendo fraturas em padrão *stockwork*. Está preferencialmente associada às zonas greisenizadas, podendo também ocorrer associadas ao granito e à borda metassomatizada dos metassedimentos encaixantes da intrusão (figura 4). O contexto estrutural e tectônico é representado pela zona de cisalhamento transcorrente, denominada Falha Carajás, uma das mais importantes zonas transcorrentes do cinturão e *splays* associados, com direção geral WNW-ESE, sub-paralela a estratificação (So) e que imprime uma foliação milonítica com feições de transposição da estratificação do pacote meta-sedimentar. A direção geral do sistema de fraturas em padrão *stockwork*, associado a mineralização é representada por um par conjugado de direção N60 E - N15 W. A intrusão granítica está orientada segundo a direção NE e é truncada pelo sistema de fraturas em *stockwork*. Também ocorrem sistemas de falhas normais de direção predominante N-S, formadas em evento tardio, com magmatismo básico associado (diques de gabro granofírico).

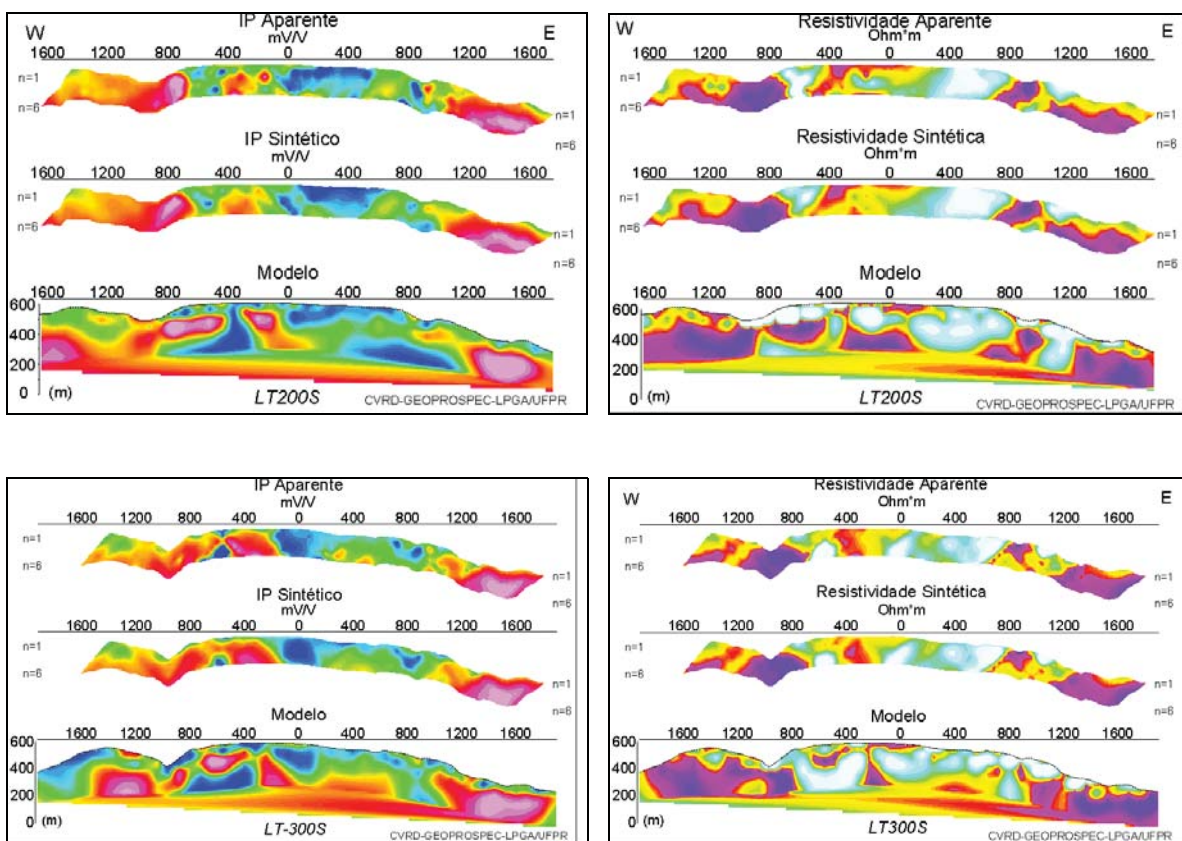


Figura 3 – Pseudo-seções das LTs 200S e 300S, do levantamento de polarização induzida espectral, no arranjo dipolo-dipolo.

Os trabalhos de pesquisa no alvo ainda estão em fase de individualização dos corpos mineralizados e indicam recursos da ordem de 50 milhões de toneladas de minério sulfetado, mineralizado a Cu (1,22%), Au (0,75 ppm), Ag (2,4 ppm), W (1200 ppm), Sn (70 ppm), Mo (175 ppm) e Bi (75 ppm), além de reserva provada de quatro milhões de toneladas de minério aurífero a um teor de 0,75 gramas de Au/tonelada, no horizonte de intemperismo (saprólito, gossan, carapaça laterítica e crosta pisolítica).

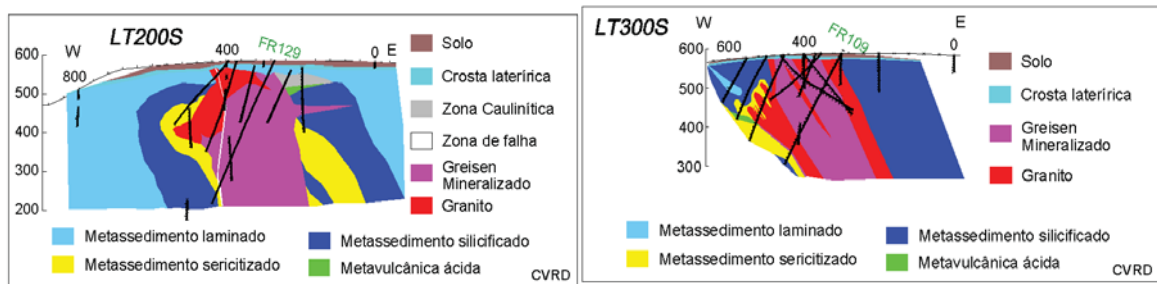


Figura 4 – Seções litológicas 200 S e 300 S do corpo de minério Breves.

Referências Bibliográficas

- Docego – 1988 – Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. Anexo aos anais do XXXV Congresso Brasileiro de Geologia. Sociedade Brasileira de Geologia, Belém, pp 11-54.
- Docego – 1997 – Projeto Ouro Oxidado – Relatório Final de Pesquisa – Blocos Igarapé Bahia e Águas Claras. Relatório Interno CVRD (Inédito). 35p.
- do Rêgo, J. L.; Nunes, A. R.; Stevanato, R.; Lima da Silva, P. E.; Ferreira, F. J. F.; Siqueira, J. B. – 2001 – Aplicação do Método da Polarização Induzida Espectral (SIP) na Descoberta do Depósito Breves, Província Mineral de Carajás – PA. 7º Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica (no prelo).
- Thompson, J. F. H.; Sillitoe, R. H.; Baker, T.; Lang, J. R.; Mortensen, J. K. – 1999 – Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. *Mineralium Deposita*. n. 34, pp 323-334. Springer Verlag.
- Tallarico, J. B. C. – 2000a – Alvo Breves, Província de Carajás: Petrologia e Petrogênese das Rochas do FR-61 – Relatório Final. Relatório Interno CVRD (Inédito). 141p.
- Tallarico, J. B. C. – 2000b – Alvo Breves, Província de Carajás: Petrografia e Petrologia de Amostras dos furos FR-20 e FR-29 (Encaixantes de minério Cu-Au de Breves – relatório temático 1 \ 4). Relatório Interno CVRD (Inédito). 39p.
- Tallarico, J. B. C. – 2000c – Alvo Breves, Província de Carajás: Petrografia e Petrologia de Amostras do FR – 12 (Encaixantes do minério Cu-Au de Breves – relatório temático 2/4). Relatório Interno CVRD (Inédito). 101p.

Caracterização de um sistema epitermal *high-sulfidation* vulcânico paleoproterozóico da Província Aurífera do Tapajós, Pará.

Carmen M.D. Nunes¹, Caetano Juliani², Rafael H. Corrêa-Silva², Lena V. S. Monteiro², Jorge S. Bettencourt², Reiner Neumann³, Arnaldo Alcover Neto³, Robert O. Rye⁴

¹ Docegeo/CVRD, ex-aluna de pós-graduação do IGUSP (carmenmn@cvr.com.br), ² Instituto de Geociências (USP), ³ Centro de Tecnologia Mineral (CETEM/MCT), ⁴ United States Geological Survey (USGS)

Introdução

Devido à grande quantidade de ocorrências e à significativa produção de ouro na Província Aurífera do Tapajós foram desenvolvidos, especialmente na última década, levantamentos geológicos básicos sistemáticos e vários trabalhos de prospecção mineral, que resultaram da identificação de diversos depósitos primários e secundários. Os depósitos primários são quase sempre relacionados a veios de quartzo mesotermiais em zonas de cisalhamento em rochas vulcânicas, metassedimentares e graníticas (Faraco *et al.*, 1996)

Trabalhos de prospecção mais recentes efetuados pela Rio Tinto Desenvolvimentos Minerais Ltda. em prospectos mineralizados em ouro, associados a rochas vulcânicas do Grupo Iriri, permitiram a identificação de epitermais *high sulfidation* paleoproterozóicos, que vêm sendo estudados por Nunes *et al.* (2000), Juliani *et al.* (2000) e Nunes (2001).

O presente trabalho tem como objetivo a apresentação dos aspectos geológicos e petrográficos destes sistemas *high sulfidation*, que constituem-se nos único bem preservados do paleoproterozóico.

Geologia da área

O embasamento da área estudada, que situa-se entre os rios Tapajós e Jamanxim, é constituído por granodioritos e granitos da Suíte Intrusiva Parauari. Este embasamento é coberto pelas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas andesíticas a riolíticas do Grupo Iriri, e cortado pelos granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha, *stocks* de granófiros e pórfiros riódacíticos e riolíticos. Associados aos derrames vulcânicos e vulcanoclásticos há estruturas formadas por ignimbritos e cinzas vulcânicas, que podem representar restos de estrato-vulcões. Na base destas estruturas afloram corpos circunscritos de monzogranito e pórfiros riolíticos a dacíticos.

O monzogranito tem cor vermelha, produto de alteração hidrotermal potássica, e apresenta textura fanerítica grossa a granofírica, indicativa de uma colocação rasa e cristalização sob a influência de fluidos. As vulcânicas e vulcanoclásticas basais têm composição intermediária a ácida

e são formadas por corpos de andesitos, hialoclastitos, tufos dacíticos, riodacíticos e riolíticos, incluindo tufos soldados, tufos de cristais e riolitos. Sobre esta seqüência ocorre um espesso pacote de ignimbritos formado por brechas co-ignimbríticas, tufos, tufos cineríticos, lápili-tufos e dacitos na porção basal. Especialmente no topo desta unidade ocorrem estruturas circulares concêntricas, com fraturas anelares e radiais, interpretadas como paleocrateras, com poucas centenas de metros de diâmetro. A estas estruturas associam-se brechas hidrotermais capeadas por brechas silicáticas e hematíticas, às quais vinculam-se o sistema *high-sulfidation*.

Alterações hidrotermais

A maioria das rochas vulcânicas estudadas têm as suas texturas obliteradas e os minerais ígneos substituídos por paragêneses hidrotermais, resultados de alterações em intensidade e estilo variados.

Os ignimbritos, que constituem a estrutura vulcânica, foram os litotipos mais profusamente hidrotermalizados, especialmente por alteração argílica avançada de baixa e de alta temperatura. Os tufos cineríticos e riodacíticos basais apresentam alteração sericítica e são ricos em sulfetos e, quando em níveis mais profundos, têm típica assembléia de alteração propilítica. A TABELA 1 contém as assembléias minerais e os tipos de alterações hidrotermais observados na seqüência ignimbrítica.

Esta estruturação permite caracterizar o zonamento original do sistema hidrotermal como análogo aos cenozóico-mesozóicos, com evolução dos fluidos neutros da base para extremamente ácidos nas proximidades de paleo-superfícies.

TABELA 1: Assembléias minerais observadas nos ignimbritos.

Litotipos	Assembléia Mineral	Tipo de alteração
tufos e lápili-tufos	pirofilita + quartzo + hematita ± alunita ± pirita ± andalusita ± diásporo ± rutilo ± caolinita ± illita ± woodhouseita-svanbergita ± enargita-luzonita	argílica avançada
tufos cineríticos e riodacíticos	sericita + quartzo ± zeólita	sericítica
dacito basal	clorita + epidoto + carbonato + sericita ± quartzo ± pirita	propilítica

No topo da seqüência ignimbrítica ocorrem brechas hidrotermais silicáticas, rochas alunitizadas e alunita de veio, que caracterizam os sistemas *high-sulfidation*. Três tipos de alunita de veio foram identificados: (1) alunita rosa, de granulação grossa; (2) alunita vermelha, com intercrescimento fino de hematita e (3) rocha fortemente foliada e deformada, formada por alunita fina e hematita. A ocorrência de alunita não se restringe ao topo da estrutura como atestam amostras coletadas a 150 m de profundidade. Nestas, a alunita rosa ocorre fina, intercrescida com pirita, e

associada a *vuggy silica*, uma sílica residual de cor cinza, produzida pela lixiviação ácida das encaixantes vulcânicas. Nos cristais de pirita, há pequenas inclusões de enargita. Em alunita, é comum a presença de cristais de woodhouseita-svanbergita, indicativos de sistemas epitermais *high sulfidation* de origem magmática.

As brechas hidrotermais silicáticas, associadas às paleocrateras, formam uma zona silicificada, acamadada, interpretada como sendo um *silica cap*. Estas brechas são muitas vezes cortadas por condutos hidrotermais hematíticos, indicando recorrência da atividade explosiva.

O monzogranito foi afetado inicialmente por metassomatismo alcalino e, posteriormente, por alteração propilítica e sericítica, e os *stocks* de pórfiros mais tardios apresentam apenas alteração sericítica.

Dados isotópicos

As análises isotópicas dos três tipos texturais de alunita resultaram em valores de $\delta^{34}\text{S} = 18,1$ a $36,9\%$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4} = 11,8$ a $16,7\%$, e $\delta^{18}\text{O}_{\text{OH}} = 6,8$ a $11,2\%$. A pirita intercrescida com alunita tem $\delta^{34}\text{S}$ de $-1,2\%$. Utilizando-se o fracionamento dos isótopos de enxofre entre alunita-pirita, obtém-se temperatura 300°C . Com o fracionamento do oxigênio do SO_4 e do OH da alunita obtém-se temperaturas entre 270 e 130°C . Estes dados mostram que a formação da alunita não é intempérica e as suas características isotópicas indicam geração por fluidos predominantemente magmáticos, com pouca participação de fluidos meteóricos, semelhantemente ao observado em outros depósitos epitermais como o de Summtiville (E.U.A) (Rye *et al.*, 1992).

A questão da idade

Considerando-se que sistema hidrotermal *high-sulfidation* desenvolveu-se conjuntamente com os corpos de brechas hidrotermais da evolução final das rochas vulcânicas Grupo Iriri, que os fluidos são de origem predominantemente magmática, que as rochas graníticas tardia da Suíte Intrusiva Parauari ou da Suíte Maloquinha cortam as coberturas vulcânicas e que o Grupo Iriri tem idade ao redor de $1,88$ Ga, pode-se inferir que a formação dos sistemas hidrotermais deve ter ocorrido em período um pouco mais novo que $1,88$ Ga.

Conclusões

A área estudada é formada por rochas vulcânicas ácidas-intermediárias que recobrem monzogranito, com pórfiros dacíticos a riolíticos associados, todos afetados por alterações hidrotermais de diferentes tipos e intensidade.

A seqüência ignimbrítica compõe restos de um possível estrato-vulcão, com paleocrateras ainda preservadas preenchidas por brechas hidrotermais e afetadas por alteração hidrotermal

argílica avançada. Estas paleocrateras são capeadas uma zona silicificada acamadada (*silica cap*), rica em hematita.

As alterações hidrotermais que afetaram as vulcânicas, muito provavelmente, fazem parte do mesmo sistema hidrotermal que afetou os granitos e pórfiros, porém em diferentes níveis crustais e condições físico-químicas, predominando em profundidade alteração metassomática, propilítica e sericítica no monzogranito, e sericítica nos pórfiros.

Estrutura vulcânica de composição ácida-intermediária, presença de alteração argílica avançada marcada por forte pirofilitização, ocorrência de enargita e woodhouseita-svanbergita, alunite hidrotermal magmática e a presença de *vuggy silica* e *silica cap* caracterizam, sem dúvida, este sistema como sendo epitermal *high sulfidation*, o primeiro do Brasil e também o mais antigo já descrito, o que abre novas perspectivas de exploração mineral em terrenos cratônicos antigos.

Agradecimentos

Esta pesquisa contou com o apoio da FAPESP (Projeto de Pesquisa 98/02567-6), CNPq (Bolsa de Mestrado 130521/1998-1), Rio Tinto Desenvolvidos Minerais Ltda. e do Projeto PADCT- 0826/98 (FINEP/FADESP/UFPA).

Referências

- Faraco, M.T.L.; Carvalho, J.M.A.; Klein, E.L.1996. Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós. In: SBG/Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, **6**, Belém, *Anais*, 156-160
- Juliani, C.; Nunes, C.M.D.; Bettencourt, J.S.; Silva, R.H.C.; Monteiro, L.V.S.M.; Neumann, R.; Alcover Neto A.; Rye, R.O. 2000. Early Proterozoic volcanic-hosted quartz-alunite epithermal deposits in the Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. In: Geological Society of America Annual Meeting, Reno. *Abstracts with Programs*, A-49
- Rye, R.O.; Bethke, P.M.; Wassermann, M.D. 1992. The stable isotope geochemistry of acid sulfate alteration. *Economic Geology*, **87**: 225-261
- Nunes, C.M.D.; Juliani, C.; Silva, R.H.C.; Bettencourt, J.S.; Jacobi, P. 2000. Paleoproterozoic quartz-alunite epithermal gold mineralization from Tapajós (Brazil). In: International Geological Congress, **31**, Rio de Janeiro. *Abstracts Volume* (CD-Rom).
- Nunes, C.M.D. 2001. Caracterização de um sistema epitermal high sulfidation paleoproterozóico na Província Aurífera do Tapajós, Pará. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 174p.

Aspectos Metalogenéticos da Região do Domo do Sucunduri–AM

Marco Antonio de Oliveira & Sílvio Roberto Lopes Riker

CPRM-Serviço Geológico do Brasil – Manaus/AM (moliveira@cprm-ma.gov.br)

Introdução

Liberatore *et al.* (1972) reporta a ocorrência de manganês, barita, magnesita e sulfetos na região do Sucunduri, relacionados às rochas do Grupo Beneficente. A partir dessas informações, a Cia. Morro Vermelho do Grupo Camargo Correa, desenvolveu, no início da década de 80, um amplo trabalho de geologia, inclusive com sondagens, onde demonstrou o grande potencial metalogenético para Cu, Pb, Zn, Ag, Co, U e fosfato que o Grupo Beneficente encerra. Desde julho de 1999, a Anglo American vem desenvolvendo, na região, uma intensa campanha exploratória, notadamente na região de Terra Preta, Paneiro e Mocura, no rio Sucunduri, com fito principal de bloquear jazimentos de Cu, Pb, Zn, Co e Ag. Os trabalhos desenvolvidos pela CPRM no rio Sucunduri, no início do ano de 2000, caracterizaram também a ocorrência de sulfetos (calcopirita, bornita), de minério de manganês e de calcário dolomítico/magnesítico, todas associadas às rochas do Grupo Beneficente, nas localidades de Terra Preta e Fortaleza (fig. 1)

Sulfetos De Metais Básicos (Cu, Pb, Zn, Ag): propõe-se a seguir o modelo evolutivo para a gênese das mineralizações sulfetadas ocorrentes na região: a) mineralização sedimentar estratiforme ou sedimentar exalativa - Carvalho *et al.* (1982) relata a ocorrência de dois furos mineralizados onde a distribuição dos sulfetos estaria nos arenitos mais inferiores e na seqüência clasto-química basal do grupo Beneficente. Nesse estágio a mineralização é do tipo estratiforme sedimentar, onde o cobre ocorre associado a uma seqüência transgressiva/regressiva, representada por sedimentação deltáica/carbonática, respectivamente. Esse ambiente está caracterizado na região de Terra Preta, onde é comum a ocorrência de estruturas estromatolíticas nos calcários dolomíticos/magnesíticos. Contudo, a ocorrência, também, de sulfetos metálicos nos arredores de Terra Preta em zona de brechação de falha cortando o Grupo Beneficente, estando associado ao ferro, manganês e barita, sinaliza para uma origem sedimentar exalativa em consonância com as concepções apresentadas por Russel *et al.* (1981), onde a mineralização teria sua origem a partir de exalações sobre ou perto do fundo oceânico associada às falhas, correspondendo a descarga de soluções hidrotermais mineralizadas e subsequente precipitação de sulfetos, barita, óxido de manganês e ferro. O caráter exalativo se apóia também pela grande ocorrência de cherts associados ao Grupo Beneficente e, o aspecto hidrotermal, fica caracterizado também pela presença de veeiros de zeólitas em íntima associação com sulfetos, barita e com óxido de ferro e de manganês; b) mineralização epigenética-

Nesse processo tem que se levar em conta a evolução geotectônica, onde o magmatismo e o tectonismo, recorrentes, desencadeados nessa região após a sedimentação Beneficente, possam ter tido papel fundamental em mais aporte de substâncias metalíferas e na redistribuição e reconcentração da mineralização. Assim, as soluções hidrotermais podem ter sido canalizadas das rochas intrusivas (Suíte Intrusiva Cinco Ilhas) bem como daquelas associadas à Suíte Magmática Sucunduri, onde no primeiro caso o processo estaria ligado à fase de inversão da bacia Beneficente e a concentração da mineralização se processaria nas zonas de cisalhamento. Ainda dentro desse contexto uma nova recorrência tectônica, agora ligada à fase de inversão da bacia Paleozóica, pode ter contribuído ainda mais para a remobilização e reconcentração dos metálicos nas novas zonas de cisalhamento desenvolvidas. Não é de se estranhar, portanto, que as ocorrências sulfetadas detectadas, concentrem-se na região de Terra Preta, localizando-se exatamente em uma extensa zona de cisalhamento pós-Paleozóica que produziu dobramentos e falhamentos reversos nessa região; c) enriquecimento supergênico –Toda a região foi submetida a um intenso processo de lateritização no Terciário/Quaternário, o qual poderá ter desenvolvido um processo de enriquecimento supergênico nas zonas previamente mineralizadas. As observações de campo mostram sulfetos (calcopirita, bornita e esfalerita ?) associados às crostas lateritizadas (gossans), desenvolvidas em cima dos arenitos e calcários do grupo Beneficente exatamente dentro da zona de cisalhamento.

Barita: sua presença nos arredores de Terra Preta em zonas brechadas cortando o Grupo Beneficente e estando associada ao manganês, ferro, sulfetos metálicos e zeólitas, é sugestivo de uma origem sedimentar exalativa, à semelhança do que foi considerado para os sulfetos.

Calcário Dolomítico: o furo TP-F4 efetuado pela Cia. Morro Vermelho na região de Terra Preta atravessou 103 m de espessura de calcário dolomítico a partir de 17 m de profundidade. A 1000 m dessa sondagem, no rumo SE, ocorre um afloramento de calcário dolomítico muito semelhantes ao atravessado pelo TP-F4. Considerando que deva existir continuidade das rochas carbonáticas entre esses dois pontos, constata-se a existência de um expressivo depósito desse bem mineral na região de Terra Preta, com teores de CaO variando de 13,11% a 46,60%, de MgO variando de 16,14% a 22,44% e de PRNT (Poder Relativo de Neutralização Total) variando de 70,42% a 99,91%, conferindo à essas rochas uma excelente aplicabilidade na agricultura. Também na região de Fortaleza foram detectados calcários dolomíticos.

Magnesita: esse bem mineral foi detectado na região de Terra Preta por Liberatore *et al.* (1972), Carvalho *et al* (1982), bem como pela CPRM (2000). A magnesita está substituindo a dolomita nas rochas carbonáticas em função dos processos diagenéticos. Essa substituição deve ter sido acelerada em função do tectonismo reincidente sobre os calcários do grupo Beneficente. Em função desses

processos conjugados (diagênese e tectonismo) é possível que tenham sido formados importantes depósitos desse bem mineral nessa região, necessitando assim uma investigação, com vistas ao seu emprego como fonte de magnésio.

Manganês: para as mineralizações manganésíferas que ocorrem nessa região é proposto: a) mineralização estratiforme, onde o Mn teria origem sedimentar. As observações de campo mostram oólitos manganésíferos associados ao Grupo Beneficente; b) mineralização epigenética, onde pode ter havido o aporte de Mn através de soluções hidrotermais canalizadas das cúpulas das rochas intrusivas pós-Beneficente, havendo uma nova redistribuição e reconcentração das soluções manganésíferas nas zonas de cisalhamento em função do tectonismo recorrente. As observações de campo mostraram também a ocorrência de manganês nas zonas brechadas; c) enriquecimento supergênico - Nessa fase, as zonas de cisalhamento previamente enriquecidas em Mn foram submetidas a uma intensa lateritização, desenvolvendo-se assim, um enriquecimento supergênico de óxidos de manganês (psilomelano e pirolusita) nessas zonas. Esse processo está bem caracterizado em ocorrências de Mn na região de Terra Preta e Fortaleza.

Ferro: o minério de ferro que ocorre na foz do rio Sucundurizinho tem sua origem primitiva de caráter sedimentar estratiforme e está associado aos siltitos, ora considerados como pertencentes à bacia Paleozóica. A intensa lateritização desenvolvida sobre essas rochas também produziu um enriquecimento supergênico, gerando litotipos assemelhados a formações ferríferas bandadas.

Fosfato: as seqüências carbonáticas Proterozóicas do Grupo Beneficente onde a colofana já foi detectada, constituem-se como excelentes metalotectos para fosfato.

Nióbio - Fosfato - Titânio - Terras Raras – Barita: essa associação é condizente com uma derivação de fonte alcalina. Nesse sentido, especial atenção deve ser dada às rochas alcalinas da Suíte Intrusiva Cinco Ilhas, bem como àquelas relacionadas à Suíte Magmática Sucunduri. Não é descartada também a hipótese da ocorrência de corpos kimberlíticos diamantíferos associados à esses “hotspots” alcalinos.

Bibliografia:

- Carvalho, M. S. & Figueiredo, A. J. de A. 1982. Caracterização litoestratigráfica da bacia de sedimentação no alto rio Sucunduri-AM. Anais do I Simp. Geol. Amazônia. Belém. Vol. I, p. 26-44.
- Liberatore, G.; Alecrim, J. D.; Medeiros, J. B. De; Malouf, R. F.; Pinheiro, S. da S.; Achão, S. M. & Santos, J. O. S. 1972. Projeto Aripuanã-Sucunduri. Relatório final. Manaus, DNPM / CPRM, 8 vols.
- CPRM. 2000. Projeto de Gestão Ambiental Integrada do Amazonas. Zoneamento Ecológico – Econômico do Vale do Rio Madeira. CPRM – MA / IPAAM – Manaus.
- Russel, M. J., Salomon, M & Walshe, J. L. (1981). The genesis of sediments-hosted exhalative zinc-lead deposits. Mineral Deposite, 16: 113-127.

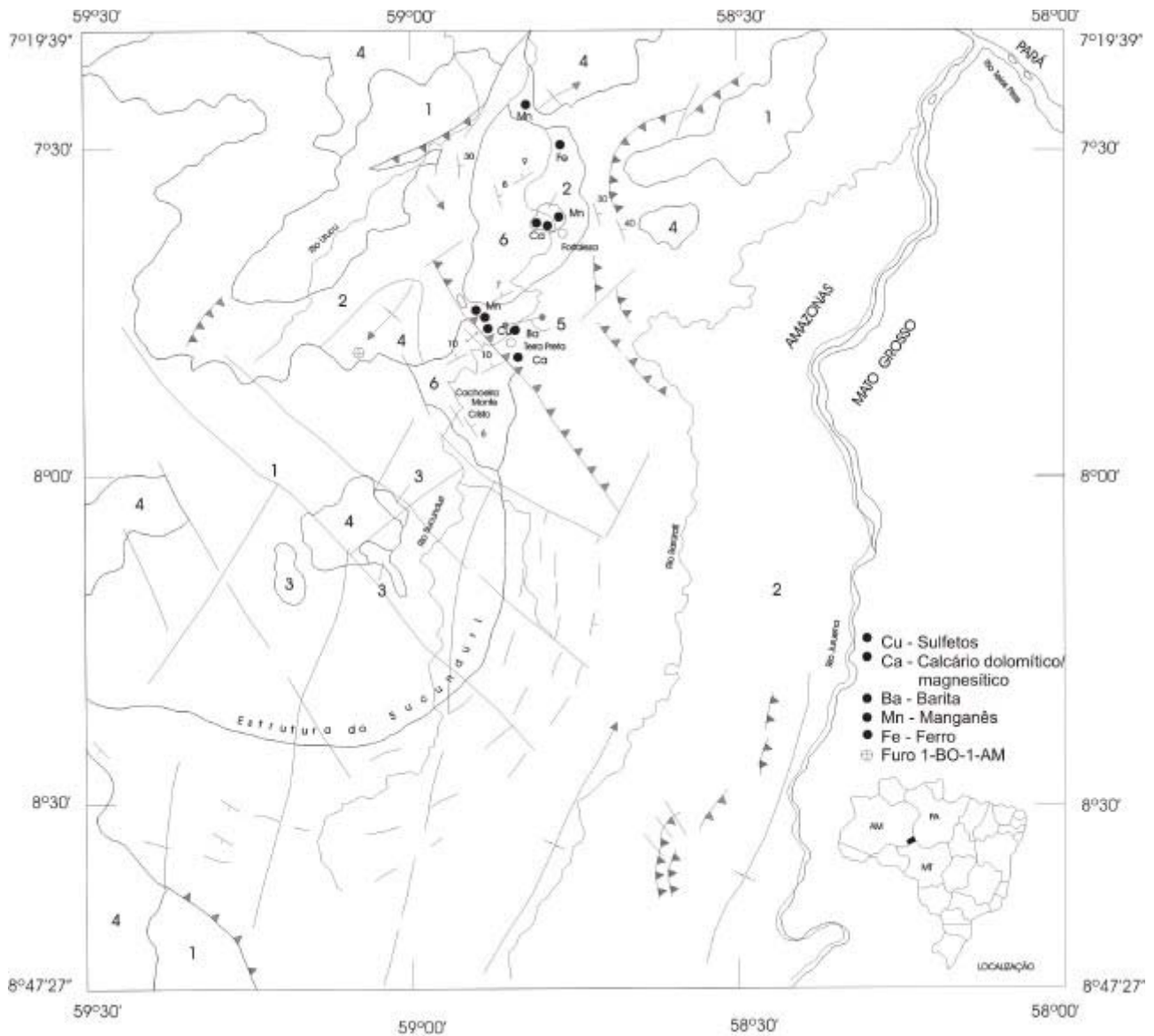


FIG. 1



PALEOZOICO

6 SEQÜÊNCIA PALEOZOICA INDIFERENCIADA: Quartzo-arenitos com estruturas tubulares produzidas por *palaeophycus* sp., bioturbações e marcas de ondas simétricas; siltitos com estruturas "wavy" e superfícies onduladas. Idade: Siluro-Devoniana.

NEOPROTEROZOICO

5 SUITE MAGMÁTICA SUCUNDURI: Latitos, traquitos com nefelina, fonólitos, diabásios e olivina gabros/gabros - 1.200 MA a 800 MA.
 4 FORMAÇÃO PROSPERANÇA: Ortoconglomerados polimíticos com intercalação de derrames traquíticos, barras conglomeráticas e arenitos arcoseanos.

MESOPROTEROZOICO

3 SUITE INTRUSIVA CINCO ILHAS: Litchfielditos, fonólitos, traquitos e microsienitos - 1.493 ± 23 MA a 1.447 ± 15 MA.
 2 GRUPO BENEFICENTE: Paraconglomerados, quartzo-arenitos, calcários dolomíticos/magnésíticos, cherts, siltitos.

PALEOPROTEROZOICO

1 GRUPO IRIRI: Riólitos, riodacitos, andesitos e tufo - 1.641 ± 14 MA.

- Contato geológico
- Falha indiscriminada
- ▲▲▲ Falha de empurrão
- ↑ Anticlinal
- Sinclinal
- ← Sinclinal com caimento
- Lineamento estrutural
- ↙ Atitude de camada com mergulho medido
- ⊥ Atitude de camada com mergulho interpretado
- Paleocorrente
- Localidade
- ⌵ Cachoeira de Monte Cristo

Indícios de mineralização Cu-Au e Zn no Supergrupo Inajá, sul do Pará

Nely Palermo*, Richard Dominique Lepine** e Nick Winer***

*Universidade do Estado do Rio de Janeiro, DGRG/FGEL, palermo@uerj.br, **BHP-Billiton Chile, richard.lepine@bhpbilliton.com *** consultor autonomo, nick.w@terra.com.br

Introdução

A área investigada está localizada a leste da Serra do Inajá, a aproximadamente 100 km ao sul da cidade de Redenção, no sul do Pará entre as coordenadas UTM 580000 e 592000 W e 9036000 e 9028000 S. A topografia local é suave com cotas variando entre 200 e 250 metros, e a vegetação original de floresta densa foi em grande parte substituída por pastagens.

A BHP Empreendimentos Minerais Ltda. e associadas desenvolveram campanhas de prospecção geoquímica e geofísica na região da Serra do Inajá a partir de 1980. Na área em estudo localizaram importantes anomalias de ouro em sedimento de corrente, resultando em uma campanha de prospecção geoquímica de detalhe entre os anos de 1997 e 1998, onde foram coletadas amostras de sedimento de corrente (183), de solo (450) e de trado (672) para análise pelos métodos de absorção atômica e ICP (multielementar). O resultado dessa campanha levou a definição de alvos para sondagem percussiva, intersectando-se valores anômalos para ouro e metais-base. O presente trabalho apresenta alguns dos dados geoquímicos em questão associando-os com dados de geologia obtidos através de mapeamento de detalhe e descrição de furos de sonda.

Geologia local

A Serra do Inajá foi considerada por Ianhez et al. (1980) como uma estrutura do tipo *Greenstone-Belt*. Essa seqüência está inserida no Terreno granito-greenstone do Rio Maria (Huhn et al., 1988) no bloco meridional do Craton Amazônico, e foi denominada de Supergrupo Inajá, considerada como crono-correlata com o Supergrupo Andorinhas de idade paleoproterozoica (Docege, 1988). O Supergrupo Inajá é composto na sua porção basal (Grupo Santa Lucia) principalmente por metabasaltos e subordinadamente metaultramáficas, metassedimentos químicos (formação ferrífera bandada) e metadacitos. Mais para o topo da seqüência metabasaltos ocorrem na mesma proporção de metassedimentos químicos e metadacitos (Grupo Rio Preto) (Docege, 1988).

A região em estudo encontra-se na porção oriental da estrutura da Serra do Inajá, onde foram descritas três seqüências litológicas : seqüência de predomínio de rochas metavulcânica máfica, seqüência de predomínio de rochas metavulcânica félsica e seqüência indiferenciada metavulcânica/metassedimentar (fig.1).

Na unidade máfica predominam clorita xistos e quartzo-clorita xistos com intercalações subordinadas de cloritito, formação ferrífera, bandada e metachert. A unidade félsica compõe-se essencialmente por metavulcânica ácida, com a textura característica de pórfiros arredondados de quartzo em matriz fina quartzo-feldspática e que constituem os altos topográficos da região. São comuns nessa unidade intercalações subordinadas de quartzo-sericita xistos e quartzo-clorita xistos. Na unidade indiferenciada vulcânica /sedimentar intercalam-se rochas metavulcânicas ácidas, quartzo-sericita xistos e metapelitos com estruturas sedimentares preservadas. Carbonatização, sericitização e silicificação parcial ou total dessas rochas é comum.

Um corpo granitóide apresentando granulação grosseira composto de microclina, plagioclásio, quartzo e mais raramente epidoto e pirita corta a seqüência na porção nordeste. Os contatos norte e sul da seqüência com o embasamento gnáissico encontram-se encobertos e foram inferidos através da geofísica e observação do tipo de solo. As rochas encontram-se em geral deformadas com foliação na direção N70 a 80E e caimento subvertical para N. Uma zona de cisalhamento de direção E-W, vertical, corta a porção central da área.

Discussão dos resultados geoquímicos

Para o levantamento regional de sedimento de corrente na região foram coletadas amostras na fração -1mm, as quais foram analisadas pelo método de lixiviação por cianeto (BCL). Foram encontrados valores anômalos para Au até 750 ppb, definindo-se assim uma área de aproximadamente 10km^2 , onde foi aberta uma malha para amostragem de solo e posteriormente furos de trado com espaçamento de 800 metros entre linhas e 200 metros entre amostras (800m X 200m). As amostras foram analisadas pelo método de ICP-multielementar. O resultado desse estudo definiu dois tipos principais de anomalias geoquímicas, associadas com distintas litologias (fig. 2). Os solos derivados do pacote de rochas predominantemente máficas (SE da malha) apresentaram valores mais altos de Au (acima de 25 ppb) e zonas bem definidas com anomalias de Mn, Cr e Co, Cu (>400ppm) e Au (>100ppb). Aqui, algumas amostras de solo e trado apresentaram valores de Au superiores a 5g/t. Nessas zonas anômalas, as rochas máficas são ricas em magnetita e pirita, com carbonatização e cloritização intensa.

Na porção oeste da malha, onde predominam as rochas félsicas, foi definida uma anomalia de Zn (Ag-Pb) numa extensão de aproximadamente 900 metros dos quais 500 metros são anômalos para Co-Mn-Pb-Ni. As rochas encontram-se bastante sericitizadas e ricas em pirita mas contrariamente as rochas máficas, não apresentam carbonatização nem cloritização e a magnetita é rara. Fragmentos de rocha oxidada (gossan) ricos em Mn aflorantes nessa área apresentaram valores de Pb de até 10g/t, Zn 3g/t e Mn 7000 ppm.

Definidas as anomalias geoquímicas, teve início uma campanha de sondagem do tipo circulação reversa. Com os resultados desta campanha foi possível definir um perfil esquemático sobre o pacote máfico, onde observa-se solo residual (entre 2 e 6 metros), geralmente com fragmentos de crosta laterítica e valores anômalos em Cu e Au. A este segue uma porção praticamente sem resposta geoquímica de cerca de 30 metros de espessura, composta de argilas amareladas (zona mosqueada?). Por fim chega-se ao saprolito e a rocha fresca, onde os valores de Cu e Au altos justificam as anomalias geoquímicas do solo sobrejacente (Fig 2). No pacote félsico o perfil intempérico é bem menor, atingindo no máximo 10 metros.

Conclusões

A prospecção geoquímica na região delimitou uma zona anômala em ouro (\pm Cu-Zn-Ag) de cerca de 8 X 2km que permanece ainda em aberto. Os teores anômalos em ouro presentes em amostras de solo, saprolito e rocha fresca estão associados com valores significativos de Cu e Mn. Essa associação Au-Cu-Mn encontra-se em rochas da unidade de predomínio máfico onde a magnetita e pirita são abundantes e carbonatização e cloritização são intensas. Valores significativos de Zn e subordinadamente de Ag e Pb estão presentes em rochas do domínio félsico enriquecidos em pirita e sericita mas com ausência de magnetita, clorita e carbonato.

Durante estes trabalhos concluímos que a amostragem de solo demonstrou ser efetiva para a delimitação dos alvos de sondagem, podendo ser suprimida a etapa de amostragem com trado.

Os trabalhos de exploração foram interrompidos pois os resultados encontrados estavam aquém das expectativas da empresa. Entretanto diversas anomalias geoquímicas permanecem abertas e não testadas. Um trabalho de maior detalhe compreendendo mapeamento geológico, mapeamento do regolito e geofísica terrestre deve gerar novos alvos com bom potencial para mineralizações de pequeno porte e alto teor.

Agradecimentos

Os autores são gratos a empresa BHP-Billiton por ceder os dados para publicação.

Referencias bibliográficas

- Docegeo 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In SBG, Congr.Bras.Geol.,35, *Anexo aos Anais*, 11-56.
- Ianhez,A.F. et alii. 1980. Geologia da Seqüência Vulcano-sedimentar da Serra do Inajá, Santana do Araguaia. In:SBG,Congr.Bras.Geol., 31, Camboriú, *Anais*, .5: 2918-28
- Huhn,S.R.B.1991. Controle estrutural dos depósitos e ocorrências auríferas nos terrenos granito-greenstones da região de Rio Maria. In: Simp. Geol. da Amazônia, 3, Belém, *Anais*., 211-219.
- Lepine, R. 1999. Projeto Inajá, relatório interno. BHP Empreendimentos Minerais, Rio de Janeiro.

Palermo,N. 1999. Inajá thin section description, relatório interno. BHP Empreendimentos Minerais, Rio de Janeiro.

Winer,N. 1999. Inajá Project, oral presentation. BHP Empreendimentos Minerais, Rio de Janeiro.

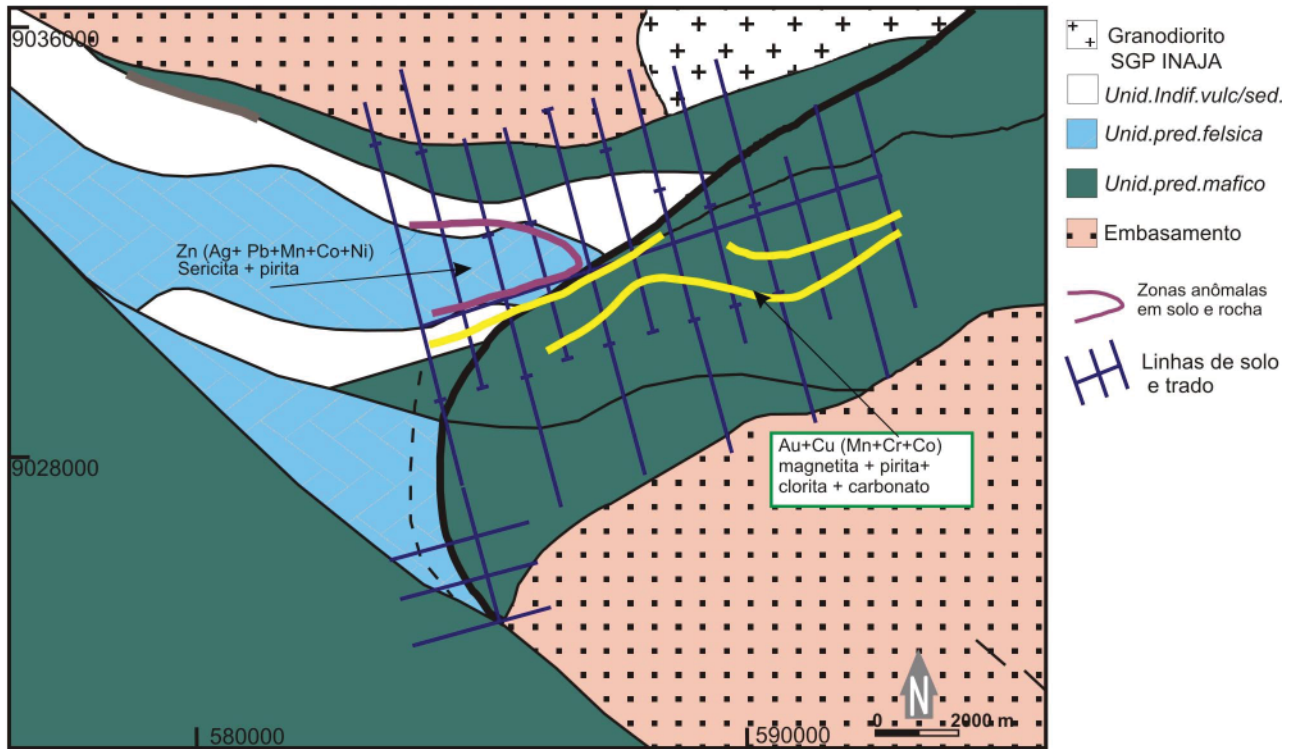
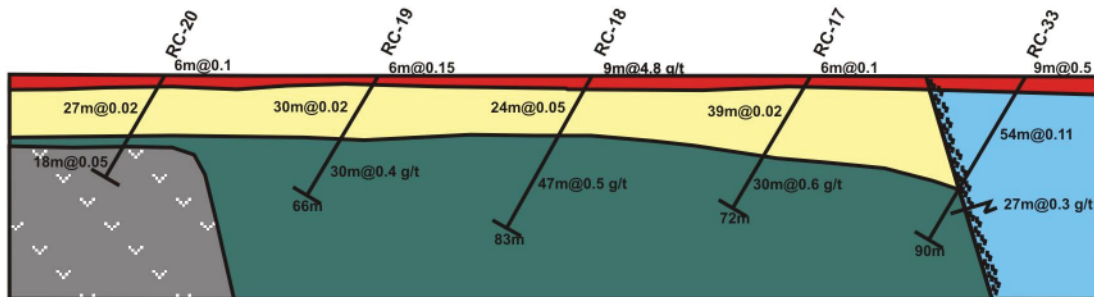
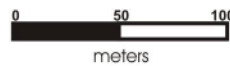


Figura 1 : Mapa litológico a partir de aeromagnetometria, Winer,N.1999



- Solo residual com valores anômalos de ouro
- Zona lixiviada



- unidade máfica rica em pirita
- unidade félsica rica em pirita
- rocha alterada?sem pirita

9m@4.8 g/t Média dos valores de Au no intervalo

Figura 2 : Perfil esquemático N-S

Cabaçal Belt, Southern Amazonian Craton, a Vast Camp for Exploration of Gold Associated With Massive Sulfide Deposits.

Pinho, Francisco E. C.¹, Fernandes, C. J.² and Santos, C. A. R. R.³

1. DRM/UFMT, Brazil. egidio@cpd.ufmt.br
2. UNB, Brazil. carlosjfe@bol.com.br
3. UFPE, Brazil. caroladlersantos@yahoo.com.br

Introduction

The Cabaçal Belt, in the southern portion of the Amazon Craton, state of Mato Grosso, mid-west Brazil consists mainly of a Paleoproterozoic volcano-sedimentary sequence, intruded by tonalites, granites and sill-dike of gabbro. It was covered by the end of the Mesoproterozoic by sediments of the Aguapeí Group. A VHMS genesis with later shear is considered to the Cabaçal Belt Cu-Au and Zn-Pb-Cu-Au mineralizations. Ore bodies are located in the transition from the felsic metavolcanic rocks to the tuffaceous sediments from the Manuel Leme Formation. Alteration zones adjacent to mineralizations in Cabaçal Belt are sericitic, chloritic and silicious. Ore are disseminated, banded, veined, breccoid and massive types.

Geological setting

The Cabaçal Belt covers an area of approximately 350 square kilometers. It is a narrow NNW trending belt of metamorphosed volcano-sedimentary rocks. To the west a Metamorphic Complex (gneissic basement terranes) separates it from the Araputanga Belt. To the East the Aguapeí Group bound it. In the volcano-sedimentary rocks of the belt are a bimodal suite characterizes the volcanic rocks, whereas the sediments are of detrital and chemical sources. In this paper only the unit that hosted mineralizations will be described.

Dacites, rhyodacites and felsic tuffs as well as clastic and chemical sediments are the main components of the **Manuel Leme Formation (MLF)**. Monteiro et al. (1986) estimated a thickness between 500 and 1,000 meters for this formation. In the Cabaçal Belt it occurs in a NW/SE trending elongated areas in the core of synforms, overlying basalts.

Dacites and rhyolites consist of quartz, oligoclase, biotite, muscovite and chlorite. Accessory minerals are zircon, titanite, apatite and opaques. These lithologic types and felsic tuffs occur at the base of the MLF. Sometimes the volcanic textures are preserved in dacites and rhyodacites. Phenocrysts of oligoclase are common feature in these rocks. In contrary, the felsic tuffs show a well-developed schistosity, with intercalations of quartz/plagioclase and micaceous minerals. Well-preserved tuffs are rare. The upper portion of the MLF shows metasediments (clastic and chemical) as the most common rocks. Detrital sediments consist of sericit schists or

chlorite-sericite schists, both containing biotite. Titanite, zircon, apatite, rutile and opaques are accessory minerals. Weathering, making difficult to distinguish them from the felsic volcanic rocks. Chemical sediments are metacherts that consist of quartz with some sericite and chlorite. Thin layers rich in magnetite also occur in the MLF.

The Cabaçal Cu-Au Deposit

The Cabaçal Deposit represents a volcanogenic massive sulfide ore system. Well-defined features bound this mineralized area on at least three sides. A NE fault defines the southwestern boundary, a gabbro sill bounded the northeast limit, a transition between altered mineralized rock to a weakly altered rock defines the southwest boundary (Mason and Kerr, 1990), and finally the northwest limit that is not well defined by a NE fault system.

Three ore zones with irregular shape and undulating outlines have been defined (Mineração Santa Marta S.A. 1987). These three zones are coincident with the principal schistosity S_1 , and plunge in two directions (coincident with S-SW with variable dip, and S-SE dipping about 20°). The second plunge is coincident with the axial zone of D_2 foldings. Mason and Kerr (1990) associated the three ore zones with three hydrothermal centers called South Copper Zone (SCZ), Central Copper Zone (CCZ), and East Copper Zone (ECZ). The stringer zones from these three hydrothermal centers become gradually weaker in terms of mineralizations and hydrothermal alteration towards northwest (Mason and Kerr, 1990).

The three zones show different characteristics with respect to alteration, mineral composition and gold grades. Only the CCZ shows massive sulfide mineralizations. The massive sulfide ore occurs capping the alteration pipe, and a banded tuff (chert), separates these mineralization from the stringer zone in the CCZ.

The Zn zoning in the CCZ shows a bare core coincident with the ZCL, surrounded by a broad zone of anomalous values, which has been interpreted as typical zoning with a hotter zone in the throat of the pipe, and cooler areas around it (Mason and Kerr, 1990).

Gold distribution is erratic to the different zones. However, the highest grades are related to the SCZ. Locally, different structural features or paragenetic associations show grades up to 50 g/t Au. Such as, in one specific level in the SCZ, where gold in visible grains is associated with a chlorite zone rich in garnet. In terms of remobilization related to structural features, sulfides rich in gold occur in the core of the F_2 folds, all over the area.

Hydrothermal alteration at Cabaçal

Alteration zones adjacent to mineralizations in the Cabaçal Belt are sericitic, chloritic and silicious. Sericite and chlorite are minerals common in wallrocks, however there is a dense chlorite

alteration related to sulfide concentration. Alteration consists of an inner chloritized core surrounded by a sericitic zone similar to others VMS systems.

Based on the mapping work into the mine and in an alteration model proposed by Mason and Keer (1990), a schematic alteration model has been developed for the mine. In this model, the hydrothermal centers produced pipe-like features with sericitic, chloritic, and siliceous alterations.

Genesis of the ore concentrations

Most of the time during the mine operations, the genetic process involved in Cabaçal Deposit creation was not an important issue. During that time, the idea that structural features controlled the ore was the only one in "fashion". Only after disappointments with ore reserve estimations, this topic returned to discussion.

Even though the area represents an exploration target with many occurrences of Cu-Au and Pb-Zn-Cu-Au concentrations, uncertainty about the genetic processes involved in ore formation created a taboo about the area and its exploration possibilities. A definition about the genesis of mineralization of Cabaçal Belt may help in the return of exploration programs to the region.

A model for ore concentration in the Cabaçal Belt must explain the following:

- Association of ore with volcanoclastic and felsic volcanic rocks;
- Intensive alteration of the footwall, contrary to the hangwall;
- Inversion of the stratigraphic sequence;
- Occurrence of massive sulfide bodies;
- High grades of gold related to some structural features.

In this paper it is suggested that the Cabaçal Deposit is syngenetic with the activities that created the Manuel Leme Formation. After the syngenetic process, the Cabaçal Deposit, and most of the Cabaçal Belt were affected by a NNW-SSE trending ductile shear deformation that caused gold reconcentration.

Sometime after the deposition of the volcanogenic massive sulfide and the TAC/VAP unit, the volcanic package was structurally inverted. Mason and Kerr (1990) suggested that the present position of the Cabaçal Deposit is in the lower limb of a recumbent fold. This inversion is confirmed by the existence of inverted graded bedding. Others features that support this theory are the occurrence of massive sulfide bodies, and of zinc concentration in the lowest levels of the mine. They commonly occur on top of the VMS deposits. Also, the TAC/VAP units represent the volcanic cap that was deposited on top of the massive sulfide bodies, allowing the preservation of them on the oceanic floor.

Gold grades are highest when compared with other VMS deposits from elsewhere. There are some gold rich veins that are related to the stringer zone of the VMS system. Huston and Large

(1989) related a wide variation of gold grades in volcanogenic massive sulfide deposits. For instance, for Rosebery deposit is reported a variation from 0.1 to 40 g/t Au in the stringer zone. However, high gold grade portions in the mine, as the garnet zone and concentrations in F₂ fold cores, are related to enrichment caused by fluid circulation during the shear activity.

Taking into account the possibility that the Cabaçal Deposit represents a VMS affected by later shear, genesis of the gold is attributed at least to the following events:

- Volcanism (related to the Manoel Leme Formation), a convective circulation of seawater during this process probably occurred;
- NNW-SSE trending ductile shear that redistributed nearby gold into structural features;
- Cabaçal Tonalite intrusion. Although there is no proof about the participation of these intrusions, it is important to report that in the Ellus Farm and Pau-a-Pique garimpos (SW of the mine area), tonalites show some portions rich in gold (Pinho et al., 2001).

Conclusions

The Cabaçal Belt is a potential target for gold-rich Cu and Zn-Pb deposits. The Cabaçal Deposit represents a deformed gold-rich volcanogenic massive sulfide deposit. Pinho and Fyfe (1996) based on petrographic and stable isotopic studies have demonstrated that the Cabaçal Deposit has its genetic process related to volcanogenic activities that generated the Manuel Leme Formation. The characterization of the volcanic sequence in the Cabaçal Belt as related to volcanic arc environment was suggested by Pinho et al. (1997), from geochemical studies.

There are indications to justify exploration for volcanogenic deposits in the Cabaçal Belt. However, the “taboo” created during the Cabaçal Mine operation has to be abandoned.

We would like to acknowledge the CNPq and PADCT/FINEP for financial support and RTZ Mineração for open data during our research.

References

- Huston, D. L. and Large, R. R. 1989. A chemical model for the concentration of gold in volcanogenic massive sulphide deposits. *Ore Geol. Ver.* 4:171-200.
- Mason, R. and Kerr, D. 1990 – Cabaçal 1 Mine – Mato Grosso State, Brasil. Definition of ore zones and potential for new ore reserves. On behalf of Mineração Santa Marta. Rio de Janeiro, Brasil.
- Mineração Santa Marta S.A., 1987 – Cabaçal I Mine – Brazil. Internal company report.
- Monteiro, H.; Macedo, P. M. de; Silva, M. D. da; Moraes, A. A. de; and Marchetto, C. M. L., 1986. O Greenstone Belt do Alto Jauru. In: *Cong.Bras.Geol.* 34. Goiânia-Go.SBG. V.2: 630-647.
- Pinho, F. E. C. and Fyfe, W. S. 1996 – Origem dos Fluidos relacionados ao depósito do Cabaçal – MT. XXXIX *Cong.Bras.de Geol.* Salvador – Ba. 576-579.
- Pinho, F. E. C and Fyfe, W. S. and Pinho, Marcia A. S. B. 1997 – Early Proterozoic evolution of the Alto Jauru Greenstone Belt, Southern Amazonian Craton, Brazil. *Int.Geol.Review.* Vol. 39:220-229.
- Pinho, F. E. C. and Van Schmus, W. R. 2001 Cabaçal Belt: more complications about the evolution of the Southern Amazonian Craton. Workshop “Geology of the SW Amazonian Craton: State-of-the-art. P.75-78.

Ametistas de São Lourenço, Município de Porto Velho, Rondônia.

Marcos Luiz do E. S. Quadros; Luiz Gilberto Dall'Igna; Gilmar José Rizzotto

CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Porto Velho (cprmrepo@enter-net.com.br)

Introdução

O Estado de Rondônia é reconhecido mundialmente como produtor de cassiterita, muito embora, nos últimos anos, novas descobertas de minerais com propriedades gemológicas vêm acontecendo em Rondônia e adjacências, incluindo minerais como diamante, ametista, rutilo, topázio e água-marinha. Recentemente, as atenções estiveram voltadas para o garimpo de ametista de São Lourenço, um dos principais centros produtores de cassiterita na década de oitenta, sendo que desta época é que se reportam os primeiros relatos acerca da ocorrência de ametista nesta região. A descoberta de ametista em São Lourenço, por garimpeiros, ocorreu em outubro de 1999 e foi motivada pela exaustão das reservas de cassiterita, o que levou a procura de substâncias minerais alternativas, capaz de absorver a mão-de-obra disponível no garimpo. Este trabalho tem como objetivo a caracterização preliminar das ocorrências de ametista de São Lourenço, onde se descreve o contexto geológico e os aspectos gerais da mineralização, baseados em dados de campo e na literatura disponível.

Localização e Acesso

O garimpo de São Lourenço localiza-se a 155 km a sudoeste da cidade de Porto Velho, distante aproximadamente a 11,5 km a noroeste do porto Bom Futuro, na margem esquerda do Rio Madeira. O acesso ao garimpo pode ser feito por via terrestre a partir de Porto Velho, utilizando-se da BR-364, até a vila de Mutum-Paraná. Em seguida segue-se por um ramal em direção ao rio Madeira, até o porto Bom Futuro. Após a travessia do rio Madeira, utilizando-se de uma balsa, segue-se em direção a vila da Mineração São Lourenço. Os garimpos de ametista estão situados a aproximadamente 5 km a sudoeste da vila de São Lourenço e podem ser acessados por via terrestre, através de ramais em meio à floresta.

Geologia Regional

As rochas da região noroeste de Rondônia, na qual o garimpo de São Lourenço encontra-se inserido, estão englobadas nas seguintes unidades litoestratigráficas: Complexo Jamari (Paleoproterozóico), constituído por ortognaisses, paragnaisses e anfibolitos; Formação Mutum-Paraná (Paleoproterozóico), representada por uma seqüência metavulcano-sedimentar representada por intercalações de metarenitos ortoquartzíticos, metassiltitos e metatufos félsicos; Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripunas (Mesoproterozóico), composta por alcali-feldspato granitos, sienogranitos,

sienitos e riódacitos pórfiros, com feições rapakivíticas; Formação Palmeiral (Meso-Neoproterozóico), representada por conglomerados oligomíticos e arenitos arcócosianos a ortoquartzíticos; “Younger Granites” de Rondônia (Neoproterozóico), constituídos por alcali-feldspato granitos, sienogranitos, riólito pórfiros, traquitos e rochas híbridas; além de coberturas sedimentares aluvionares indiferenciadas e lateritas, de idades neogênicas e quaternárias (Figura 1) (Scandolara et al., 1999).

Caracterização da Mineralização

Na região de São Lourenço existem de quatro frentes de lavra garimpeira de ametista, denominadas de Isaac II (09°30'59”S e 65°05'38”W), Cacharaí (09°31'09”S e 65°05'33”W); Pedra Preta (09°30'53”S e 65°06'12”W) e Grota Rica (09°30'46”S e 65°06'28”W), além de diversos indícios e ocorrências (Figura 1). Atualmente, somente as frentes do Isaac II e Cacharaí estão em atividades, onde são utilizados tratores de esteiras para o decapeamento e explosivos para o desmonte da rocha encaixante. A seleção das ametistas é feita manualmente, em função das suas características mineralógicas, e são caracterizadas como do tipo industrial e com aproveitamento pouco significativo para gemas. Desde que entraram em operação, Isaac II e Cacharaí acumularam juntas uma produção estimada 389 toneladas de ametista industrial.

As mineralizações de ametista ocorrem na forma de geodos e drusas, desenvolvidos em veios centimétricos a métricos e em bolsões, os quais encontram-se alojados nos quartzo-metarenitos da Formação Mutum-Paraná e estão dispostos ao longo de uma zona de fraturamentos e falhamentos orientada nas direções NW-SE e subordinadamente NE-SW, muito embora ocorram bolsões isolados e com distribuição aparentemente aleatória. As ametistas apresentam-se geralmente zonadas, onde a coloração dos cristais varia de violeta clara a violeta escura, transicionando para quartzo incolor, onde o zoneamento caracteriza sobrecrecimento de fases silicáticas resultando em cristais de faces bem definidas, culminando com a cristalização de calcedônia. Posteriormente, os cristais de ametista foram recobertos por “filmes” de óxido de ferro. Os cristais de ametista variam de tamanho e forma e exibem, por vezes, inclusões de minerais escuros. Os cristais bem desenvolvidos agrupam-se formando drusas, dispostas perpendiculares as paredes dos veios e dos bolsões, sendo que os cristais maiores atingem tamanhos em torno de 15 centímetros.

Conclusões

Estudos sobre a gênese das ametistas de São Lourenço ainda são inexistentes, sendo que as possibilidades aqui apresentadas são baseadas, principalmente, em observações de campo. Os dados geológicos convergem no sentido de que os veios e bolsões de ametista tem sua distribuição parcialmente controlada por fraturamentos e falhamentos, orientados preferencialmente na direção

NW-SE, os quais afetaram os metarenitos da Formação Mutum-Paraná e deram origem a armadilhas estruturais que condicionaram a distribuição e o desenvolvimento dos depósitos de ametista. Depósitos erráticos também ocorrem e foram gerados pela alta pressão dos fluidos hidrotermais. Quanto aos fluidos mineralizantes, provavelmente estes originaram-se dos corpos graníticos relacionados aos “Younger Granites” de Rondônia, amplamente aflorantes na região de São Lourenço e intrusivos nos metassedimentos, hospedeiros da mineralização de ametista, e pertencentes à Formação Mutum-Paraná.

Referências Bibliográficas

SCANDOLARA, J.E.; RIZZOTTO, G.J.; BAHIA, R.B.C; QUADROS, M.L.E.S.; SILVA, C.R.; AMORIM, J.L. 1999. Mapa Geológico do Estado de Rondônia. Escala 1:1.000.000. Porto Velho: CPRM.

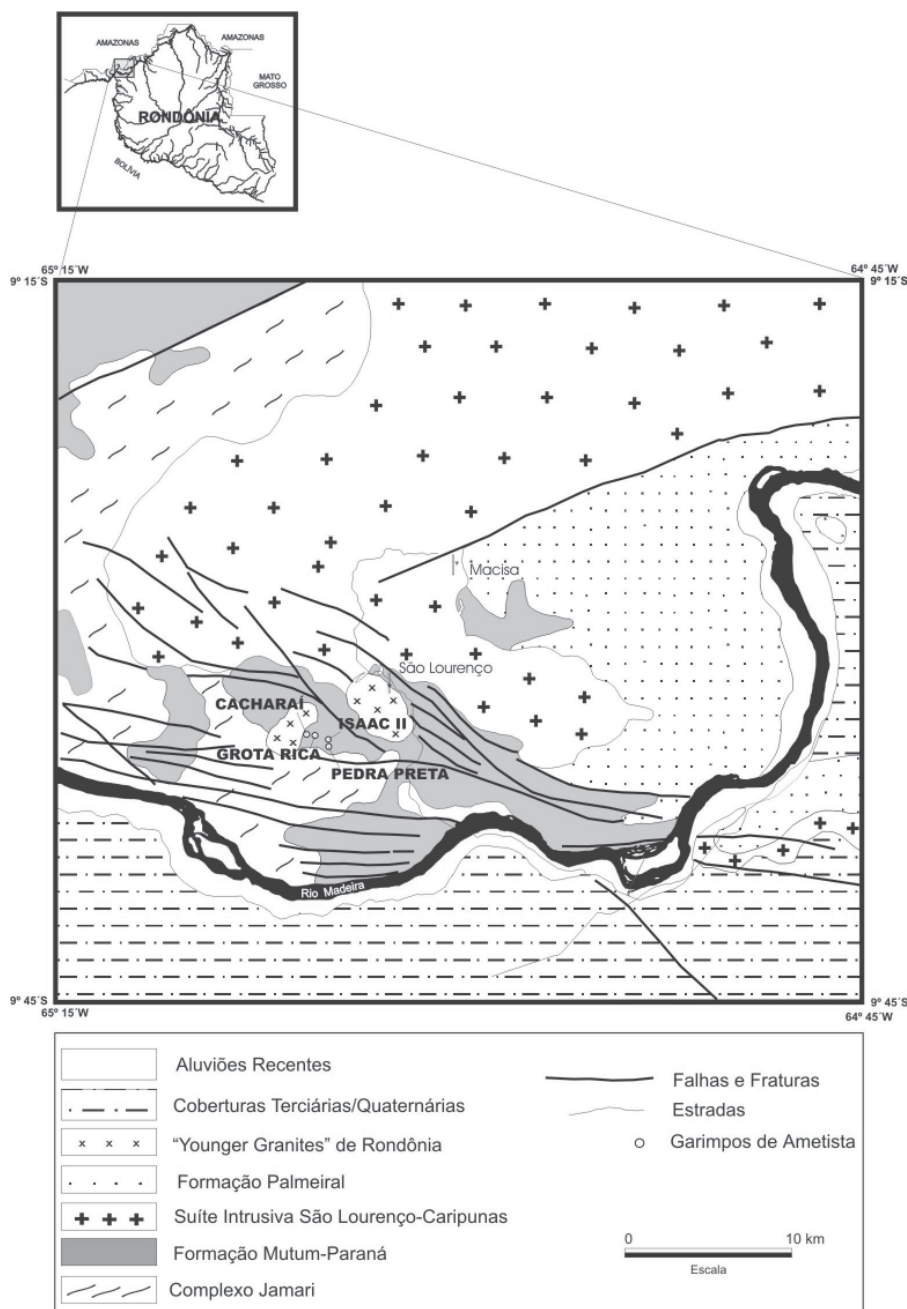


Figura 1 - Mapa geológico simplificado da região do garimpo de São Lourenço.

Estudo Isotópico do Depósito Cupro-Aurífero de Serra Verde, Província Mineral de Carajás, Pará

Felipe Nobre Reis ¹, Moacir J. Buenano Macambira ²; Raimundo Netuno Villas ³ e Robert Krymsky ⁴

¹ Curso de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, CG-UFPA, felipe@ufpa.br

² Departamento de Geoquímica e Petrologia, CG-UFPA, moamac@ufpa.br

³ Departamento de Geologia, CG-UFPA, netuno@ufpa.br

⁴ Laboratório de Geologia Isotópica (Para-Iso), CG-UFPA

Introdução No contexto geológico da área de Curionópolis destaca-se uma seqüência metavulcanossedimentar pertencente ao Grupo Rio Novo, a qual hospeda o depósito de sulfeto maciço de Serra Verde e o Complexo Granítico Estrela (CGE), de idade 2763 ± 7 Ma (Barros *et al.* 2001). Trata-se de uma seqüência tipo *greenstone* que, além do metamorfismo submarino a que foi submetida a quando de sua deposição e do metamorfismo termal imposto pelo CGE, acha-se cortada por zonas de cisalhamento associadas com a evolução do sistema de falhas Carajás entre 2,5 a 2,0 Ga (Reis 2000).

O objetivo deste trabalho foi datar as rochas hospedeiras e a própria mineralização de sulfetos, assim como avaliar os efeitos do CGE e das zonas de cisalhamento no sistema U-Th_Pb originalmente relacionado com aquela seqüência.

Dados isotópicos de Pb foram obtidos para calcopirita, pirrotita e molibdenita, rochas metamáficas e plagioclásio de uma amostra (SV-FR01), esta última representando um corpo vulcano-plutônico de granulação mais grossa que as demais rochas selecionadas. Foram analisados, ainda, o feldspato potássico do CGE (Pb-Pb) e três fragmentos de um cristal de apatita da ganga da lente de sulfeto maciço de Serra Verde (U-Pb).

Resultados Isotópicos das Rochas Encaixantes Os resultados de amostras dessas rochas e de minerais selecionados estão apresentados nas figuras 1 e 2. Além de apontarem para uma composição muito radiogênica, eles confirmam as observações de campo e petrográficas indicativas de superposição de eventos na área do depósito. Observa-se que os pontos correspondentes às cinco amostras de rochas metamáficas (Fig. 1) mostram uma certa dispersão, de modo que a idade Pb-Pb obtida para elas (2658 ± 213 Ma) apresenta um elevado desvio e o valor de MSWD=1537 retira estatisticamente a confiabilidade do alinhamento. Contudo, fica a indicação de que essas rochas são arqueanas e provavelmente contemporâneas com as do Grupo Grão Pará. No gráfico do Pb toriogênico (Fig. 2), constata-se um desalinhamento de algumas amostras, o que pode ser resultado

de uma heterogeneidade isotópica inicial e/ou de uma perturbação no sistema U-Th-Pb provocada por eventos posteriores à formação dessas rochas.

O alinhamento dos pontos representando a amostra SV-FR01 e o plagioclásio dela extraído fornece a idade de 2747 ± 120 Ma. O μ em estágio simples é de $9,5 \pm 0,83$, enquanto o μ para evolução em estágio duplo é $14,8 \pm 0,83$. Estas taxas de decaimento mostram-se relativamente altas para o Arqueano. Apesar de o erro ser grande, esta idade é compatível com as que têm sido obtidas por métodos mais precisos (Pb-Pb e U-Pb em zircão) para outras rochas metamáficas hospedeiras de depósitos da região de Carajás (p. ex. Grupo Grão Pará).

Resultados Isotópicos da Mineralização Das amostras de calcopirita, sete são da lente maciça, uma é da rocha rica em quartzo e clorita associada com a lente e a outra é de um bolsão de quartzo + anfibólio nela encontrado. As seis amostras de pirrotita incluem as formas monoclinica e hexagonal de cristalização e provêm de vênulas, bolsões e auréolas presentes na lente maciça. A molibdenita está bem recristalizada e ocorre com quartzo, anfibólio e calcopirita dos bolsões.

Por serem as amostras de sulfetos muito radiogênicas, elas não puderam ser representadas nos gráficos de evolução do chumbo do modelo de Zartman & Doe (1981) nem comparadas com depósitos clássicos de sulfeto maciço. São distinguidos dois alinhamentos principais (Fig.1) formados em grande parte pelos pontos analíticos do minério. O alinhamento 1 fornece uma idade de 3750 ± 18 Ma ($^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}=3,56 \pm 0,07$). Excetuando um zircão detrítico nos terrenos de Rio Maria (Macambira *et al.* 1998), até aqui não foram encontradas rochas com esta idade na região de Carajás. A idade de 3,7 Ga é também importante na evolução terrestre, constituindo um período de acreção e construção de crosta (Stacey & Kramers 1975). A formação dos depósitos vulcanogênicos de Stralak e da área de Timmins, no cinturão Abitibi, Canadá, ocorreu em torno de 2,7 Ga e uma isócrona secundária dos sulfetos forneceu uma idade U-Pb de 3,7 Ga., a qual foi atribuída a uma herança de rochas do embasamento desses depósitos (Franklin *et al.* 1981).

O alinhamento 2, referente à calcopirita e à molibdenita, fornece uma idade de 2509 ± 85 Ma (MSWD = 28,19) que pode ser correlacionada à idade U-Pb de 2573 ± 2 Ma do granito Velho Salobo (Machado *et al.* 1991). Um outro alinhamento pode ser obtido se for considerada a cogeneticidade da molibdenita e calcopirita de bolsões de quartzo da lente maciça. A idade de 2760 ± 77 Ma (MSWD=11.60) obtida pode ser relacionada com a intrusão do CGE. Observa-se, ainda, que a composição isotópica do feldspato potássico deste complexo granítico, que é excepcionalmente radiogênica, pode ser correlacionada com os pontos de amostras de sulfeto do segundo alinhamento.

Em relação ao evento cisalhante, a análise U-Pb de fragmentos de apatita da lente fornece uma idade de 2362 ± 19 Ma para o intercepto superior (Fig. 3). Esta idade pode ser interpretada

como a de recristalização total deste mineral durante a instalação ou reativação das zonas de cisalhamento na área de Curionópolis.

Discussão dos Resultados Muitos depósitos de sulfeto maciço apresentam uma homogeneidade isotópica, que é atribuída por vários autores a fontes mantélicas. No caso de Serra Verde, a composição isotópica muito radiogênica pode ser devida aos protólitos sedimentares do Grupo Rio Novo e/ou outra fonte crustal. O enriquecimento radiogênico nas rochas e no minério da região de Carajás também é constatado por trabalhos que já utilizaram o método Pb-Pb em rocha total ou sulfetos (Mougeot *et al.* 1996, Mellito & Tassinari 1998). A dificuldade na interpretação dos dados aqui apresentados está no significado do espalhamento, já que ele pode representar tanto uma isócrona como uma curva de mistura do Pb original com o Pb radiogênico introduzido durante eventos posteriores. Neste último caso, a idade dada pelo alinhamento não representaria a da formação do depósito, indicando, junto com os dados de campo, que o sistema U-Th-Pb do depósito de Serra Verde não se comportou de maneira fechada.

Conclusões As composições isotópicas são muito radiogênicas, o que impede se conhecer as verdadeiras fonte e idade da mineralização cupro-aurífera de Serra Verde. Pode-se, entretanto, levantar duas hipóteses. A primeira relaciona esta composição com os três eventos geológicos registrados nas rochas encaixantes e no minério de Serra Verde. A outra considera uma composição radiogênica naturalmente elevada para a área, o que a diferenciaria de muitos depósitos e modelos conhecidos mundialmente.

A composição isotópica radiogênica do feldspato potássico do CGE pode significar uma fusão/contribuição de material crustal. Finalmente, os resultados obtidos com o estudo isotópico apoiados com os dados de campo sugerem que a lente de sulfetos maciços foi perturbada por este complexo e pelas zonas de cisalhamento.

Referências Bibliográficas

- Barros C.E.M., Macambira J.M.B., Barbey, P. 2001. Idade de zircões do Complexo Granítico Estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Metalogenética de Carajás. In: Simp. Geol. Amaz. VII, SBG, Belém.
- Franklin J.M., Lydon J.W., Sangster D.F. 1981. Volcanic-associated massive sulfide deposits. *Econ. Geol.* 75th Anniv. Vol. p. 485-627.
- Macambira M.J.B., Lafon J.M., Pidgeon R.T. 1998. Crescimento Crustal Arqueano registrado em zircões de sedimentos da região de Rio Maria, Província Carajás, Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 40. Belo Horizonte. *Anais.* SBG-MG, p.55.
- Machado N., Lindenmayer Z., Krogh T.E. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajas area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, 49: 329-354.
- Mellito K. M. & Tassinari, C. C. G. 1998. Aplicação dos métodos Rb-Sr e Pb-Pb à evolução da mineralização cuprífera do depósito de Salobo 3 α , Província Mineral de Carajás. In: Cong. Bras. Geol. 40. Belo Horizonte. *Anais....* p 119.
- Mougeot R., Respaut J.P., Briquieu L., Ledru, P., Milesi J.P., Lerouge C., Marcoux E., Huhn S.B., Macambira M.J.B. 1996. Isotope age geochemistry constrains for Cu, Au mineralizations and evolution of the Carajás Province (Para, Brazil). In: Cong.Bras.Geol. 39, Salvador. *Bol. Res. Exp.*, SBG, v.7, p.323-25.

Reis F. N. 2000. *Origem e evolução do depósito de sulfetos de Serra Verde, Curionópolis (PA), com base em dados geológicos, petrográficos, mineralógicos e isotópicos de Pb*. Centro de Geociências da UFPA, Tese de mestrado, 228p.

Stacey J.S. & Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* **26**:207-221.

Zartman R.E. & Doe, B.R. 1981. Plumbotectonics - the model. *Tectonophysics* **75**:135-162

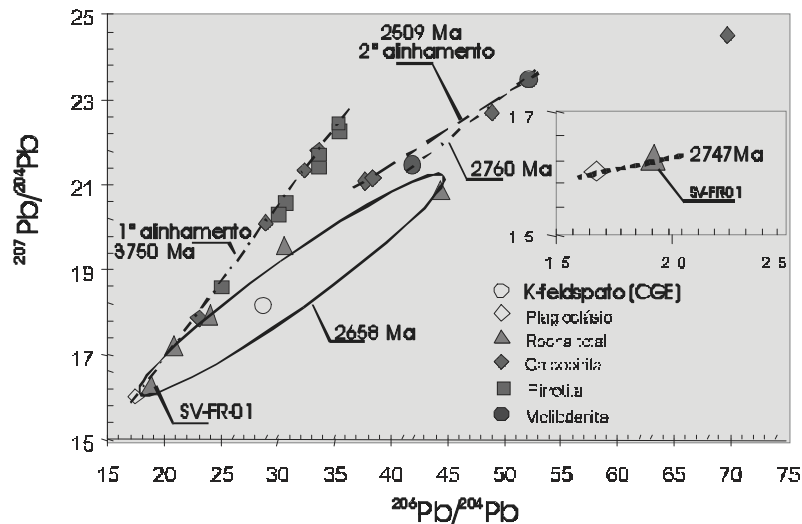


Figura 1 - Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mostrando os resultados das análises isotópicas efetuadas nas rochas encaixantes, no plagioclásio de uma delas, no feldspato potássico do Complexo Granítico Estrela e dos sulfetos diversos do depósito de Serra Verde. Notar os diferentes alinhamentos fornecidos por algumas delas, sugestivos de mesmas fontes.

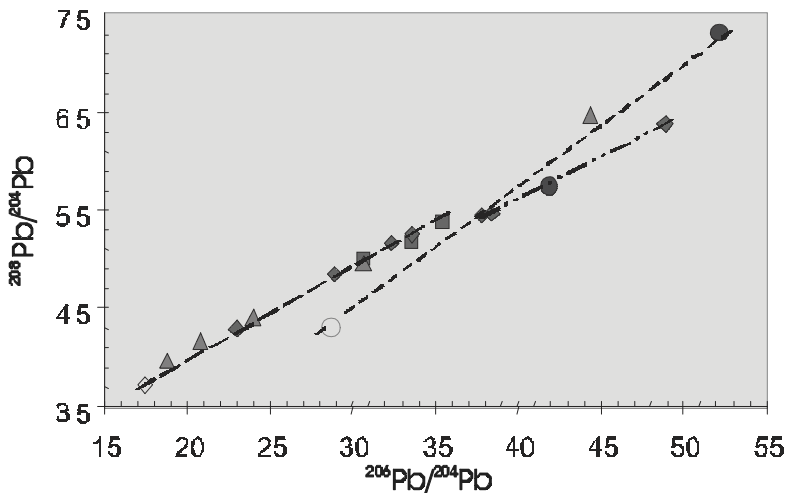


Figura 2 - Diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (taigênico) das análises das amostras citadas na figura 1. São observados pelo menos três alinhamentos das pontas correspondentes alguns desses alinhamentos da mesma forma como indicado pela figura 1 podem representar cogeneticidade e ação de eventos geológicos superimpostos no depósito de Serra Verde como também fontes diferentes

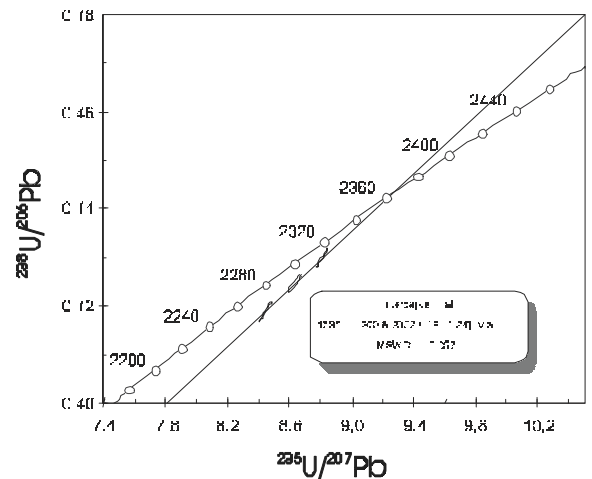


Figura 3 - Gráfico $^{208}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ x $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ mostrando a idade obtida com a análise de três fragmentos de um cristal de apfita coletado dentro da lente de sulfeto maciço do depósito de Serra Verde

As mineralizações Auríferas da Província Alta Floresta e suas relações com o Arco Magmático Juruena

Pedro Sérgio Estevam Ribeiro, Joffre Valmório de Lacerda Filho, Inácio de M. Delgado, Reginaldo A. dos Santos, Geraldo Vianney V. Souza, João Olímpio Souza, Cipriano C. de Oliveira, Paulo Fernando Villas Boas, Antonio Augusto Soares Frasca, Felicíssimo Rosa Borges, Luis Carlos Moreton, Edson Gaspar Martins, Maria Abadia Camargo

1 - CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Goiânia, geremigo@zaz.com.br

A Província Mineral de Alta Floresta (PAF), situa-se na porção norte do estado do Mato Grosso (fig. 1) onde se estende na direção E-W por uma faixa de aproximadamente 500 km de comprimento, por 100 km de largura, desde as imediações da cidade de Peixoto de Azevedo até o rio Juruena.. Esta província notabilizou-se pela grande produção de ouro secundário em aluviões, coluviões e eluviões, no período de 1979 a 1994, com produção estimada em 108,7 t de ouro (CPRM, 1996).

As mineralizações primárias de ouro da PAF ocorrem associadas a veios de quartzo, brechas e *stockworks*. Estão hospedadas principalmente em granitos do tipo I oxidados, de natureza calcialcalina (biotita granitos, monzogranitos e monzonitos), muito magnéticos, portadores de quartzo azulado e pórfiros de plagioclásio zonados, pertencentes à Suíte Paranaíta, bem como a granitos calcialcalinos de alto-K tipo Nhandu. Além dos granitóides, as mineralizações também se hospedam em rochas vulcânicas e subvulcânicas da Suíte Colíder e em xistos miloníticos da Seqüência Metavulcanossedimentar São Marcelo - Cabeça.

A maioria dos depósitos primários de ouro em veios de quartzo está regionalmente relacionada a um megasistema de cisalhamento transcorrente sinistral rúptil a rúptil-dúctil, de direção ESE/WNW, formado por compressão principal N50E. Os principais depósitos estão localizados em fraturas subsidiárias de 2ª e 3ª ordem, extensionais e de cisalhamento (fig 2), de direções principais N-S a N50E, de natureza rúptil (fraturas extensionais), rúptil/dúctil (zonas miloníticas e filoníticas estreitas, nucleadas em falhas) ou dúctil (zonas dobradas e metamorfizadas regionalmente) .

As mineralizações são constituídas por uma paragênese mineral bastante hidratada, rica em filossilicatos (mica branca, sericita, clorita), acompanhada de quartzo, epidoto, carbonato, sulfetos e óxido de ferro. Delgado et al. (2001) reconheceram quatro estágios de alteração hidrotermal e de neoformação de minerais, ou seja: (i) estágio precoce (protomilonítico), com formação de microclina, epidoto, calcita, sericita e clorita; (ii) estágio milonítico a filonítico, com formação de sericita, clorita, óxido de ferro e sulfetos, recristalização e neoformação de quartzo; (iii) estágio tardio à filonitização, com introdução de veios de quartzo, carbonato, clorita e sulfetos (principal

fase da mineralização de ouro); e (iv) estágio pós-tectônico, caracterizado pela introdução de veios de carbonato.

Com base em critérios tectônicos e formas de ocorrência, os depósitos foram agrupados em três tipos: (1) – *Stockworks*, brechas hidrotermais e veios extensionais de quartzo com ouro, situados em regime rúptil; (2) – Veios de quartzo com ouro controlados por falhas, situados em regime rúptil-dúctil; e (3) – Veios de quartzo com ouro, dobrados e boudinados, situados em ambiente dúctil. As características destes tipos de jazimentos podem ser visualizadas nas tabelas I, II e III (modificadas de Delgado et al., 2001), onde foram destacados os depósitos melhor conhecidos.

NOME GARIMPO/UTM	ROCHA HOSPEDEIRA	ESTRUTURA	ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL / MINERALIZAÇÕES
TRAIRÃO E 655820 N 8915638	Granito graisenizado (fácies esverdeada). Granito saprolitizado (fácies esbranquiçada). GRANITO NHANDU	Fraturas extensionais, padrão <i>stockwork</i>	Graisenização (quartzo+sericita+mica branca+opacos); brechas hidrotermais; veios extensionais de quartzo, centimétricos a decamétricos; sulfetos (pirita) disseminados e em nódulos e magnetita
SERRINHA E 731897 N 8867304	KF granito metassomático SUÍTE MATUPÁ (1,87 Ga U-Pb), Tdm (Sm-Nd) 2,34Ga	Fraturas padrão <i>stockwork</i>	Alteração hidrotermal penetrativa (sericitização); <i>stockworks</i> (veios milimétricos); sulfetos disseminados (pirita, pirrotita, magnetita)
NOVO PLANETA / BAIXÃO MARABÁ E 475061 N 8966329	Biotita-epidoto granito – fácies esverdeada. Quartzo-feldspato granito – fácies de cor rosa. SUÍTE PARANAÍTA (1,80 Ga – U-Pb)	Sistemas de Fraturas N40W e N75W	Alteração hidrotermal (sericita+quartzo+epidoto). Sulfetos (pirita, calcopirita, covelita) disseminados em manchas irregulares e incrustações e magnetita.
CRENTES E 548817 N 8963034	Rocha vulcânica a subvulcânica, saprolitizada (reliquia de estrutura porfírica no saprólito). SUÍTES PARANAÍTA/COLÍDER (1,78 Ga U-Pb)	Fraturas extensionais e padrão <i>stockwork</i>	Alteração hidrotermal penetrativa (quartzo+epidoto+sulfetos+óxido de ferro); veios extensionais milimétricos a centimétricos (máximo de 2 cm); <i>stockworks</i>
TIÃO FERA / BAIXÃO ÁGUA AZUL E 464624 N 8959000	Granito saprolitizado SUÍTE PARANAÍTA (1,80 Ca U-Pb)	Falha rúptil N35E	Veio de quartzo+sulfetos, (pirita, calcopirita, covelita), magnetita, rutilo e limonita laminada; vênulas de quartzo (calcedônia ?) aleatórias: <i>stockworks</i> subordinados
CLAREIRA/ NOVO ASTRO E 344830 N 8983923	Granito Epidotizado SUÍTE PARANAÍTA (1.80 Ga U-Pb)	Sistema de veio de quartzo de direção N 20E e venulações milimétricas e em <i>stockwork</i> .	Epidotização penetrativa, sericitização, cabonatação. Sulfetos – pirita, calcopirita, calcocita, galena, tetraedrita, esfalerita e bornita.

Tabela I – *Stockworks*, brechas hidrotermais e veios extensionais de quartzo com ouro , em regime rúptil.

NOME GARIMPO/UTM	ROCHA HOSPEDEIRA	ESTRUTURA	ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL/MINERALIZAÇÕES
TAPAJÓS E 652520 N 8806302	KF granito hidrotermalmente alterado, protomilonítico a milonítico. GRANITO NHANDU	ZC rúptil-dúctil, transcorrente N80W Estrias subhorizontais	Zonas filoníticas e quartzo-filoníticas envolvendo lentes de granito milonítico. Lateralmente, brechas e veios extensionais (N50E/50SE). Pirita, calcopirita, malaquita.
EDU E 698144 N 8802551	Monzogranito hidrotermalmente alterado, protomilonítico a milonítico. GRANITO NHANDU	ZC dúctil-rúptil, transcorrente, dextral N25E. Estrias subhorizontais	Zonas filoníticas e quartzo-filoníticas (sericita+quartzo+clorita+_opacos). Veios de quartzo+carbonato+sulfetos (pirita, calcopirita, esfalerita, galena)+ clorita. Veios tardios de carbonato.
PARAÍBA E 709976 N 8869507	Monzogranito hidrotermalmente alterado, protomilonítico a milonítico. Anfibolito bandado ? (a leste do filão). SUÍTE MATUPÁ (1.87 Ga U-Pb)	ZC dúctil-rúptil, transcorrente, dextral. Filão: N-S Sn – N35W; Sc – N15E Estrias subhorizontais	Zonas filoníticas e quartzo-filoníticas (sericita+quartzo+clorita+opacos). veios de quartzo+carbonato+sulfetos (pirita, calcopirita, covelita, esfalerita) + clorita. Veios tardios de carbonatos. Ag= 28ppm As= 3ppm Au= 21ppm
TETO E 715769 N 8869507	Milonito de HB-BT diorito SUÍTE FLOR DA SERRA (Sm-Nd, Tdm 2,33Ga)	Zona Dúctil/Rúptil Filão N/S	Milonito de diorito hidrotermalmente alterado, veio de quartzo, intercalado com sulfeto (pirita, calcopirita, galena, bornita). Ag= 130 ppm As= 10 ppm Au= 230 ppm

Tabela II– Veios de quartzo com ouro, controlados por falhas, em regime rúptil-dúctil.

NOME GARIMPO/UTM	ROCHA HOSPEDEIRA	ESTRUTURA	ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL / MINERALIZAÇÕES
GIL /FABINHO E 561018 N 850717	Xistos miloníticos, grafitosos ou carbonosos; metarriolito pórfiro; microgranito pórfiro; tectonito L. SEQÜÊNCIA VS. SÃO MARCELO-CABEÇA (1859 ± 5 U-Pb)	Deformação dúctil – dobras isoclinais Bandamento (Sn) dobrado Sn+1 : N50-60W/ 80NE	Veios de quartzo dobrados e boudinados, Lb 60/N120; 60/N100 Ag 0,8 ppm, As= 910 ppm, Au= 10 ppm

Tabela III – Veios de quartzo com ouro, dobrados e boudinados em regime dúctil.

Os depósitos do tipo 1 (Tabela I) foram formados em regime extensional e correspondem a depósitos de ouro epizonais, relacionados a intrusões graníticas do Arco Magmático Juruena (AMJ). Neste arco se incluem as Suites Juruena, Paranaíta, Colíder e Granito Nhandu, com idade de 1.8 Ga. O depósito de Serrinha do Matupá, relacionado à Suíte Matupá, foi estudado detalhadamente por Moura (1998) que o classificou como do tipo ouro pórfiro disseminado. Este depósito possui características que o diferencia dos depósitos da PAF, sugerindo uma origem provavelmente relacionada com a evolução da parte SE da Província Tectônica do Tapajós, cuja idade é 100 milhões de anos mais antiga que a do Arco Magmático Juruena, como pode ser observado na tabela IV.

DEPÓSITO	IDADE DA ENCAIXANTE U-Pb	IDADE DA MINERALIZAÇÃO Pb-Pb	FLUIDOS MINERALIZANTES	UNIDADE
Serrinha do Matupá (1)	1.9 Ga	-	T ≥ 420°C NaCl eq. >45%	Suíte Flor da Serra
PAF-Região de Apiacás (2)	1.8 Ga	-	T = 99,7°C NaCl eq. 12,5%	Suíte Paranaíta
PAF-Região de Paranaíta (2)	1.8 Ga	1,76 Ga	T = 321°C NaCl eq. 13,10%	Suíte Paranaíta

Tabela IV – Características que diferenciam o depósito de Serrinha do Matupá de outros depósitos de ouro da PAF.

Fonte: (1) Moura, 1998; (2) Fonte JICA, 2001

Os depósitos do tipo 2 (tabela II) se desenvolveram na fase orogenética (em estágio sin a tardi-tectônico) em condições de epizona a mesozona, e estão relacionados a intrusões graníticas e dioríticas.

O depósito de ouro do Fabinho (Tabela III), que se encontra hospedado em rochas da seqüência metavulcanossedimentar São Marcelo-Cabeça, possui características que o distingue dos demais depósitos da PAF, quais sejam: está associado a domínio eminentemente dúctil e possui baixos teores de Ag e Bi e altos teores de As. A tabela V, a seguir, compara as características do depósito do Fabinho em relação aos depósitos relacionados a granitos e dioritos.

GARIMPO/LOCAL	ROCHAS HOSPEDEIRAS	ELEMENTOS ANALISADOS PPM			PARAGÊNESE SULFETADA	UNIDADE
		Ag	As	Bi		
FABINHO 561015/8850779	Bt-mica-branca microclina quartzo xisto (metarriolito pórfiro)	1,7	580	3,9	Pirita, calcopirita, arsenopirita	Seqüência metavulcanossedimentar São Marcelo-Cabeça
SERRINHA DE MATUPÁ 603126/8916301	Granito	236	12	980	Pirita, calcopirita, covelita, esfalerita, galena e magnetita	Suíte Paranaíta (1,8 Ga-U-Pb)
PARAIBA 709756/8869553	Monzogranito/ anfibolito	28	3	10	Pirita, calcopirita, covelita	Suíte Matupá
TETO 715769/8867012	Hb-bt-diorito	130	10	500	Pirita, calcopirita, calcocita, galena	Suíte Flor da Serra

Tabela V – Características do depósito de ouro do Fabinho comparado a outros depósitos da PAF.

A análise dos dados sugere que os depósitos de ouro da PAF estão relacionados a eventos tectono-magmáticos que ocorreram em um determinado intervalo de tempo, e que foram responsáveis pela formação de pelo menos dois arcos magmáticos coalescentes, de idade paleoproterozóica. O mais velho, possivelmente relacionado a evolução dos arcos magmáticos da Província Tapajós, representado pelas suítes Matupá (granitos) e Flor da Serra (gabros e dioritos) (1.87 – 1,9 Ga) e o mais jovem, Arco Magmático Juruena (1.75 – 1.82 Ga), ao qual se relaciona a maioria dos depósitos de ouro da Província Mineral Alta Floresta.

Bibliografia:

- DELGADO, I.M., SOUZA, G.V.V., SANTOS, R.A. 2001. *Contribuição ao conhecimento das mineralizações de ouro da Província Mineral de Alta Floresta, Mato Grosso*. Salvador, CPRM – DEGEO/DIGEOP (Relatório de Viagem)
- CRUZ, E.C. 2001. Relatório sobre a visita a ocorrências de ouro da Província Mineral Alta Floresta, Norte do Estado do Mato Grosso. Relatório de viagem, CPRM (Relatório Interno).
- JICA/MMAJ. 2001. *Report on the Mineral Exploration In The Alta Floresta Area, Federative Republic of Brazil. Phase II*. Japan International Cooperation Agency, Japan, march 2001.
- MOURA, M. A., 1993. *O maciço granítico Matupá no depósito de ouro de Serrinha (MT): petrologia, alteração hidrotermal e metalogenia* Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília; DF, Tese de Doutorado

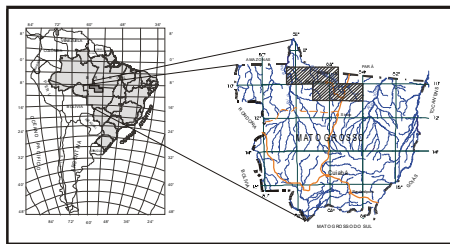


Fig. 1 - Localização do projeto PAF Alta Floresta

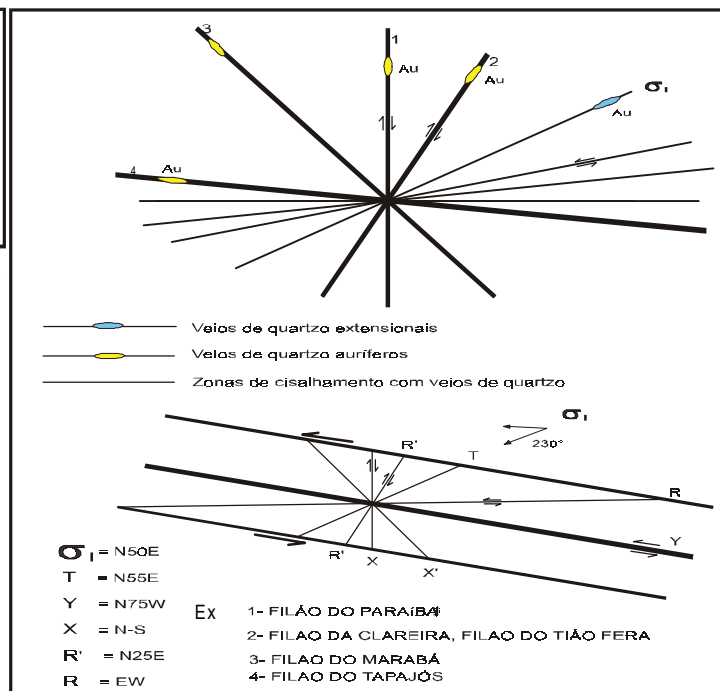


Figura 2 - Orientações predominantes dos veios de quartzo auríferos da Província Alta Floresta, de acordo com o diagrama de RIEDEL.

Fluidos relacionados às alterações hidrotermais no depósito de ouro do Granito São Jorge – PA

¹Ronchi, L. H., ²Dall’Agnol, R., ¹Araújo, J. C., ³Ribeiro, V., ²Lamarão, C. N. ²Borges, R. M. K., ⁴Fuzikawa, K.

¹UNISINOS, São Leopoldo, ronchi@euler.unisinos.br, RS; ²UFPA, Belém, PA, robdal@ufpa.br, ³UFOP, Ouro Preto, v_ribeiro@hotmail.com ⁴CDTN, Belo Horizonte, MG, kazuo@urano.cdtm.br

Introdução

O granito São Jorge possui um depósito de ouro associado, e insere-se na Província Tapajós (Faraco *et al.* 1996) do Cráton Amazônico, Pará. As ocorrências de ouro dessa província estão muitas vezes associadas com granitóides paleoproterozóicos, sugerindo vínculos entre essas rochas e a mineralização. O ouro primário da Província Tapajós ocorre normalmente na forma de veios de quartzo, embora disseminações e *stockwork* (Dreher *et al.* 1998) e depósitos epitermais associados com rochas vulcânicas (Juliani *et al.* 2001) também tenham sido descritos. Diversos modelos geológicos têm sido propostos para esses depósitos de ouro e estudos de inclusões fluidas (IF) têm contribuído significativamente para esta discussão (Klein *et al.* 2001). As informações contidas nesse trabalho constituem uma contribuição na construção desses modelos, que em geral não são simples, e incluem circulação de diversas gerações de fluidos, evoluindo em condições físico-químicas variadas, produzindo diferentes associações minerais e de IF.

Alteração Hidrotermal

O granito Paleoproterozóico São Jorge é um plúton com afinidades cálcico-alcálicas, composição predominante monzogranítica, que passou por várias etapas de transformação hidrotermal fílica e carbonática, cada uma delas com sua associação mineral característica, numeradas de 1 a 4 (Dall’Agnol *et al.*, em preparação). As associações 1 e 2 são as que mais se aproximam daquelas formadas em condições magmáticas, enquanto que a associação 4 parece ser a mais representativa dos processos de alteração hidrotermal geradores das mineralizações. Com base nestas informações foram escolhidas amostras para estudos de IF: SJ 4/1 e SJ 2/20 ambas da associação 4; SJ 7/8 da associação 3 (onde a clorita é a principal fase ferro-magnésiana) e a SJ 9/16, cuja associação não se enquadra nos tipos definidos acima, pois a presença do epidoto como fase dominante na paragênese hidrotermal a particulariza. Ela se assemelha a muitas amostras encontradas em áreas distantes dos furos mineralizados, onde o epidoto é uma fase igualmente marcante (Lamarão, em preparação).

Petrografia de Inclusões Fluidas (IF)

Existem dois tipos principais de conjuntos de inclusões fluidas: 1. predominância de IF *aquo-carbônicas* (AC - lâminas SJ4/1 e SJ 7/8), 2. predominância de IF *aquosas* bifásicas (Aq - lâminas SJ 2/20 e SJ 9/16), ambas as associações sempre em trilhas secundárias cortando o quartzo aparentemente primário do granito. Apenas com base na petrografia das IF não é possível estabelecer com segurança a seqüência cronológica destes fraturamentos cicatrizados. As inclusões predominantemente **aquo-carbônicas (AC)**, trifásicas em temperatura ambiente, estão associadas a IF **aquosas (Aq)** bifásicas, **monofásicas escuras** gasosas e **monofásicas claras** aquosas, que ocorrem em menor número. O grau de preenchimento da fase carbônica e/ou vapor d'água é notavelmente variável, com algumas exclusivamente carbônicas. Soma-se a este fato duas observações petrográficas importantes: 1) a ocorrência de inclusões monofásicas aquosas (normalmente consideradas de baixa temperatura) ao lado de inclusões trifásicas (em geral de altas temperaturas de homogeneização); 2) a existência de formas muito irregulares e pontiagudas; ambas sugerindo a ocorrência de forte fenômeno de estrangulamento (*necking down*). Existem ainda inclusões esvaziadas negras (*leakage*), ocorrendo sempre próximas à superfície da lâmina e diferentes das inclusões monofásicas gasosas escuras, acima citadas. Eventualmente ocorrem alguns sólidos acidentais, em geral carbonato, dentro das inclusões AC e Aq e também como inclusões sólidas dentro do quartzo.

As amostras SJ 2/20 e SJ 9/16 constituem exceções à esta regra de predominância de IF aquo-carbônicas. Ambas apresentam predominantemente inclusões aquosas bifásicas e monofásicas em temperatura ambiente e apenas raramente ocorrem as aquo-carbônicas trifásicas.

Microtermometria

Foram estudadas por microtermometria as lâminas SJ 4/1 (associação 4) e SJ 7/8 (associação 3) nas quais predominam IF AC trifásicas em temperatura ambiente. A temperatura de fusão do CO₂ sólido ocorre em torno de -58,9 a -59,6 (SJ 4/1, 40 medidas) e -59,5 a -61,3 (SJ 7/8, 12 medidas) indicando que a fase carbônica não é pura e coerente com os dados da microespectrometria Raman, que detectou traços de N₂. A temperatura de dissolução do clatrato variou de 2,0 a 6,0°C (SJ 4/1) indicando salinidade de 7,0 a 13,0 % peso eq. NaCl. A temperatura de homogeneização (TH) da fase carbônica ocorreu entre 26,1 e 30,0°C (SJ 4/1, 37 medidas) e 27,5 e 31,1°C (SJ 7/8, 16 medidas), predominantemente para a fase líquida. Algumas inclusões homogeneizaram para a fase vapor, geralmente acima de 30,0°C. Estes valores implicam densidades em torno de 0,6 a 0,5 g/cm³ para as que homogeneizaram na fase líquida e em torno de 0,4 g/cm³ para as que homogeneizaram na fase vapor. A TH total destas inclusões foi variável entre 170,3 e 370°C (SJ 4/1, 21 medidas), ocorrendo moda significativa, entre 300 e 310°C. Para a amostra SJ 7/8

a TH variou de 222,8 a 391,8°C (15 medidas). Diversas inclusões crepitaram em temperaturas entre 233 e 496°C, boa parte delas iniciando o processo de homogeneização por crescimento da fase carbônica.

As duas únicas inclusões aquosas medidas na amostra SJ 4/1 apresentaram salinidade em torno de 10 % peso eq. NaCl e TH de 160 e 175°C. Por outro lado nas amostras SJ 2/20 e SJ 9/16 a variação de salinidade é de 2 a 11 % peso eq. NaCl e temperaturas de homogeneização entre 140 e 320, com duas modas para SJ 9/16 (170 a 190°C e 200 a 220°C) e uma para SJ 2/20 (240 a 250°C).

Discussão

O grau de preenchimento das IF é extremamente variável, o que pode ser explicado por: 1. ocorrência de fenômenos de alteração após a formação, do tipo estrangulamento (*necking down*); 2. aprisionamento de um fluido originalmente heterogêneo (imiscibilidade ou ebulição), e 3. mistura de fluidos. A variação de TH total dificulta a aceitação da segunda hipótese (ebulição), pois exige TH dentro de uma faixa constante e mais ou menos estreita, o que não é o caso. Parte significativa das inclusões com menores indícios de estrangulamento forneceu TH em torno de 300 a 350°C. O geotermômetro da clorita sugere temperaturas em torno de 300 - 340°. Estas coincidências são sugestivas de ebulição (*boiling*) pelo menos no que diz respeito ao fluido aquo-carbônico da fase relacionada com a associação mineral 4.

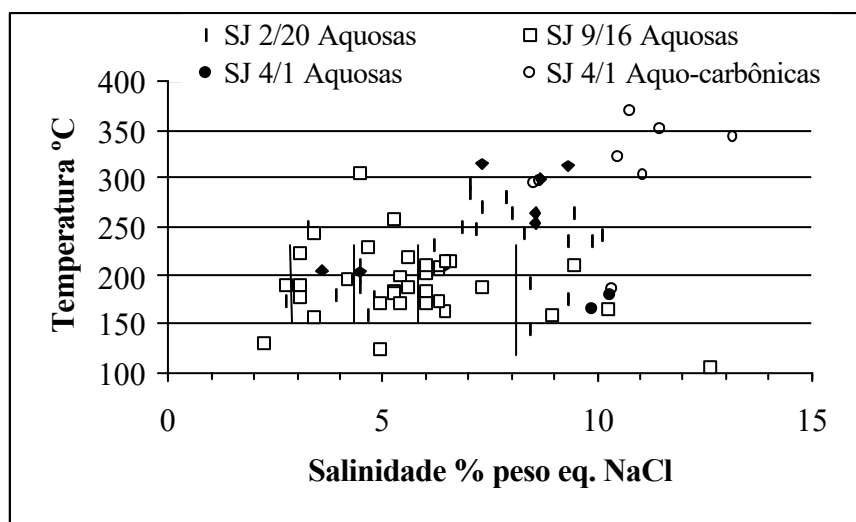


Figura 1 – Diagrama correlacionando salinidade e TH em três associações minerais importantes e de IF aquosas e aquo-carbônicas.

As tendências verticais (figura 1) são indícios claros de que, apesar dos cuidados tomados, foram realizadas medidas em inclusões afetadas por estrangulamento. Por outro lado, abstraindo-se essa dispersão, é notável uma correlação positiva, partindo de salinidade e TH mais altas nas IF aquo-carbônicas, para salinidade e TH inferiores, nas IF aquosas, ambas da fase 4. Essa tendência

de diluição e resfriamento continua até atingir condições de salinidade e TH similares às observadas na amostra SJ 9/16, que representa um fenômeno aparentemente mais regionalizado. Estimativas de pressão pelo método de cruzamento de isócoras (Brown & Hagemann 1994), de uma inclusão aquosa e outra inclusão aquo-carbônica que ocorrem associadas no mesmo grupo, coincidem com a informação obtida a partir do método de geotermômetro independente da clorita sugerindo pressão de formação em torno de 1kbar.

Conclusão

O fluido aquo-carbônico possui apenas traços de N₂, detectados por espectroscopia Raman, o que é, aparentemente, a única razão para rebaixar o ponto de fusão do CO₂ sólido, visto que a curva de calibração do aparelho de microtermometria foi cuidadosamente verificada. Não foi detectado, por espectrometria Raman, nenhum volátil além de H₂O nas inclusões aquosas. A grande variação de grau de preenchimento da fase carbônica refletiu-se em uma grande variação de TH (170 e 400°C), e está parcialmente relacionada com processos de estrangulamento (*necking down*). Uma porção significativa das inclusões forneceu TH de 300 a 350°C na fase líquida, enquanto boa parte delas crepitou, e apenas uma delas homogeneizou na fase vapor em 363,0°C. Este fato, somado à coincidência destas TH com os resultados do geotermômetro da clorita, poderiam sugerir, mas não confirmar, a ocorrência de ebulição (*boiling*) durante o aprisionamento das inclusões aquo-carbônicas. A correlação geral entre as diversas fases de circulação hidrotermal, incluindo as IF aquosas e aquo-carbônicas, indica diluição e resfriamento dos fluidos. Estimativas de pressão de formação a partir de dois métodos diferentes sugerem que este processo teria se desenvolvido em torno de 1kbar de pressão. A associação de IF neste depósito do granito São Jorge assemelha-se notavelmente com o descrito por Klein *et al.* (2001).

Referências Bibliográficas

- Brown, P. E. & Hagemann, S. G. 1994. MacFlinCor: a computer program for fluid inclusion data reduction and manipulation. In: De Vivo, B. & Frezzotti, M. L. (Ed.) *Fluid Inclusions in minerals: methods and applications*. Virginia Tech, Blacksburg. p. 231 - 250.
- Dreher, A. M., Vlach, S. R. F. Martini, S. 1998. Adularia associated with epithermal gold veins in the Tapajós mineral Province, Pará State, Northern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* **28**:397-404.
- Faraco, M. T. L., Carvalho, J. M. A., Klein, E. L. 1996. *Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós*. Escala 1:500.000. Nota Explicativa. CPRM – superintendência Regional de Belém, 13p.
- Juliani, C., Nunes, C. D. N., Bettencourt, J. S., Silva, R. H. C., Monteiro, L. V. S. M., Neumann, R., Alcover Neto, A., Rye, R. O. 2000. Early Proterozoic volcanic hosted quartz-alunite epithermal deposits in the Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. Abstracts with Programs. Geological Society of America, V. 32, n.7, p. A-49.
- Klein, E. L., Santos, R. A., Fuzikawa, K., Angélica, R. S. 2001. Hydrothermal fluid evolution and structural control of the Guarim gold mineralization, Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil. *Mineralium Deposita* **36**:149-164.

As Turmalinas de Carajás e a assinatura geoquímica dos depósitos de Cu-Au hidrotermais

Tatiana Rennau dos Santos^{*1}, Zara Gerhardt Lindenmayer^{*2}

*Universidade do Vale do Rio dos Sinos. 1 rennau@euler.unisinos.br, 2 zara@euler.unisinos.br

Introdução

Os depósitos minerais podem ser estudados através de muitos aspectos: geotectônicos, estruturais, petrológicos (fases ígneas, metassomáticas, de alteração hidrotermal), fluidos envolvidos nas mineralizações e associações de minerais de minério e ganga. Dentre os minerais de ganga comumente estudados encontra-se a turmalina, cujas características químicas retratam a tipologia do depósito mineral onde elas se formaram. A assinatura geoquímica das turmalinas é particularmente importante na definição das diversas tipologias de depósitos hidrotermais, pois diferentes processos de concentração de metais imprimem a estes minerais, composições químicas distintas. Em Carajás, a maior Província Mineral Brasileira, depósitos do tipo Óxido de Fe (Cu-Au) encontram-se invariavelmente associados a uma ganga portadora de turmalina.

O estudo da composição química das turmalinas associadas aos depósitos do Salobo, Gameleira e Igarapé Bahia, de origem hidrotermal, abaixo detalhado, trouxe subsídios para uma melhor compreensão dos depósitos minerais da região de Carajás,

Contexto Geológico

A região da Serra dos Carajás é dividida em três unidades: uma unidade basal composta predominantemente por rochas vulcânicas máficas, uma unidade intermediária sedimentar química e uma superior vulcano-sedimentar.

Os três depósitos minerais de Carajás onde as turmalinas foram estudadas (Salobo, Gameleira e Igarapé Bahia) estão inseridos na unidade basal da Serra dos Carajás (Supergrupo Itacaiúnas). No depósito do Salobo dominam metagrauvacas, anfibolitos e formações ferríferas, com intrusões granitóides. O minério consiste predominantemente de bornita-calcocita, disseminado e maciço. O depósito de Gameleira está hospedado em uma sequência vulcano-sedimentar, composta por andesitos hidrotermalmente alterados, biotita-xistos e hidrotermalitos, cortados por um sienito aplítico (Lindenmayer *et al* este Simpósio). A mineralização encontra-se em veios, vênulas e veios brechados em uma zona de cisalhamento. Já no depósito do Igarapé Bahia a mineralização primária de Cu-Au está situada em brechas hidráulicas hospedadas em rochas vulcânicas e sedimentares/vulcanoclásticas metamorfisadas (Tazava e Oliveira 2000).

Turmalinas

A composição química das turmalinas dos depósitos estudados varia: no Salobo de schorlítica (granada-xistos) a dravítica (anfíbolito, gnaiss e biotita-xisto), no Igarapé Bahia de schorlita a dravita (calcita-albita-clorita-quartzo-turmalina-xisto) e no Gameleira de schorlítica rica em Fe (granito e veio), a intermediária entre schorlita e dravita (gabro) até o termo mais rico em Mg (biotita-xisto). Os depósitos de Cu-Au do Gameleira e Salobo apresentam turmalinas de composição dravítica, ricas em álcalis ($\text{Na}+\text{Ca}+\text{K} \Rightarrow 0,5 \text{ Fe}$), características de depósitos hidrotermais.

No diagrama ternário Ca-Fe_(tot)-Mg (Henry e Guidotti 1985) de discriminação das turmalinas em relação ao litótipo encaixante, as hospedeiras dos depósitos de Carajás apresentam composições compatíveis com rochas metapelíticas pobres em Ca, metapsamíticas e rochas a quartzo-turmalina; granitóides pobres em Li e metaultramáficas (Figura 1). As turmalinas estudadas em Carajás possuem características químicas que assemelham-se à depósitos hidrotermais relacionados à intrusões de granitóides e a veios em rochas metamórficas, estudados por Slack (1996).

Nos diagramas ternários Fe₅₀Al₅₀-Al-Mg₅₀Al₅₀ observa-se que as turmalinas de Carajás possuem associação com alguns depósitos relacionados à intrusões graníticas como: os de Sn-Cu Cornwall (Inglaterra), W de Jumbo-Pearl Lake (Canadá), Sn de Ardtlethan (Austrália), Sn-W de Brandberg-West-Goantagab (Namíbia) e com o depósito W de Kaneuchi (Japão). Contudo, as turmalinas dos depósitos hidrotermais em veios hospedados em rochas metamórficas, de composição semelhante as de Carajás são: Au de Timmins-Porcupine (Canadá), Pb-Zn-Ag Coeur d'Alene (Idaho) e Pb-Zn-Ag Bottino (Itália), (Figuras 2 e 3).

Discussão

Salobo e Gameleira, são depósitos hidrotermais diretamente associados com intrusões granitóides e as turmalinas de seus veios têm afinidades químicas com aquelas dos jazimentos de Sn-Cu, W, e Sn, Sn-W, cujas composições variam desde schorlita até próximas de dravita, incluindo algumas variedades ricas em Fe.

No depósito do Igarapé Bahia, sem relação direta com granitóides, as turmalinas têm características químicas comparáveis aos depósitos de veios em rochas metamórficas, com composição intermediária entre schorlita e dravita.

Conclusão

A alteração hidrotermal intensa pode explicar a não coincidência dos litótipos dos depósitos de Carajás com aqueles mostrados pelo diagrama Ca-Fe_(tot)-Mg, onde as turmalinas estão contidas no campo de metapelitos pobres em Ca, metapsamitos e rochas a quartzo-turmalina.

A alteração hidrotermal profunda das rochas do depósito Salobo, associada com enriquecimento em FeO^t, K, Ce, Th, U e ETR e empobrecimento de Ca-Sr (Lindenmayer e Fyfe 1994) pode explicar a presença das turmalinas do gnaiss, anfibolito e biotita-xisto no campo do metapelitos pobres em Ca.

Referências Bibliográficas

- Araújo, O. J. B.; Maia, R. G. 1991. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – Programa Grande Carajás, Serra dos Carajás*. Folha SB, 22 – Z – A. Estado do Pará. Brasília, DNPM/CPRM. 164 p.
- Henry, D. J.; Dutrow, B. L. 1996. Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. *Am Mineral* **33**: 503-557.
- Henry, D. J.; Guidotti, C. V. 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *Am Mineral* **70**:1-15.
- Lindenmayer, Z. G.; Fyfe, W. S. 1994. The Salobo Cu (Au, Ag, Mo) Deposit, Serra dos Carajás, Brazil. In: Congr. Geol. Chileno, 7, Concepción. *Atas*, **2**:840-842
- Slack, J. F. 1996. Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits. *Am Mineral*. **33**:559-643.
- Tazava, E. e Oliveira, C. G. 2000. The Igarapé bahia Au-Cu(REE-U) Deposit, Carajás Mineral Province, Northern Brazil, in Porter, T. M. (Ed.). *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*, Australian Mineral Foundation, Adelaide, p.203-212.

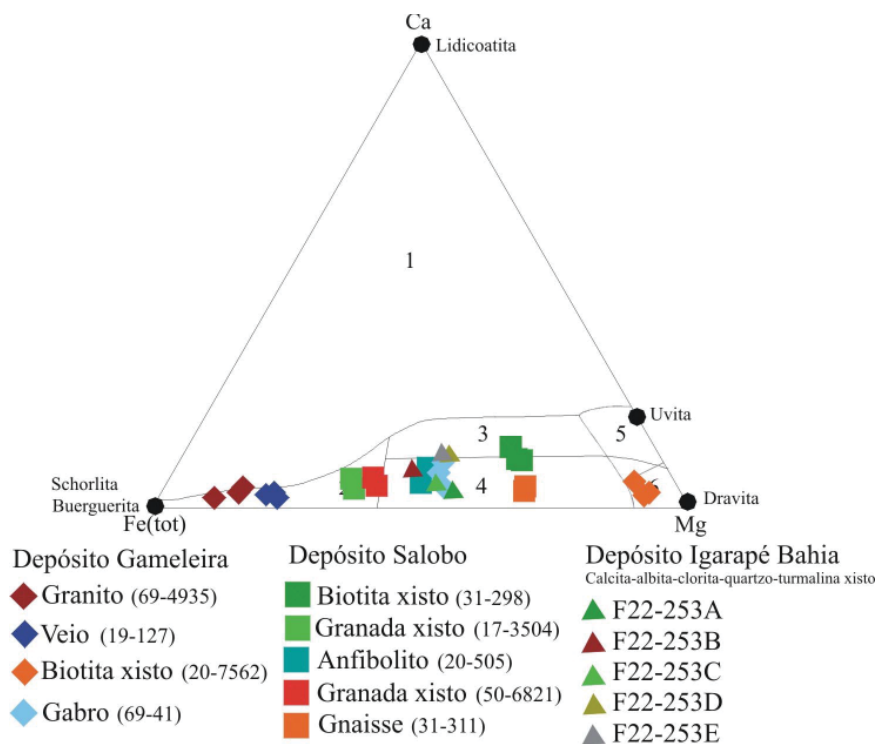


Figura 1. Diagrama Ca-Fe_(tot)-Mg (proporções moleculares) de turmalinas de vários tipos de rochas. O tipo de rocha está definido em campos no diagrama, que são: (1) Granitóides pegmatíticos ricos em Li e aplitos, (2) Granitóides pobres em Li e associado a pegmatitos e aplitos, (3) Metapelitos ricos em Ca, metapsamitos e rochas calco-silicatadas, (4) Metapelitos pobres em Ca, metapsamitos e rochas a quartzo-turmalina, (5) Metacarbonatos e (6) Metaultramáficas. Observe que o campo 4 sobrepe-se com o 6 (modificado de Henry e Guidotti 1985).

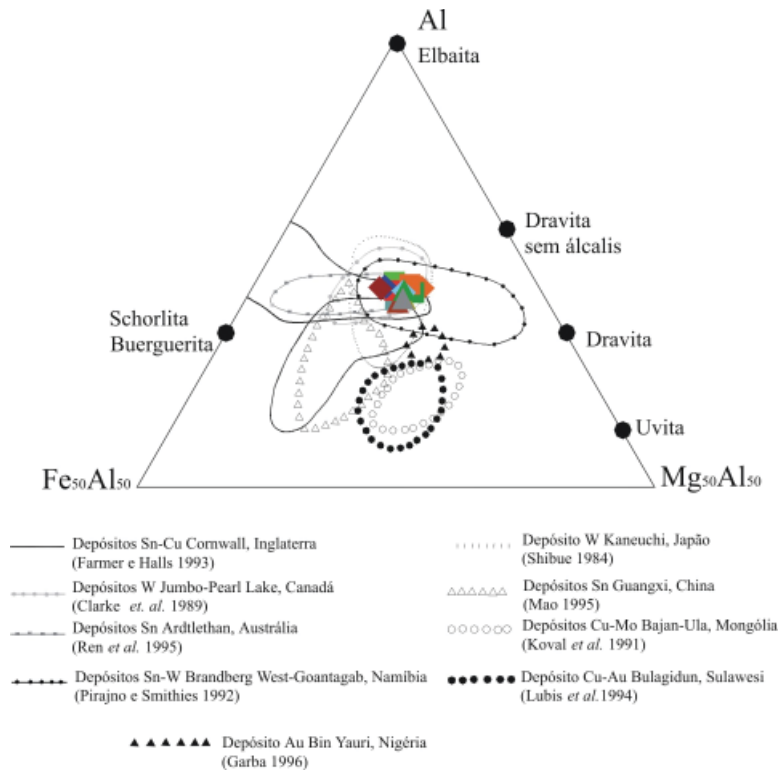


Figura 2. Diagrama ternário comparativo dos resultados de análises em microsonda de turmalinas dos depósitos associado a granitóides *versus* composição das turmalinas dos depósitos minerais de Carajás (modificado de Slack 1996).

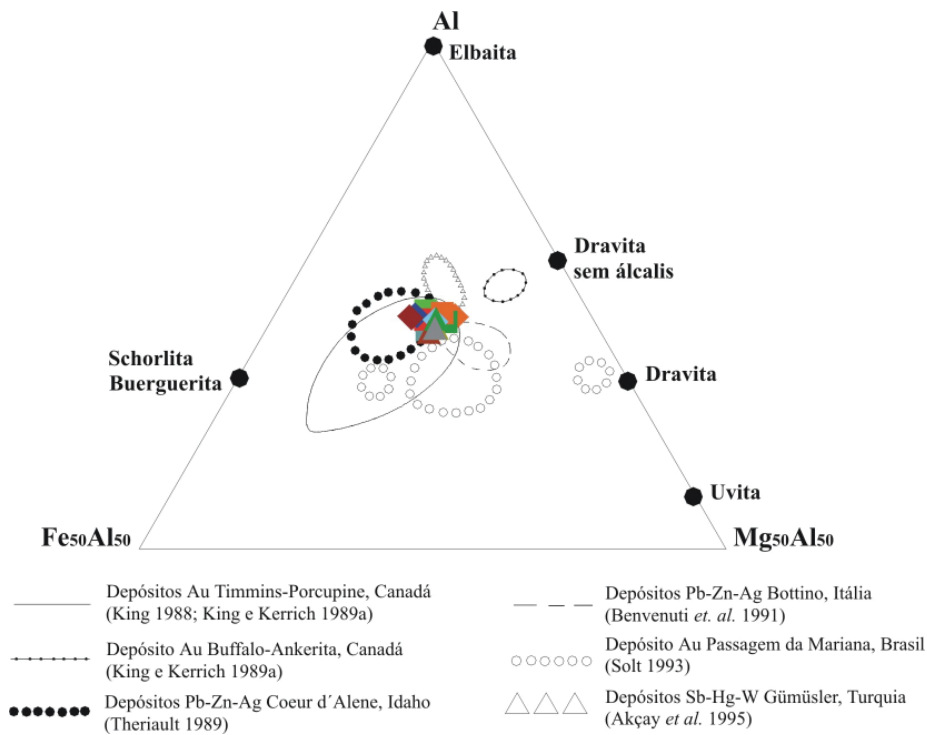


Figura 3. Diagrama ternário representando dos resultados de análises em microsonda de turmalinas de diversos depósitos associados a veios. Estes hospedados em rochas metamórficas *versus* composição das turmalinas dos depósitos minerais de Carajás (modificado de Slack 1996).

Texturas do Quartzo em Veio do Depósito Cupro-aurífero de Águas Claras, Serra dos Carajás, Pará

Silva C.M.G.¹ & Villas R.N.N.²

¹Pará-Iso - Laboratório de Geologia Isotópica, CG-UFPa, cmgaia@bol.com.br

²Departamento de Geologia, CG-UFPa, netuno@ufpa.br

Introdução O quartzo representa o mineral mais comum na grande maioria dos sistemas hidrotermais e suas características texturais podem refletir as condições que prevaleceram durante a formação dos veios em que ele ocorre. É de Adams (1920) o trabalho pioneiro que propõe uma terminologia para descrever feições microscópicas de quartzo hidrotermal, cuja primeira classificação textural só apareceria quase 70 anos depois (Dowling & Morrison 1989). Nessa classificação, apoiada em observações feitas em amostras de mão de quartzo de veios de depósitos auríferos da Austrália, foram adotados como principais critérios o grau de cristalinidade, o tamanho e a forma dos grãos, a densidade de empacotamento dos cristais, a orientação preferencial dos grãos, bem como a natureza e a intensidade de deformação e da recristalização. Com base em critérios definidos nestes dois trabalhos, são apresentadas aqui descrições de texturas meso e microscópicas do quartzo que ocorre em veios do sistema de Águas Claras, Serra dos Carajás.

O Sistema de Veios de Águas Claras Os veios hidrotermais do depósito Cu-Au de Águas Claras estão associados a uma zona de cisalhamento frágil a frágil-dúctil e mostram espessuras milimétricas a centimétricas e bordas retilíneas a irregulares. O sistema de venulação principal apresenta uma espessura aparente de 6 a 20 m (profundidades mais rasas) e extensão mínima de 400m. Veios/vênulas de diversas gerações seccionam as rochas encaixantes (quartzo-arenitos da Formação Águas Claras e *sills* gabróicos arqueanos), podendo ser mono e poliminerálicos em que os principais minerais são quartzo, clorita, turmalina, sericita, siderita, monazita, calcopirita, pirita, esfalerita, arsenopirita, cobaltita, magnetita, hematita e wolframita (Silva & Villas 1998).

Texturas de Quartzo Dowling & Morrison (1989) separam as texturas do quartzo em dois grupos principais: 1) texturas de crescimento primário, relacionadas ao preenchimento inicial do veio; e 2) texturas de superimposição, restritas ao quartzo preexistente que apresente evidências de deformação, dissolução, brechação hidrotermal e recristalização. No depósito Águas Claras foram identificadas as texturas do tipo maciço, em pente, fantasma ou aranha, pluma, bandado, brechado e de deformação. Este último tipo não foi definido por Dowling & Morrison (1989), mas, face às suas feições petrográficas peculiares, foi adotado como uma textura no presente trabalho.

A. Textura de quartzo maciço (buck texture) É representativa do quartzo leitoso, estéril e do

quartzo translúcido associado a sulfetos, compreendendo os tipos anedral e eudral. O entrelaçamento anedral dos cristais, com terminações irregulares, apresenta tamanhos entre 0,3 e 1 mm. O quartzo eudral a subedral é o mais comum, possuindo cristais com faces romboedrais bem desenvolvidas ou irregulares, com comprimento entre 1 e 9 mm, e extinção ondulante. Inclusões de turmalina (?) também podem delinear as faces romboedrais.

B. Textura em pente (comb texture) Esta textura é utilizada para definir cristais individuais com o eixo cristalográfico *c* ortogonal à cavidade ou parede do veio. Ela se manifesta em veios milimétricos a centimétricos, constituídos por cristais eudrais a subedrais com terminações romboedrais e dimensões variadas, entre 1 e 20 mm, alinhados perpendicularmente às paredes do veio (Fig.1). Ocorre também em drusas com quartzo euédrico incolor ou acinzentado que preenche cavidades em veio sulfetado, na zona brechada e nas rochas encaixantes. Adams (1920) denomina esse quartzo de drusiforme (*drusy quartz*). Vênulas monominerálicas de turmalina, epidoto, siderita e clorita também apresentam textura em pente.

C. Textura de vênulas fantasma ou aranha (phantom or spider veinlet texture) É caracterizada por uma rede dentrítica e descontínua de finas vênulas de quartzo translúcido (<0,5 cm) que seccionam o quartzo leitoso hospedeiro, o qual, em geral, apresenta textura em pente ou maciça (Fig.2). Inversamente, também foram observadas vênulas de quartzo maciço, leitoso cortando o quartzo mais translúcido portador de sulfetos, o que caracteriza mais de uma geração deste mineral. Ao microscópio, esta textura é melhor distinguida à luz ordinária, pois com nicóis cruzados as vênulas tornam-se indistintas devido à perfeita orientação ótica entre seus constituintes e a dos grãos hospedeiros. Essas vênulas podem representar fraturas no quartzo preexistente preenchidas por novo quartzo que contrasta com o mais antigo, caracterizando mais de uma geração deste mineral. O quartzo leitoso apresenta abundantes inclusões fluidas, porém difíceis de serem observadas, enquanto as do quartzo translúcido são bifásicas e trifásicas (2-15 μm).

D. Textura em pluma (feather texture) É uma forma anômala encontrada nos veios, sendo caracterizada por feições laminares, semelhantes a estilhaços, lascas ou plumas que são delineadas por diferenças no ângulo de extinção. Pode se desenvolver na periferia de núcleos de cristais normais (Fig.3) ou, em não havendo núcleo, em arranjos radiais de cristais longos, que se extinguem seqüencialmente.

E. Textura bandada (banded texture) É uma das feições mais comuns descritas na literatura, englobando texturas colofórmicas, de crustificação e tipo cocar (*cockade*). É caracterizada pela formação em espaços abertos de sucessivas bandas definidas por variação na composição mineral, tamanho ou forma do grão. Ocorre associada ao quartzo em pente, representando um zoneamento definido por bandas de crescimento contínuas, mais e menos leitosas (Fig.2). As mais leitosas são caracterizadas por abundantes inclusões fluidas (< 2 μm), enquanto nas bandas menos leitosas elas

são bifásicas e trifásicas, pouco maiores, porém bem menos numerosas. Segundo Adams (1920), linhas de crescimento bem definidas podem ser interpretadas como resultado de mudanças abruptas na composição das soluções, enquanto trocas graduais podem marcar zonas indefinidas de inclusões fluidas nos cristais.

E. Textura de deformação Essa textura decorre de distorções na continuidade ótica de cristais que foram sujeitos a processos de deformação heterogênea, a qual pode ter grau variável dependendo do comportamento mais frágil ou dúctil do cisalhamento. Foram observados cristais subeudrais com extinção ondulante, bem como agregados policristalinos de quartzo de granulação fina que substituem os cristais maiores, resultantes de processos similares aos de recuperação cristalina (*recovery*). Cristais de quartzo límpidos, com raras inclusões fluidas ($<2 \mu\text{m}$) e maclamento semelhante ao da microclina (Fig.4) foram observados e provavelmente é produto de deslizamentos intracristalinos. Segundo Kerrich (1976), a deformação heterogênea intracristalina pode ser atribuída, em parte, a um enfraquecimento hidráulico (*hydrolytic weakening*) gerado pelo escape de fluidos das inclusões que facilitaria os deslocamentos intracristalinos.

F. Textura Brechada (breccia texture) Esta textura é caracterizada por uma rede de veios no quartzo hospedeiro ou por agregados de fragmentos angulares do quartzo hospedeiro imersos em uma matriz semi-contínua com desenvolvimento de subgrãos e reabsorção parcial dos fragmentos. É uma feição restrita à zona do conduto principal, ocorrendo nos veios e nas rochas encaixantes próximas ao mesmo. Os fragmentos podem ser subangulosos a subarredondados, de dimensões milimétricas até 5 cm, sendo mais comuns aqueles do próprio veio de quartzo com texturas tipo pente, fantasma, maciça eudral e anedral associada à clorita vermicular, bem como fragmentos da rocha gabróica cloritizada, venulada e do quartzo-arenito, hidrotermalizado ou não, às vezes com impregnações de sulfetos. A matriz é composta por agregados policristalinos de quartzo, clorita com impregnações de óxido de Fe e caolinita nos interstícios. O tamanho dos grãos é variável, mas nunca excede 0,25mm. Em alguns locais, destacam-se zonas cataclásticas, com fragmentos angulosos ($<0,5 \text{ cm}$). Veios de quartzo, aparentemente maciços, são na verdade intensamente falhados e brechados apresentando partes com quartzo eudral reliquiar e outras com forte cominuição e redução do tamanho dos cristais a $< 0,3 \text{ mm}$.

Conclusões A natureza do sistema hidrotermal e as condições estruturais controlam e determinam os tipos texturais do quartzo nos veios. No depósito de Águas Claras, o quartzo dos veios apresenta uma variedade de texturas indicativas de formação a profundidades variáveis. Quartzo em pluma, em pente, bandado e em cavidades (*vugs*) representam estruturas de preenchimento de espaços vazios e são típicas de depósitos de baixa pressão ou de pequena profundidade, enquanto o quartzo maciço, fantasma e brechado são mais característicos de

ambientes mais profundos. As texturas de quartzo tipo maciço, em pente, em pluma e bandado estão relacionadas ao preenchimento inicial do veio, enquanto as brechada e de deformação relacionam-se ao quartzo primário preexistente que foi modificado por processos pós-deposicionais.

A presença comum de fragmentos das rochas encaixantes (venuladas, com ou sem alteração hidrotermal) e mesmo do próprio veio de quartzo indica que o sistema de veios passou por pulsações cíclicas, as quais induziram múltiplas gerações de quartzo, recorrência de fraturas/falhas e formação de veios, ciclicidade esta que também está refletida na recorrência da associação sulfetada e na variação da salinidade dos fluidos mineralizantes (Silva & Villas 1998).

Referências Bibliográficas

- Adams S.F. 1920. A microscopic study of vein quartz. *Econ. Geol.*, **15**:623-664.
- Dowling K. & Morrison K. 1989. Application of quartz textures to the classification of gold deposits using North Queensland examples. *Econ. Geol. Monog.*, **6**: 342-355
- Kerrick R. 1976. Some effects of tectonic recrystallisation on fluid inclusions in vein quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **59**: 195--202
- Silva C.M.G & Villas R.N.N. 1998. The Águas Claras Cu-sulfide±Au deposit, Carajás region, Pará, Brazil: geological setting, wall-rock alteration and mineralizing fluids. *Rev. Bras. Geoc.*, **28**(3): 315-326

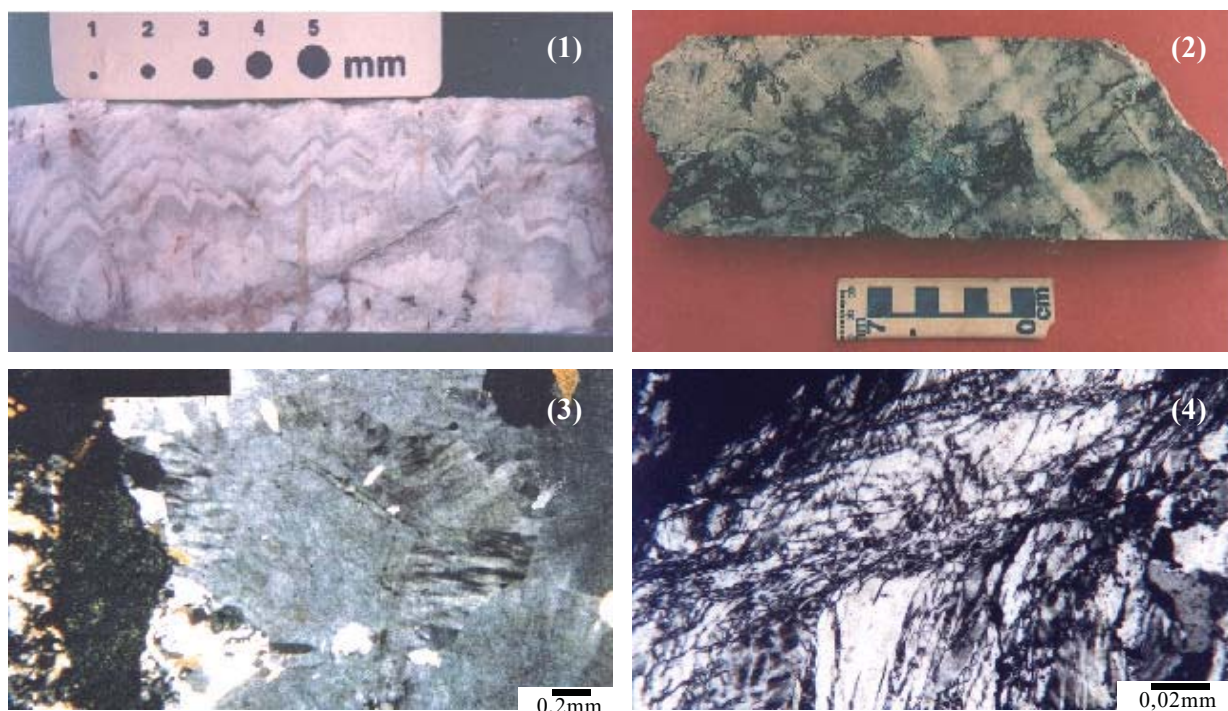


Fig.1- Textura em pente e bandada delienada por zonas de crescimento mais e menos leitosas.

Fig.2- Vênulas de quartzo leitoso cortando quartzo translúcido com sulfeto associado, compondo a textura de quartzo fantasma.

Fig.3- Fotomicrografia da textura em pluma nas bordas de um cristal eudral de quartzo.

Fig.4- Fotomicrografia de quartzo exibindo maclamento provocado por deslizamentos intracristalinos, similar a uma foliação SC.

Caracterização de um sistema epitermal *low-sulfidation* (ou adularia-sericita) hospedado em vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Iriri na Província Aurífera do Tapajós (PA)

Rafael H. Corrêa Silva¹, Caetano Juliani¹, Jorge Silva Bettencourt¹,
Carmem M.D. Nunes², Teodoro I. Ribeiro de Almeida¹

¹ Instituto de Geociências da USP (rafaelhc@usp.br, Rua do Lago, 562, São Paulo, SP); ² Docegeo/CVRD, ex-aluna de pós-graduação do IGUSP

Introdução: As mineralizações epitermais constituem dois tipos principais, o *low-sulfidation* (ou adularia-sericita) e o *high-sulfidation* (ou quartzo-alunita), ambos formados em temperaturas e profundidades relativamente baixas (geralmente inferiores a 300°C e 500 bar) e em ambientes vulcânicos relacionados a zonas de subdução e margens de placas tectônicas. Os dois tipos podem ocorrer em distritos de uma mesma província vulcânica, as idades destes sistemas hidrotermais são usualmente cenozóicas a mesozóicas e a sua preservação em terrenos mais antigos é geralmente difícil, devido ao intemperismo e erosão ou ao metamorfismo. Entretanto, recentemente foram descritas mineralizações *high-sulfidation* paleoproterozóicas excepcionalmente bem preservadas na Província Aurífera do Tapajós (Jacobi, 1999; Juliani *et al.*, 2000; Nunes, 2001), associadas a rochas vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Iriri e, em analogia ao observado em terrenos cenozóicos-mesozóicos, é caracterizado neste trabalho um sistema *low-sulfidation* vulcanogênico localizado entre os rios Tapajós e Jamanxim. Estes sistemas epitermais comumente constituem depósitos de metais de base e preciosos, a exemplo de Summitville, Colorado, Mount Skukum, Canadá e Lepanto, Filipinas. Desta forma, a descoberta destes sistemas epitermais bem preservados abre novas perspectivas na prospecção de mineralizações na Província do Tapajós e em áreas recobertas pelos grupos Iriri e Iricoumé, além dos metalotetos já bem conhecidos.

Contexto geológico: O embasamento do Grupo Iriri é formado por hornblenda-biotita monzogranito porfírico, sienogranito e granodiorito da Suíte Intrusiva Parauari, com idade de 1897 ± 6 Ma (U/Pb zircão) e 1880 ± 14 Ma (Pb/Pb zircão) (Santos, 2000). Estas rochas são recobertas por andesitos, andesitos basálticos, traquiandesitos e latitos da Formação Bom Jardim e por riolitos e riodacitos da Formação Salustiano com idades de 1870 ± 8 Ma (U/Pb-SHRIMP em zircão) (Santos, 2000), e de 1888 ± 2 Ma (Dall'Agnol *et al.*, 1999) pelo método de evaporação Pb/Pb em zircão. Sobrepõe-se a estas vulcânicas, uma intercalação de rochas vulcanoclásticas constituída por

ignimbritos, tufos, brechas vulcânicas e arenitos tufáceos da Formação Aruri (Pessoa *et al.*, 1977), com idades 1877 ± 4 Ma pelo método de evaporação Pb/Pb em zircão (Lamarão *et al.*, 1999).

Geologia do prospecto: Os sistemas epitermais estão hospedados nas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Iri, as quais podem ser individualizadas em duas seqüências, uma *inferior*, constituída predominantemente por domos de riolito porfirítico, e uma *superior*, representada por rochas piroclásticas e epiclásticas, que compõem uma estrutura que assemelha-se a um antigo cone vulcânico. As alterações hidrotermais estão geralmente associadas a diques de rochas vulcânicas e sub-vulcânicas, mas também ocorrem em zonas de cisalhamento que cortam as supracrustais. Granitos vermelhos, possivelmente relacionados às fácies mais tardias da Suíte Intrusiva Parauari, como os granitos Rosa de Maio e Batalha (Juliani *et al.*, Submitted; Santos *et al.*, 2000) e granófiros, afloram nas proximidades das estruturas vulcânicas, nas quais aparentam ser intrusivos.

Petrografia: O riolito porfirítico tem cor rosa a vermelha nas porções menos alteradas, estrutura maciça e encontra-se muito fraturado. Possuem fenocristais de quartzo com típicas feições de dissolução magmática, ortoclásio e plagioclásio imersos em matriz afanítica a fanerítica muito fina, constituída por quartzo, ortoclásio, plagioclásio, pirita, apatita, titanita e zircão. As vulcanoclásticas são formadas principalmente por ignimbritos, brechas vulcânicas, tufos de cristais, tufos, tufos soldados e tufitos. Os ignimbritos e as brechas vulcânicas têm fragmentos angulosos a sub-arredondados de riolito porfirítico, arenito tufáceo e tufo, cimentado por matriz vítrea a tufácea, localmente apresentando dobras convolutas. Os tufos de cristais possuem estratificação plano-paralela, localmente dobrada, e são bandados, com alternância de leitos cineríticos finos e de tufos mais grossos. São formados por clastos fragmentados angulosos a subeuédricos de quartzo, ortoclásio e plagioclásio dispersos em matriz vítrea a tufácea, com texturas de devitrificação e palagonitização. Os tufos possuem fragmentos angulosos de quartzo, vidro e ejetólitos dispersos em matriz tufácea com estratificação plano paralela e dobras convolutas. Ao redor dos ejetólitos podem ainda ser reconhecidas deformações por carga no acamadamento. Os tufos soldados são formados por fragmentos vítreos angulosos, de quartzo, de plagioclásio e de ortoclásio dispersos em matriz vítrea, com esferulitos de calcedônia, vesículas e texturas de palagonitização. Também ocorrem vulcanoclásticas epiclásticas e sedimentos, formados predominantemente por arenito a silito arcoseano clasto-suportado, com clastos angulosos de quartzo, ortoclásio, plagioclásio e fragmentos líticos de riolito, *chert* e ignimbrito. Há ainda contribuição variável de cinzas vulcânicas e tufos, que podem predominar em alguns leitos, bem como nódulos e leitos de *metachert*, formados por quartzo microcristalino e material argiloso. Localmente ocorrem leitos com ejetólitos intercalados no arenito, bem como de tufitos, tufos e de brechas sedimentares com clastos angulosos a

subarredondados de riolito, arenito, tufo e *chert* e matriz arenosa a siltosa com contribuição tufácea. Todo conjunto de supracrustais foi afetado por metamorfismo de baixo grau. As rochas graníticas são leucocráticas, possuem cor rosa e textura fanerítica média, e são constituídas por ortoclásio pertítico, quartzo, plagioclásio (An₂₄₋₃₂) e biotita como minerais essenciais, e pirita, apatita e zircão como acessórios comuns. Localmente apresentam textura granofírica, indicando pouca profundidade de colocação e podem estar intensamente milonitizados, principalmente nas proximidades do contato com corpos de riolito e pórfiro. Diques de espessura métrica de pórfiros riolíticos são comuns, compostos por cristais mais grossos de ortoclásio, plagioclásio (An₂₈₋₃₅) e de fenocristais de quartzo com texturas de dissolução magmática imersos em matriz afanítica a fanerítica muito fina, formada, em essência, por ortoclásio, quartzo e plagioclásio. Quando inalterados hidrotermalmente tem cor cinza, mas gradam para cores verdes ou vermelhas, em função do tipo da alteração hidrotermal.

Alteração hidrotermal: Sucessivos eventos de alteração hidrotermal foram reconhecidos na área. O primeiro, relacionado à colocação do corpo granítico, provoca intensa sericitização e silicificação da matriz do riolito e das vulcanoclásticas gradando do estilo fissural a pervasivo. Nas porções do riolito onde o fraturamento é mais intenso, os fenocristais de feldspato são totalmente substituídos por sericita. Ao redor das fraturas que serviram de conduto para o fluido nas vulcanoclásticas, ocorre intensa sulfetização com a formação cristais esqueléticos de pirita posteriormente substituídos por limonita em processos de alteração supergena. No granito ocorre o metassomatismo potássico, caracterizado pela cristalização de microclínio, biotita e quartzo intersticial e substituição do ortoclásio por microclínio, muito semelhante ao processo de alteração ocorrido no Granito Bataha descrito por Corrêa-Silva *et al.*, (2000). A colocação de sucessivos diques de pórfiro, provoca inicialmente a alteração proplítica no granito, no riolito e no pórfiro, também em estilo fissural gradando a pervasivo com preenchimento de fraturas por clorita, calcita, fluorita, dolomita, epidoto, quartzo, molibdenita e pirita, além de substituição dos minerais adjacentes principalmente por clorita. Nas vulcanoclásticas a matriz é intensamente cloritizada sobrepondo-se a alteração sericítica. Adulária ocorre na forma euédrica associada a sericita, calcita, fluorita, clorita e quartzo preenchendo fraturas no pórfiro, granito e riolito, formando o cimento, junto com quartzo e sericita, em algumas brechas hidrotermais, além de substituir parcialmente fenocristais de ortoclásio ao redor de microfraturas. Nas vulcanoclásticas, adulária euédrica a subeuédrica associada a sericita e clorita, substituem intensamente a matriz e localmente preenchem fraturas e cavidades destas rochas. Nas vulcanoclásticas e em determinadas porções dos riolitos, alteração argílica ocorre na forma de veios de caolinita e calcedônia, gradando a pervasivo ao redor das fraturas substituindo a matriz da rocha.

Conclusões: A área estudada compreende um sistema vulcânico epitermal, hospedado em rochas vulcânicas e vulcanoclásticas ácidas, de idade paleoproterozóica (Grupo Iriri). Este sistema foi afetado predominantemente por alteração sericitica intensa, gradando para propilitica e argílica, principalmente em estilo fissural passando à pervasivo, com adularia de origem hidrotermal preenchendo fraturas e substituindo a matriz das rochas deste sistema, associada a sericita, clorita, carbonatos e fluorita. A presença de adularia na Província do Tapajós foi reportada por Dreher *et al.*, (1998), associada a veios de quartzo em rochas básicas da Suíte Intrusiva Ingarana, que a considera possivelmente relacionada a veios epitermais. Entretanto, a adularia encaixada nos diques de rochas básicas, parecem relacionar-se ao magmatismo básico, diferentemente do que ocorre nos sistemas epitermais vulcanogênicos aqui descritos, que são correlacionáveis a aos sistemas epitermais *high-sulfidation* presentes no mesmo sistema vulcânico epitermal, aos quais associam-se granitos subvulcânicos e diques de pórfiro. Estas características permitem classificar este sistema como do tipo *low-sulfidation* de acordo Heald *et al.*, (1987), o que corresponde a um dos mais antigos verificados na escala global. Esta inesperada preservação possibilita a existência de depósitos de metais de base e epitermais na Província Aurífera do Tapajós.

Agradecimentos: Os autores agradecem a Fapesp (Proc. 98/02567-6), pelo suporte financeiro, PADCT- 0826/98 (FINEP/FADESP/UFPA), ao CNPq, pela bolsa de mestrado a R. H. Corrêa-Silva, a Rio Tinto Desenvolvimentos Minerais pelas amostras e apoio nas etapas de campo.

Referências:

- Corrêa-Silva, R.H., Juliani, C., Nunes, C.M.D. and Bettencourt, J.S., 2000. Petrographic characterization of the hydrothermal alteration zones associated within gold mineralization in granitic rocks of the Batalha Gold Field, Tapajós (Pará) - Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, **30**(2): 242-245.
- Dall'Agnol, R., Silva, C.M.G. and Scheller, T., 1999. Fayalite-hedembergite rhyolites of Iriri Formation, tapajós Gold Province, Amazonian Craton: implications for the Uatumã Volcanism., I Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados. *Boletim de Resumos*, Gramado.
- Dreher, A.M., Vlach, S.R.F. and Martini, S.L., 1998. Adularia associated with epithermal gold veins in the Tapajós Gold Province, Pará State, northern Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, **28**(3): 397-404.
- Heald, P., Foley, N.K. and Hayba, D.O., 1987. Comparative Anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types. *Economic Geology*, **82**(1): 1-26.
- Jacobi, P., 1999. The discovery of epithermal Au-Cu-Mo proterozoic deposits in the Tapajós Province, Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, **29**: 277-279.
- Juliani, C., Corrêa-Silva, R.H., Monteiro, L.V.S.M., Bettencourt, J.S. and Nunes, C.M.D., Subimitted. The Batalha Au-Granite system - Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil: Hydrothermal alteration and regional implication. *Precambrian Research*.
- Juliani, C. et al., 2000. Early Proterozoic volcanic-hosted quartz-alunite epithermal deposits in the Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil., GSA Annual Meeting. *Abstracts with programs*., Reno.
- Lamarão, C.N., Lafon, J.M. and Lima, E.F., 1999. As associações vulcânicas e plutônicas de Vila Riozinho e Morais Almeida, Província Aurífera do Tapajós, SW do Estado do Pará. I Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados. *Boletim de Resumos*, Gramado, pp. 93.
- Nunes, C.M.D., 2001. *Caracterização de um sistema epitermal high sulfidation paleoproterozóico na Província Aurífera do Tapajós, Pará*. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 174 pp.
- Santos, J.O.S. et al., 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**(4): 453-488.

Controle das Mineralizações do Depósito de Cobre e Ouro Salobo 3A (Carajás/PA) - Revisitado

José Batista Siqueira
Centro de Ciências-Departamento de geologia -UFC (jbs@ufc.br)

1. Introdução

O depósito de Cu/Au do Salobo 3A foi descoberto em 1977. Em seguida foram feitos outros trabalhos geológicos e tecnológicos por diversos pesquisadores e instituições. A seguir serão abordados aspectos que visam alcançar o entendimento da mineralização e seus controles.

2. Tipos de mineralizações e onde estão concentradas

Os corpos de minério nos quais se alojam as mineralizações sulfetadas ocorrem sob a forma de lentes e faixas num pacote de rochas supracrustais encravado em gnaisses e com imbricações internas realçadas pela alternância de magnetita-fayalita xistos, biotita-almandina-magnetita-fayalita-grünerita xistos, biotita xistos, anfibólio xistos e clorita xistos (Figura 1).

Capeando o depósito existe um perfil de rochas alteradas, com espessura variando entre 30-100 m, cujos teores de Cu e Au têm correspondência direta com aqueles determinados nas rochas situadas imediatamente abaixo.

Todos os tipos litológicos apresentam-se afetados por deformação heterogênea, que responde pelas faixas com diferentes graus de cominuição dos componentes mineralógicos; nas faixas de deformação alta os porfiroclastos, a exemplo de almandina e/ou biotita, são redistribuídos em agregados ao longo de trilhas que chegam a definir um bandamento mineralógico. Nessas faixas de extrema cominuição de minerais existem estruturas de dilatação, que são classificadas como armadilhas que hospedam as mineralizações.

Os sulfetos bornita, calcocita, calcopirita e subordinadamente covelita ocorrem preferencialmente ao longo das faixas de concentração de deformação, e apresentam-se com granulações desde finas a grossas, predominando as granulações finas; variação essa que se deve à atuação do processo de deformação heterogênea no maciço, em analogia ao que foi observado por COX & ETHERIDGE (1983) e MITRA (1984) nas zonas de cisalhamento, o qual promove transformação e redistribuição das mineralizações.

No depósito Salobo 3A verifica-se que existe uma correlação positiva entre as mineralizações de cobre e ouro (Figura 2), e há também íntima associação entre as mineralizações de ouro e os termos mais ricos em magnetita. Essa relação é bastante consistente, com a estabilização de um patamar em teores da ordem de 2 g/t Au nos magnetita-fayalita xistos, biotita-almandina-magnetita-fayalita-grünerita

xistos, biotita xistos, anfíbólio xistos e clorita xistos (Figura 3). Esta distribuição configura uma anisotropia zonal.

Em síntese, os sulfetos de cobre ocorrem nas seguintes formas: nas interações S-C, em regiões de sombras de pressão, em feições estruturas mesoscópicas preenchendo fraturas R, R', P, T e Y=D, eventualmente disseminados; associados a concentrações locais de magnetita e/ou granada, preenchendo microfraturas nesses minerais; em clivagens de anfibólios e biotita, arranjos esses que chegam a constituir níveis milimétricos a centimétricos de sulfeto maciço. Tais feições são indicativas de que a referida mineralização foi remobilizada ou mobilizada para as zonas de cisalhamento durante a evolução da zona de cisalhamento Salobo.

3. Considerações finais

Nesse contexto, destaca-se o papel das zonas de cisalhamento que se projetaram no interior da seqüência de rochas supracrustais ao longo das quais se formaram, na progressão da deformação, instabilidades que funcionaram como condutos onde percolaram quantidades significativas de fluidos, os quais respondem pelas transformações hidrotermais e pelo transporte e deposição das mineralizações. Nesse ambiente deu-se a mobilização dos sulfetos, que foram finalmente estabilizados em condições térmicas da fácies xisto verde e depositados, com a evolução do processo deformativo, em sítios favoráveis sob o controle estrutural e litológico.

A integração dos dados permite considerar o depósito Salobo 3A como decorrente da atuação de um conjunto de processos (estruturais, petrológicos) ligados ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento e que incidiram em uma área formada por rochas caracterizadas por assembléias minerais em fácies anfibolito, as quais foram submetidas a significativas transformações em fácies xisto verde.

3. Referências

- COX, S.F. & ETHERIDGE, M.A. 1983. Deformation microfabric development in chalcopyrite in fault zones, Mt. Lyell, Tasmania. *Journal of Structural Geology*, 6(1-2)167-182.
- MITRA, G. .1984. Brittle to ductile transition due to large strains along the White Rock Thrust, Wunde River Mountains, Wyoming. *Journal of Structural Geology*, 6(12): p. 51-61.
- SIQUEIRA, J.B. & TAKAI, V. 1994. Estudo de viabilidade econômica complementar do depósito Salobo 3A. Rio de Janeiro. v.1, 64p e v.2 (02 mapas, 42 seções verticais e 29 horizontais). (Relatório técnico).

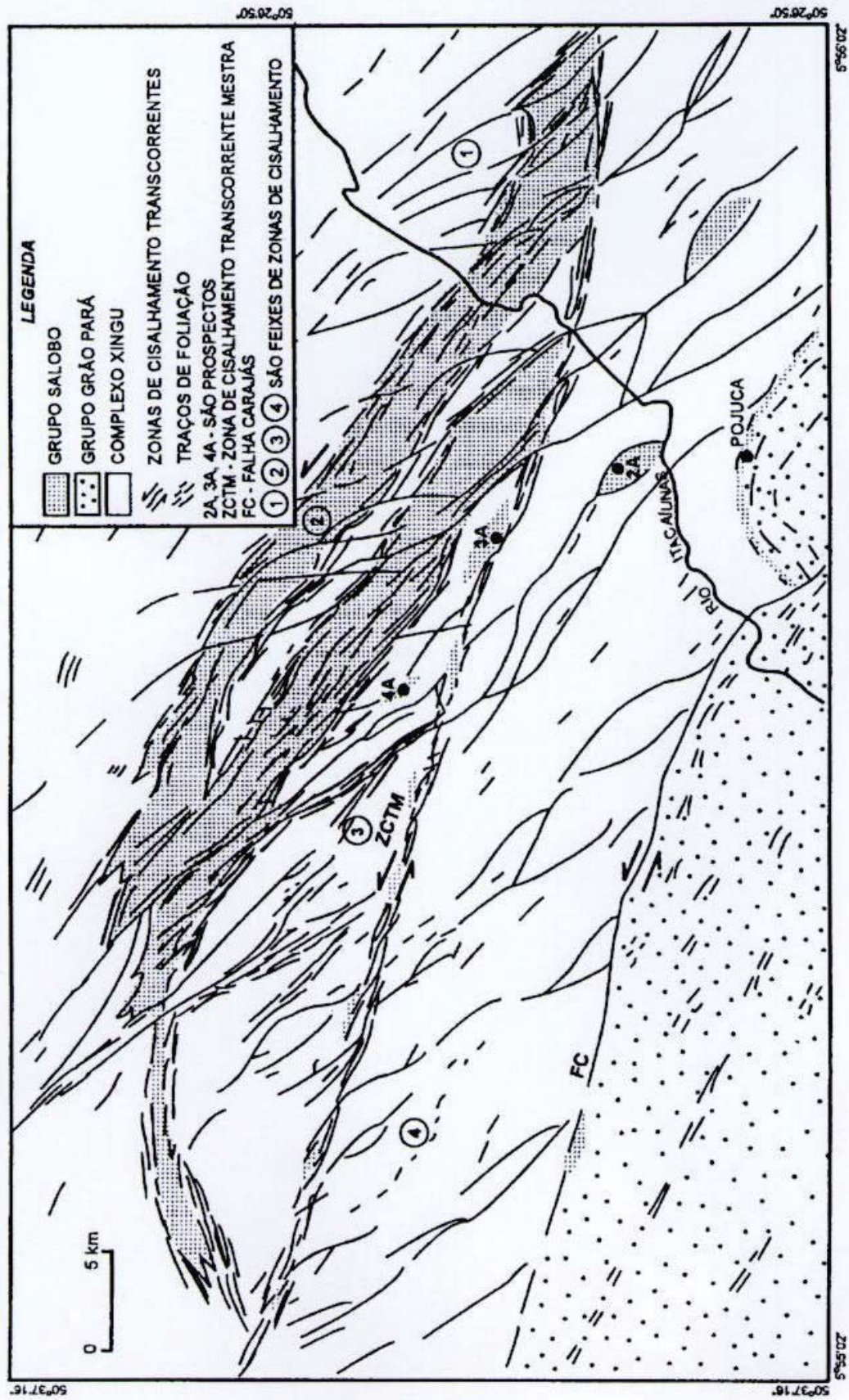


Figura 1 - Arcabouço geológico-estrutural da porção noroeste do Sistema Transcorrente Cinzento e parte noroeste do Dúplex Carajás.

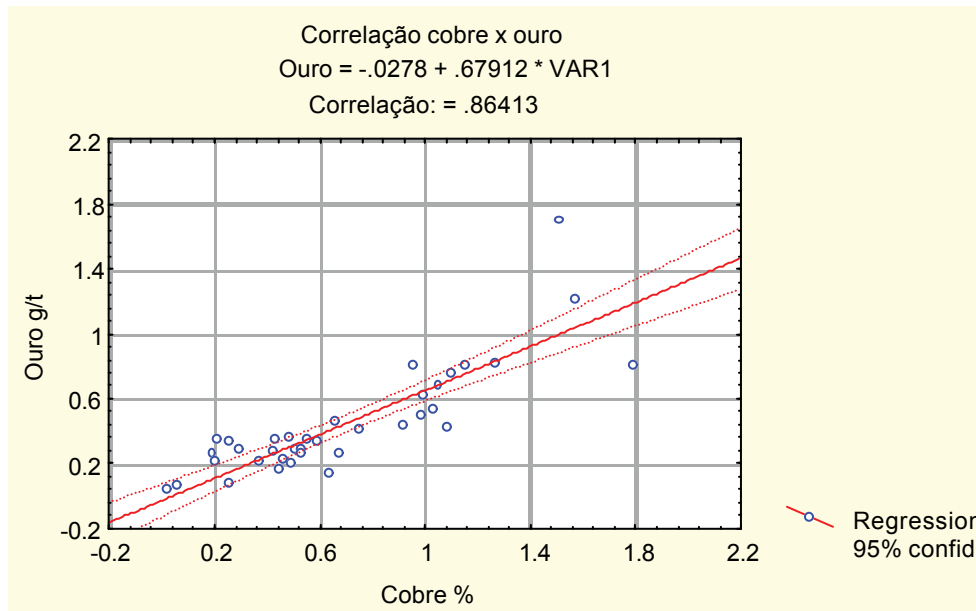


Figura 2 - Histograma mostrando a correlação positiva do cobre com o ouro. (Fonte de dados: SIQUEIRA & TAKAI, 1994).

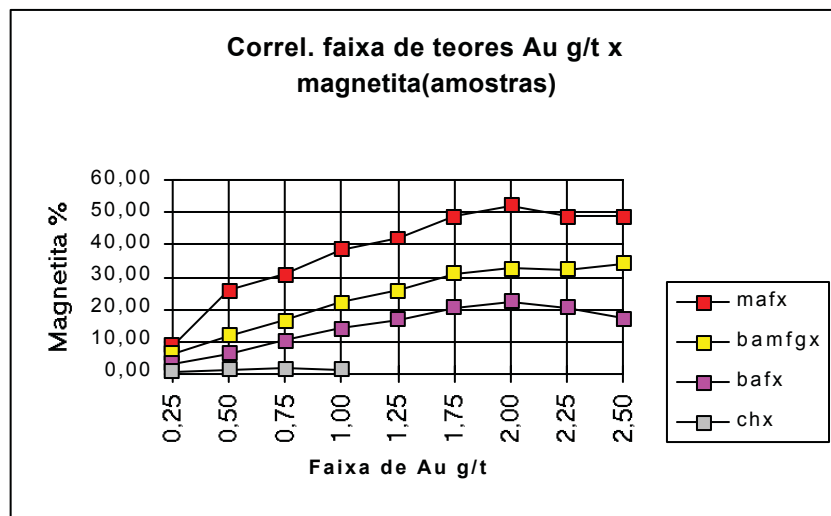


Figura 3 - Histograma mostrando a relação entre a magnetita e as faixas de teores de Au g/t, nos magnetita-fayalita xistos (mafx), biotita-almandina-magnetita-fayalita-grünerita xistos (bamfgx), biotita e anfibólio xistos (bafx) e clorita xistos (chx). (Fonte de dados: SIQUEIRA & TAKAI, 1994).

Microtermometria das Inclusões Fluidas da Fluorita e Características do Depósito Salobo 3A (Carajás/PA)

José Batista Siqueira* & Roberto Perez Xavier**

*Centro de Ciências-Departamento de geologia, UFC, jbs@ufc.br

**Instituto de Geociências, UNICAMP, xavier@ige.unicamp.br

1. Introdução

O quadro geológico da região do Salobo, situada na Serra dos Carajás, faz parte do sistema transcorrente Cinzento e compreende gnaisses do Complexo Xingu e rochas supracrustais do Grupo Salobo, que se relacionam através de várias gerações de zonas de cisalhamento. O Complexo Xingu abarca gnaisses bandados de composições tonalítica, trondhjemítica e granodiorítica, e parcialmente migmatizados. O Grupo Salobo inclui magnetita-fayalita xistos, biotita-almandina-magnetita-fayalita-grünerita xistos, biotita xistos, anfibólio xistos, clorita xistos, formações ferríferas bandadas e quartzitos.

O depósito de cobre e ouro Salobo 3A está atrelado ao contexto de uma zona de cisalhamento (COSTA et al., 1992), e tem sua evolução íntimamente relacionada com o processo de deformação progressiva, atuante no âmbito do Lineamento Cinzento (COSTA & SIQUEIRA, 1991; SIQUEIRA, 1996). Essa deformação progressiva foi implantada no contexto de rochas gnáissicas do Complexo Xingu e supracrustais do Grupo Salobo, as quais foram estabilizadas em condições térmicas da fácies anfíbolito. Ao longo das zonas de cisalhamento as diferentes unidades rochosas experimentaram importantes transformações mineralógicas em condições térmicas da fácies xisto verde (SIQUEIRA, op. cit.), onde foram mobilizadas significativas quantidades de fluidos, os quais tiveram importante papel na formação do depósito de cobre e ouro atualmente existente, bem como contribuíram para a formação da fluorita.

2. Materiais e métodos utilizados

O estudo microtermométrico foi baseado nas inclusões fluidas da fluorita, em amostras de xistos mineralizados do depósito Salobo 3A, procedentes da galeria 3AG3. As amostras selecionadas dos xistos mineralizados, continham significativas quantidades de fluorita, orientada segundo a trama da rocha, porém apresentando feições de reação parcial com as paragêneses constituídas por silicatos antes estabilizados em condições térmicas da fácies anfíbolito.

As observações microtermométricas foram feitas no intervalo de -180°C a $+370^{\circ}\text{C}$, visto que todas inclusões congelavam ou adquiriam homogeneização total nesse intervalo de temperatura. Foram feitas medidas nos cristais de fluorita, em seções bipolidas com espessuras entre 0,3-0,6mm. Para esse estudo, utilizou-se a platina de aquecimento-resfriamento tipo "Chaix-meca" modelo MTM85 (França) da UNICAMP. As medidas microtermométricas obtidas com essa platina apresentam erros inferiores a 1°C no intervalo entre -180°C a $+30^{\circ}\text{C}$ e erros $\leq 5^{\circ}\text{C}$ para temperaturas superiores a 100°C . A

calibração da platina, foi realizada utilizando-se produtos químicos de temperaturas de fusão conhecidas, como inclusões naturais de CO₂ e água destilada.

O congelamento dos fluidos das inclusões foi realizado circulando-se N₂ líquido, e o aquecimento deu-se a taxa de 5°C/min. Foram determinadas as seguintes temperaturas de mudanças de fases: 1- temperatura do eutético (Teu); 2- temperatura de fusão do gelo (Tfg) e 3- temperatura de homogeneização total (Tht), na platina de microtermometria.

As investigações microtermométricas permitiram determinar que as temperaturas do eutético concentram-se entre -54°C e -45°C, indicando que os fluidos contém outros cátions dissolvidos além de NaCl, os quais causam depressão do eutético. A salinidade em termos equivalentes de percentagem para as temperaturas de fusão do gelo corresponde a valores entre 4,6% e 27,4% wt eq. NaCl. As temperaturas de homogeneização concentram-se entre 140 °C e 300°C, indicando que o aprisionamento dos fluidos na fluorita deu-se no campo rúptil-dúctil da deformação progressiva.

Os fluidos responsáveis pelo transporte e deposição dos sulfetos de cobre e ouro no depósito Salobo 3A foram de alta salinidade (30,6-58,4% wt eq. NaCl), enquanto a fluorita e subordinadamente bornita e calcocita, foram transportados e depositados por fluidos de mais baixa salinidade (4,6-27,4% wt eq. NaCl).

3. Discussão e considerações finais

Conforme SIBSON et al. (1975), no caso do mecanismo responsável pela implantação de uma falha/zona de cisalhamento resultar na formação de um depósito hidrotermal, pode-se concluir que tais estruturas propagaram-se através de uma região constituída por rocha fonte favorável. Nesses casos, os regimes tectônicos respondem por estruturas dúcteis, dúctil-rúpteis e rúpteis, projetadas em unidades litológicas potencialmente favoráveis, onde formaram-se sítios extensionais que alojam depósitos de ouro e/ou cobre.

O processo fundamental em qualquer caso de depósito hidrotermal consiste em disponibilidade de grandes volumes de fluidos portadores de metais percolando um volume pequeno de rochas através de condutos e/ou armadilhas estruturais. De acordo com Skinner apud BARNES (1979), a precipitação de metais em sistemas hidrotermais é controlada sobretudo por um ou mais dos seguintes fatores: (1) ebulição decorrente da diminuição de pressão, (2) diminuição de temperatura, (3) reações químicas devido às alterações hidrotermais e (4) reações químicas devidas às misturas entre soluções.

Em zonas de cisalhamento o ouro pode ser transportado quer seja na forma de complexos envolvendo Cl⁻, HS⁻, S₂⁻, (AsS₂)⁻ e (SbS₂)⁻ (WEISSEBERG, 1970; HENLEY, 1973; SEWARD, 1984) ou carbonilo (KERRICH & FYFE, 1981). Em soluções com baixo conteúdo de enxofre e cloreto, o ouro é mais solúvel que os metais base, devido às diferenças nas constantes de dissociação dos complexos e ao fato de que a maioria dos tiocomplexos de ouro têm apenas dois

ligantes (SEWARD, 1988). Isso explica porque o ouro deposita-se com pouco ou nenhum metal base associado a partir de soluções com baixo conteúdo de enxofre e cloretos. Por outro lado, os depósitos de metais base são favorecidos pelas soluções com altos conteúdos de enxofre e cloretos, onde o ouro é apenas um subproduto. Adicionalmente, o transporte de ouro como complexos clorados é dependente do pH, temperatura e fO_2 (HAYASHI & OHMOTO, 1991; Henley apud ETTNER et al., 1994).

CAMERON (1989) propôs que fluidos aquocarbônicos relativamente oxidantes, derivados da crosta inferior durante o metamorfismo, poderiam transportar os sulfetos de cobre e ouro através das zonas de cisalhamento, os quais seriam empobrecidos na crosta inferior e depositados na transição dúctil/rúptil.

Tais processos podem ser invocados para explicar as transformações hidrotermais e a deposição dos metais em estruturas dilatacionais do depósito Salobo 3A (SIQUEIRA, 1996).

Segundo RÉQUIA (1995), as rochas mineralizadas do Salobo 3A foram permeadas por fluidos aquosos com as seguintes características: fO_2 em torno de -28 a -32, temperatura de 336 a 364°C e alta salinidade (30,6-58,4% wt eq. NaCl). Além disso a variação do volume molar da água dos fluidos que transportaram e depositaram sulfetos de cobre e ouro é da ordem de 4%. Porém, no caso dos fluidos responsáveis pelo transporte e deposição da fluorita, a temperatura varia entre 140°C e 300°C, salinidade 4,6-27,4% wt eq. NaCl, e a variação do volume molar é de 5 a 10% (SIQUEIRA, op. cit.). Tais fatos sugerem a existência de pelo menos dois tipos de fluidos associados à formação do depósito.

As inclusões caracterizadas por RÉQUIA (1995), indicam que fluidos carbônicos foram aprisionados precocemente em relação aos fluidos altamente salinos (30,6-58,4 % wt eq. NaCl). Esses fluidos refletem uma mudança nas condições P-T do depósito, representado pela passagem da fácies anfíbolito para fácies xisto verde, na qual ocorreu a deposição das mineralizações sulfetadas (SIQUEIRA, op. cit.).

A presença dos fluidos eminentemente aquosos de mais baixa salinidade (4,6-27,4 % wt eq. NaCl), associados ao metamorfismo de fácies xisto verde, diferentes daqueles caracterizados por RÉQUIA (op. cit.) indicam uma possível diluição progressiva dos fluidos salinos ou uma geração diferente. As possíveis fontes para os fluidos de alta salinidade seriam *oïl field brines* ou águas magmáticas e os de salinidade mais baixa poderiam ser o produto da diluição progressiva, através da interação com águas meteóricas que percolaram as zonas de cisalhamento.

De qualquer forma os fluidos responsáveis pelo transporte e deposição dos sulfetos de cobre e ouro no depósito Salobo 3A foram os de alta salinidade (30,6-58,4 % wt eq. NaCl), a exemplo dos depósitos de Bidjovagge (ETTNER et al., 1994) e Tenant Creek (ZAW et al., 1994) dentre outros, ao passo que a fluorita e subordinadamente bornita e calcocita, que coexistiram com a fluorita, foram

transportadas e depositadas pelos fluidos de salinidade mais baixa (4,6-27,4 % wt eq. NaCl), haja vista a deposição dos referidos sulfetos bem como da fluorita nas mesmas estruturas dilatacionais (SIQUEIRA, 1996) desenvolvidas na progressão da deformação.

4. Referências

- BARNES, H.L. 1979. Geochemistry of hydrothermal ore deposits. New York, Wiley-Intersci.. 798p.
- CAMERON, E.M. 1989. Derivation of gold by oxidative metamorphism of a deep ductile shear zone. Conceptual model. *J. Geochem. Expl.*, 31:135-147.
- COSTA, J.B.S. & SIQUEIRA, J.B.1991. Transtensão e transpressão ao longo do Lineamento Cinzento. *Rev. Bras. Geoc.*,20(4-20): 234-238.
- COSTA, J.B.S.; VIEIRA, E.A.P.; SIQUEIRA, J.B.; REGO, J.L.; SILVA, E.R.P. da; CASTRO, F.D.C. 1992. A zona de cisalhamento Salobo (Província Mineral de Carajás) e o controle das mineralizações de cobre e ouro. In: HASUI, Y. & MIOTO, J.A., eds. *Geologia Estrutural Aplicada*. p. 411-427.
- ETTNER, D.C.; BJORLYKE, A.; ANDERSEN, T. 1994. A fluid inclusion and stable isotope study of the Proterozoic Bidjovagge Au-Cu deposit, Finnmark, northern Norway. *Mineralium Deposita*, 29:16-29.
- HAYASHI, K. & OHMOTO, H. 1991. Solubility of gold in NaCl. and H₂S. bearing aqueous solutions at 250-350°C. *Geochim. Cosmochim Acta.*, 55:2111-2126.
- HENLEY, R.W. 1973. Solubility of gold in hydrothermal solutions. *Chemical Geology*, 11:73-87.
- KERRICH, R. & FYFE, W.S. 1981. The gold carbonate association: Source of CO₂ and CO₂ fixation reactions in Archean lode deposits. *Chemical Geology*, 33:265-294.
- POTTER, I.I.; CLYNNE, M.A.; BROWN, D.L. 1978. Freezing point depression of aqueous sodium solutions. *Economic Geology*, 73:284-285.
- RÉQUIA, K. 1995. O papel do metamorfismo e fases fluidas na gênese da mineralização de cobre de Salobo, província mineral de Carajás.155p.(Dissert. Mestr. Campinas, IG/UNICAMP).
- SEWARD, T.M. 1988. The hydrothermal chemistry of gold and its implications for ore formation. Geological Society of Austrália. *Abstracts*,22:197-198.
- SEWARD, T.M. 1984.The transport and deposition of gold in hydrothermal systems, in FOSTER, R.P., ed. *Gold'86:Geological Society of Zimbabwe*, p.65-182. (Special Publication, 1).
- SIBSON, R.H.; MOORE, J.M.; RANKIN, A.H.1975. Seismic pumping.
- SIQUEIRA, J.B..1996. Aspectos litoestruturais e controle das mineralizações do depósito Salobo 3A (Carajás/PA). 125p. (Tese de doutorado. CG-UFPA).
- WEISSEBERG, B.G. 1970. Solubility of gold in hydrothermal alkaline sulfide solutions: *Economic Geology*, 65:551-556.
- ZAW, K.; HUSTON, D.L.; LARGE, R.R.; MERNAGH, T.; HOFFMAN, C.F.1994. Microtermometry and geochemistry of fluid inclusions from Tenant Creek gold-copper deposits: implications for ore deposition and exploration. *Mineralium Deposita*, 29:288-300.

Gênese dos Fluidos nos Sistemas de Veios e Greisens do Depósito de Estanho do Bom Futuro (RO).

Valmir da Silva Souza

Departamento de Geociências da Universidade do Amazonas e Doutorando junto ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (e-mail:vdss@unb.br)

Nilson Francisquini Botelho

Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (e-mail:nilsonfb@unb.br)

Renato Muzzolon

Empresa Brasileira de Estanho S.A. (EBESA) / Grupo Paranapanema

Introdução. O depósito de estanho do Bom Futuro está localizado na região central do Estado de Rondônia, no município de Ariquemes. Este depósito é interpretado como um sistema do tipo vulcano-plutônico semi-circular, encaixado em gnaisses, anfibolitos e xistos do Complexo Jamari (Villanova e Franke 1995). O sistema vulcânico ocupa a área central do depósito, denominada Serra do Bom Futuro, onde ocorrem brechas, riolitos e diques de albita granito, com a cassiterita ocorrendo associada a um sistema anelar de veios de quartzo+topázio. O sistema plutônico, por sua vez, é melhor representado a cerca de 500 m a nordeste da Serra de Bom Futuro, onde ocorre um *stock* granítico denominado Palanqueta (Silva *et al.* 1995 e 1997). Este *stock* granítico é formado por um biotita granito médio na borda, um biotita granito fino a porfírico na zona intermediária e um albita granito no centro contendo zonas periféricas de greisens a cassiterita e wolframita.

Este trabalho objetiva caracterizar as condições físico-químicas mínimas de formação dos sistemas de veios e de greisens. Para tal, empregou-se análises petrográfica e microtermométrica (de –120° a +450° C), esta última realizada em platina Chaixmeca modelo 871 (IG-UnB), com correção em platina Linkam modelo THMSG-600 (IG-UNICAMP). Estas análises foram realizadas em quartzo e topázio nos veios e em cassiterita, quartzo e topázio nos greisens. Algumas das inclusões fluidas primárias com tamanho entre 0,6 e 1 µm foram ainda submetidas a análise por microscopia eletrônica e espectroscopia Raman (IG-UNICAMP).

Sistema de Veios. Os veios atravessam tanto as rochas do Complexo Jamari como as brechas e riolitos do sistema vulcânico Bom Futuro, porém mantêm uma relação concordante a subconcordante com os diques de albita granito. Estes veios são tabulares a lenticulares, espessura centimétrica e comprimento métrico a decamétrico, granulação média a grossa e mergulham cerca de 30 a 50° ao redor do sistema vulcânico Bom Futuro. São formados por quartzo e topázio, tendo como acessórios cassiterita, fluorita, zinnwaldita, esfalerita, pirita e calcopirita. Em geral, os veios mostram-se zonados compondo as seguintes seqüências paragenéticas (Figura 1A): a) zona de borda - formada por zinnwaldita, quartzo,

esfalerita, topázio, pirita e calcopirita, a qual marca um estágio de alteração metassomática na rocha encaixante; b) zona intermediária - formada por quartzo, topázio, cassiterita e fluorita, cujos cristais de cassiterita são euédricos e zonados, com suas linhas de crescimento apontando para a zona interna do veio; e c) zona interna - formada por quartzo, topázio, fluorita e zinnwaldita, cujos cristais são anédricos a subédricos e estão dispostos em uma trama heterogranular fina a média.

Zonas de Greisens. Os greisens formam faixas e bolsões no contato entre o biotita granito médio e o albita granito do sistema plutônico Palanqueta. A passagem do albita granito para os greisens é marcada pelas seguintes zonas metassomáticas (Figura 1B): a) o albita granito torna-se greisenizado, gerando um topázio-albita granito (rocha com mais de 10% de topázio); e b) zona micácea, formada por zinnwaldita, quartzo e topázio, tendo como acessórios fluorita, pirita e esfalerita. Os greisens apresentam cor variando de castanho escuro, verde claro até cinza claro, textura heterogranular média a grossa e são classificados, com base na proposta de Stempok (1987), em quartzo-mica-topázio greisen, quartzo-topázio greisen e quartzo-topázio-mica greisen. A mica nestes greisens é a zinnwaldita e os minerais acessórios são fluorita, cassiterita, wolframita, esfalerita, pirita, calcopirita e galena. A cassiterita é encontrada disseminada ou em agregados de cristais euédricos e zonados, apresentando, ocasionalmente, elevado grau de transparência que permite a observação de suas inclusões fluidas.

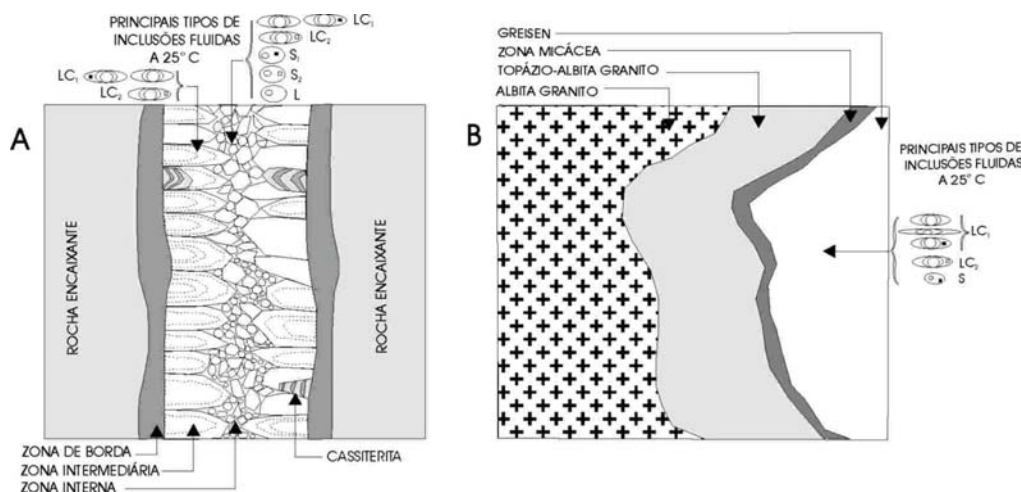


Figura 1. Representação esquemática do zonamento interno dos veios (A) e das zonas metassomáticas no contato entre o albita granito e os greisens (B), com a distribuição respectiva dos seus principais tipos de inclusões fluidas.

Inclusões Fluidas. As inclusões fluidas primárias foram classificadas, com base na sua morfologia, número de fases envolvidas e tipo de sistema fluido, da seguintes maneira (Figura 1): a) sistema H_2O+CO_2+NaCl , tipos LC_1 e LC_2 ; e b) sistema $H_2O+NaCl$, tipos S_1 , S_2 e L . A fase sólida de cor preta a marrom escuro presente nas inclusões LC_1 e S_1 , é constituída por agregados de sulfetos (pirita, calcopirita e esfalerita) capturados na formação da cápsula hospedeira de fluidos e gases. Já a fase sólida incolor e cúbica das inclusões LC_2 e S_2 , representam um cristais de saturação de halita e silvita.

Nos veios, as inclusões fluidas do sistema H_2O+CO_2+NaCl dominam a zona intermediária e apresentam: a) temperatura de fusão do CO_2 ($TfCO_2$) entre $-57,2^\circ$ e $-56,7^\circ$ C; b) temperatura eutética (Te) entre $-23,3^\circ$ e $-22,4^\circ$ C; c) temperatura de fusão do gelo (Tfg) entre $-10,4^\circ$ e $-8,8^\circ$ C; d) temperatura de fusão do clatrato (Tfc) entre $0,2^\circ$ e $2,2^\circ$ C; e) temperatura de homogeneização do CO_2 ($ThCO_2$) entre $26,5^\circ$ e $29,5^\circ$ C; f) temperatura de dissolução da fase sólida (Ts), para inclusões fluidas do tipo LC_2 , entre 372° e 388° C; g) temperatura de homogeneização total (ThT) entre 397° e 434° C (Figura 1). Por outro lado, as inclusões do sistema $H_2O+NaCl$ dominam na zona interna e apresentam: a) Te entre $-23,8^\circ$ e $-22,2^\circ$ C; b) Tfg entre $-9,7^\circ$ e $-8,4^\circ$ C; c) temperatura de homogeneização da fase aquosa (ThH_2O) entre 326° e 356° C; e d) Ts , para inclusões do tipo S_2 , entre 372° e 396° C

A salinidade do sistema H_2O+CO_2+NaCl nos veios, calculada com base na Tfc , revela um conteúdo entre 13 e 15% em peso de $NaCl$ equivalente, possibilitando estimar sua densidade em torno de $0,7$ g/cm³. Por outro lado, a salinidade do sistema $H_2O+NaCl$, medidas com base na Tfg , indica conteúdo entre 10 e 12% em peso de $NaCl$ equivalente e uma densidade de $0,65$ g/cm³. Para as poucas inclusões L_2 , a salinidade medida com base na Ts revelou valores acima de 44% em peso de $NaCl$.

Nos greisens, as inclusões fluidas do sistema H_2O+CO_2+NaCl apresentam: a) $TfCO_2$ entre $-57,2^\circ$ e $-56,7^\circ$ C; b) Te entre $-24,7^\circ$ e $-22,3^\circ$ C; c) Tfg entre $-4,7^\circ$ e $-6,4^\circ$ C; d) Tfc entre $4,7^\circ$ e $9,5^\circ$ C; e) $ThCO_2$ entre $24,3^\circ$ e $27,2^\circ$ C; f) Ts , para inclusões fluidas do tipo LC_2 , entre 358° e 384° C; e g) ThT do sistema na faixa de 355° a 425° C (Figura 2). As inclusões fluidas do sistema $H_2O+NaCl$ apresentam: a) Te entre $-23,6^\circ$ e $-21,4^\circ$ C; b) Tfg entre $-14,7^\circ$ e $-10,2^\circ$ C; e c) ThT entre 345° e 365° C.

A salinidade das inclusões do sistema H_2O+CO_2+NaCl nos greisens, calculada com base Tfc , apresenta conteúdo entre 4,5 a 11,5% em peso de $NaCl$ equivalente e densidade média entre $0,6$ e $0,7$ g/cm³. A salinidade das inclusões do sistema $H_2O+NaCl$, medida com base na Tfg , apresenta conteúdo entre 7 e 7,5% em peso de $NaCl$ equivalente e densidade média de $0,65$ g/cm³.

Análises por espectroscopia Raman em inclusões LC_1 em cassiterita de greisens revelou uma pequena quantidade de metano (CH_4) dissolvido junto à fase gasosa carbônica (CO_2), na proporção de 98% CO_2 e 2% CH_4 . A presença deste CH_4 seria responsável pelos valores mais baixos de $TfCO_2$ obtidos no sistema H_2O+CO_2+NaCl .

Conclusões. O principal intervalo de temperatura mínima para cristalização da cassiterita em depósitos de estanho é de 300° a 400° C (Haapala & Kinnunen, 1982). No depósito do Bom Futuro, o intervalo mínimo de temperatura para a formação dos veios está entre 370° e 435° C e dos greisens entre 340° e 430° C. Nos veios, a cassiterita está associada aos fluidos de mais alta temperatura na zona intermediária, sugerindo uma temperatura mínima de cristalização entre 390° e 430° C, enquanto que

nos greisens, observações diretas em inclusões fluidas de cassiterita indicam um intervalo de cristalização está entre 360° a 400° C (Souza *et al.* 2001).

Os fluidos dos veios e greisens estariam associados aos últimos diferenciados graníticos ricos em voláteis (F, Cl, H₂O) e elementos incompatíveis (Sn, W), formados pelos diques de albite granito no sistema vulcânico Bom Futuro e do albite granito de núcleo no sistema plutônico Palanqueta. A baixa variação na salinidade dos fluidos dos veios, sugere que durante a formação destes veios houve uma interação mínima com fluidos externos. Ao contrário da salinidade dos fluidos dos greisens, a qual varia bastante e sugere que durante as transformações metassomáticas (greisenização) no interior da cúpula granítica do sistema Palanqueta, houve mistura com fluidos externos, principalmente fluidos meteóricos. O abaixamento da temperatura e a interação entre fluidos, diminuiram a eficácia dos complexos mobilizadores do estanho (SnF ou SnCl) permitindo a precipitação do Sn como cassiterita.

O gráfico de correlação entre ThT – densidade – salinidade (Shepherd, 1985), permite estimar as condições mínimas de pressão para a formação dos veios na faixa de 250 a 300 bar, enquanto que os greisens ficam entre 200 e 250 bar.

Agradecimentos. A EBESA pelo apoio de campo, ao Prof. Dr. Roberto Xavier (IG-UNICAMP) pelas análises microtermométrica e espectroscopia Raman, e à Prof. Dra. Márcia Abrahão Moura (IG-UnB) pelas discussões e sugestões.

Referências Bibliográficas

- Haapala, I. and Kinnunen, K. 1982. Fluid inclusions evidence in the genesis of tin deposits. In: A.M. Evans (Edt.). Metallization Associated with Acid Magmatism. pp. 101-109.
- Shepherd, T.J.; Ranking, A.H. and Alderton, D.H.M. 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. New York, Blackie, 238p.
- Silva, L.F.S.; Costi, H.T. and Teixeira, J.T. 1995. Faciologic mapping and preliminary petrography of Palanqueta albite-granite – Bom Futuro, Rondônia state (Brazil). In: R. Dall’Agnol, M.J.B. Macambira and H.T. Costi (Edt.): Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks (Abstracts Volume). IGCP-Project 315. Belém, pp. 73-74.
- Silva, L.F.S.; Costi, H.T.; Dall’Agnol, R. and Teixeira, J.T. 1997. Petrographic and geochemical characteristics of the tin-bearing albite granite of Morro da Palanqueta, Bom Futuro Mine, Rondônia, Brazil. In: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations (ISGAM II), Salvador, pp. 155-156.
- Souza, V.S.; Botelho, N.F. e Muzzolon, R. 2001. Estudo preliminar de inclusões fluidas em cassiterita das zonas de greisens do granito Palanqueta, depósito de estanho de Bom Futuro (RO). In: Workshop on Geology of the SW Amazonian Craton: state-of-the-art. São Paulo, IG-USP, Abstracts Volume.
- Stemprok, M. 1987. Greisenization (a review). *Geologische Rundschau*, 76(1):169-175.
- Villanova, M.T. and Franke, N.D. 1995. Serra do Bom Futuro – Rondônia: a volcanic-breccia pipe-hosted tin mineralization. In: R. Dall’Agnol, M.J.B. Macambira and H.T. Costi (Edt.). Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks (Abstracts Volume). IGCP-Project 315. Belém, pp.83-84.

Tapajós - Estratégia e Metodologia de Exploração Mineral

Jorge Tachibana ¹ e Oscar Yoshitaka Yokoi ²

Target Geologia, Min. e Meio Ambiente Ltda: ¹ target.geo@uol.com.br e ² target.yokoi@uol.com.br

Introdução - A Terceira Corrida do ouro no Brasil (Shimada, 1997) foi direcionada ao craton Amazônico a procura de “World class deposits”, especialmente na Província Mineral do Tapajós (PMT) onde há inúmeras ocorrências e depósitos de ouro associados a granitóides Paleoproterozóicos e rochas vulcânicas, afora os aluviões garimpados que impressionam pela sua extensão e histórica produção.

Ao contrário das empresas que enfocaram os garimpos, a Homestake do Brasil Ltda (HBL) adotou uma gestão exploratória a procura de depósito com mais de 2 milhões de onças de ouro onde haveria possibilidade de desenvolver um trabalho sistemático de prospecção geoquímica de solo, sedimento de corrente e mapeamento geológico com sucesso sem conflitos com a comunidade estabelecida.

A sistemática deste trabalho partiu de uma metodologia de prospecção mineral focado para ouro mas os dados de ICP e minerais pesados permitiram uma visão regional de outros elementos.

Estratégia de exploração - A HMB partiu do princípio de investigação em áreas sem distúrbios pelo garimpo ou pouco trabalhadas, para o qual foi dado um prazo de 3 anos para encontrar os alvos de sondagem. O total de orçamento destinado a todo o programa foi da ordem de 3 milhões de dólares.

A seleção dos blocos foi precedida pela reunião de informações a cerca da geologia e tipologia dos depósitos, das diversas visitas aos garimpos e prospectos, reconhecimento regional em rios e estradas, diversos sobrevôos que constituíram o estudo orientativo para a seleção e a metodologia a ser aplicada.

Dentre os alvos foram destacados platôs originado por forte ação de laterização, os perfis lateríticos maduros, segundo Costa, 1993.

Baseado nas observações de que a PMT constitui-se de terrenos predominantemente granito-gnáissicos e vulcânicos, de mineralizações de ouro relacionados a sistemas hidrotermais, quais sejam, veios de quartzo, stockworks, foram focalizados os corredores estruturais com as zonas de cisalhamento, zonas de falhas que permitissem a circulação de fluidos. Duas destas foram a borda de bacias sedimentares Proterozóicas, Cachimbo e Crepori.

Intrusões máficas que assinalam anomalias aeromagnéticas também foram selecionados.

E por fim, os terrenos vulcânicos também relacionados com zonas de falhamentos.

Metodologia de pesquisa - O projeto foi precedido por um levantamento bibliográfico ao longo do período de trabalho.

O Estudo Orientativo dos trabalhos de pesquisa foi baseada em visitas a garimpos diversos e a prospectos oferecidos pelas empresas na Amazônia, visitas a minas em atividade e a minas

abandonadas, tanto na PMT como em outras províncias enfocando especialmente o comportamento geoquímico de solo no contexto geológico local e as informações das sondagens existentes.

Igarapé Bahia (Carajás)	Creporizinho (Tapajós)
Madalena (bacia do rio Curuá)	Castelo dos Sonhos (Tapajós)
Ouro Roxo (Tapajós)	Mineração Água Boa (Amapá)
Areia Branca (Tapajós)	Tartarugalzinho (Amapá)
Cuiú-Cuiú (Tapajós)	Novo Astro (Amapá)
Patrocínio (Tapajós)	Yukio Yoshidome (Amapá)
Davi (Tapajós)	

Um reconhecimento a nível regional foi feito pelo rio Novo, descendo desde o garimpo do Pinto até a Transgarimpeira, pelo Marupá (desde a pista do Bacural) seguindo pelo Rio Crepori até a pista Cem Ilhas. Nas vias terrestres foram percorridas a Transgarimpeira (Creporizão a Moraes de Almeida) e a BR-163 (Moraes de Almeida a Peixoto de Azevedo-MT).

Os alvos pré-selecionados foram os seguintes:

- Platôs de laterita/saprolito associados a rochas plutônicas básicas
- Associação com rochas plutônicas e/ou hipoabissais
- Associação com rochas vulcânicas
- Cruzamento de lineamentos regionais

Aerogeofísica: os dados digitais adquiridos da CPRM foram tratados pelo suporte técnico da Homestake Mining Co. (HMC) em Reno (USA).

Geoprocessamento: Imagens de satélite Landsat 5 em forma digital e mosaicos de radar na escala 1:250.000 foram adquiridos e tratados também pelo suporte técnico da HMC. Os dados foram integrados através dos programas MapInfo, Surfer e Interdex.

Amostragem geoquímica: para permitir o acesso aos locais de amostragem, foram abertas picadas com bússola tipo Brunton. O uso de GPS Garmin 12XL permitiu a representação mais fiel possível da amostragem e dos acessos utilizados.

Concentrado batéia: coletado em leito ativo, volume 10 litros (Duas Serras, Inambé, Rio Novo), reduzido a volume 5 litros (Norte Crepori) – e demais áreas; o material é pré-concentrado até 1 kg. Os minerais pesados observados são descritos incluindo a presença ou não de ouro, tipo do material bateado, água corrente ou parada, profundidade amostrada em relação ao nível do fundo do leito.

Sedimento de corrente: Volume aproximado de 1 litro, material argiloso, eliminando a matéria orgânica (folhas, madeira) do leito ativo, coletado em 3 pontos diferentes para compor uma amostra, distanciados de 20 a 30 m. Descrição do tipo de material, largura de leito, correnteza forte, fraca, média, cor da água, influência de garimpo.

Solo: quantidade aproximada de 1 litro, profundidade de 40 cm eliminando os 15 cm da superfície (horizonte A).

Bank ou Loaming: segue o mesmo procedimento de solo mas é uma forma de aproveitamento o caminhamento feito para coleta de sedimento/concentrado, saindo do aluvião, em cada margem da drenagem. Isto vem a aumentar a densidade de amostragem de solo.

Duplicata: a cada intervalo de 50 amostras de solo, coletaram-se duas amostras no mesmo ponto.

Padrão: a cada lote de 50 amostras conferidas no escritório de apoio para o despacho ao laboratório foi inserida uma amostra padrão. Um lote destas amostras foi coletado em solo de área mineralizada com baixo teor de ouro.

Canal: nas frentes de lavra garimpeira ou afloramentos foram coletadas amostras de canal, a intervalos da ordem de 1 m a 2, dependendo da abrangência da área de interesse e da geologia local.

Rocha: fragmentos de rocha para compor 1 kg foram coletados de forma representativa do local de interesse.

Mapeamento geológico: todos os acessos abertos foram mapeados gerando mapa geológico regional em escala 1:250 mil, através de integração das informações entre diversos blocos. Os mapas locais foram gerados em 1:10 mil integrados aos dados de geofísica, geoquímica, imagens de radar/satélite.

Petrografia: amostras de rocha foram enviadas à CPRM para confecção e descrição de seção delgada.

Laboratório: as amostras foram enviadas ao escritório de apoio de Alta Floresta (MT) por onde passaram pela conferência e embalagem para despacho ao laboratório de preparação em Luziânia – ITS Intertek Testing Services – Bondar Clegg. Uma amostra duplicata (previamente preparada e com teor conhecido) foi introduzida a cada lote de 50 amostras. No campo, a cada 50 amostras duas amostras foram coletadas, com numerações diferentes.

Preparação: Solo - trado – secagem-desagregação, peneiramento 80 #, quarteamento 250 g, pulverização (-150#); Sedimento – secagem, desagregação, pulverização 250 g; Rocha – secagem, britagem a -10#, pulverização 150 #; Aliquotas de 50 g destas polpas foram encaminhadas ao laboratório da Bondar Clegg no Canadá onde foram efetuadas as análises.

Análises: Ouro – fire assay – absorção atômica (5 ppb).

ICP – multi-element packages - Multi-acid digestion (aqua regia digestion)

Os seguintes elementos foram analisados com os respectivos limites de detecção:

Ag	0.2ppm	Ba	5ppm	Li	2ppm	Ta	5ppm
Cu	1ppm	Ca	0,01%	Mg	0,01%	Te	25ppm
Pb	2ppm	Cd	0.5ppm	Mn	5ppm	Ti	0,01%
Zn	2ppm	Co	1ppm	Na	0,01%	V	2ppm
Mo	1ppm	Cr	2ppm	Nb	5ppm	W	20ppm
As	5ppm	Fe	0,01%	Ni	1ppm	Y	5ppm
Sb	5ppm	Ga	10ppm	Sc	5ppm	Zr	5ppm
Bi	5ppm	K	0,01%	Sn	20ppm		
Al	0,01%	La	5ppm	Sr	1ppm		

Trabalhos executados - No período de 3 anos este trabalho de prospecção regional conseguiu abranger 4831 km² ou 15% da Reserva Garimpeira do Tapajós:

- amostras de solo: 5798
- sedimento de corrente: 1051
- concentrado de bateia: 1088
- canal: 302
- trado: 1109
- rocha: 261
- abertura de picadas: 1308.11 km

- geofísica terrestre - magnetometria : 422 km em malha e 80 km às margens de rios.
- mapeamento geológico de todos os acessos, incluindo reconhecimento geológico dos rios e estradas citadas acima.

Resultados obtidos - Foram gerados através desta metodologia mapas geológicos e geoquímicos em cada bloco. Parte das áreas foram cobertas por geofísica terrestre.

As áreas anômalas em ouro geraram follow-ups nos seguintes blocos: Duas Serras, Creporizinho, Tamarana e Comunidade.

Anomalias de metais base foram geradas no bloco Comunidade, principalmente Cobre associado a ouro, relacionado ao contato de rochas básicas e graníticas.

Uma região a oeste da Reserva Garimpeira do Tapajós apresentou background extremamente baixo, abaixo do limite de detecção de ouro em solo.

Bibliografia

Costa, M.L. 1993. Gold distribution in lateritic profiles in South América, África, and Australia: applications to geochemical exploration in tropical regions. *Jornal of Geochemical Exploration*, 47:143-163.

Shimada, H. 1996. I see gold in your future. Disponível no site internet <http://www.brazzil.com/ecoaug96.htm>

Faraco, M.T.L.; Carvalho, J.M. de A.; Klein, E.L. 1996. Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós. V Simpósio de Geologia da Amazônia. Sociedade Brasileira de Geologia. Núcleo Norte. Belém. Boletim de resumos expandidos e guia de excursões. 156:160.

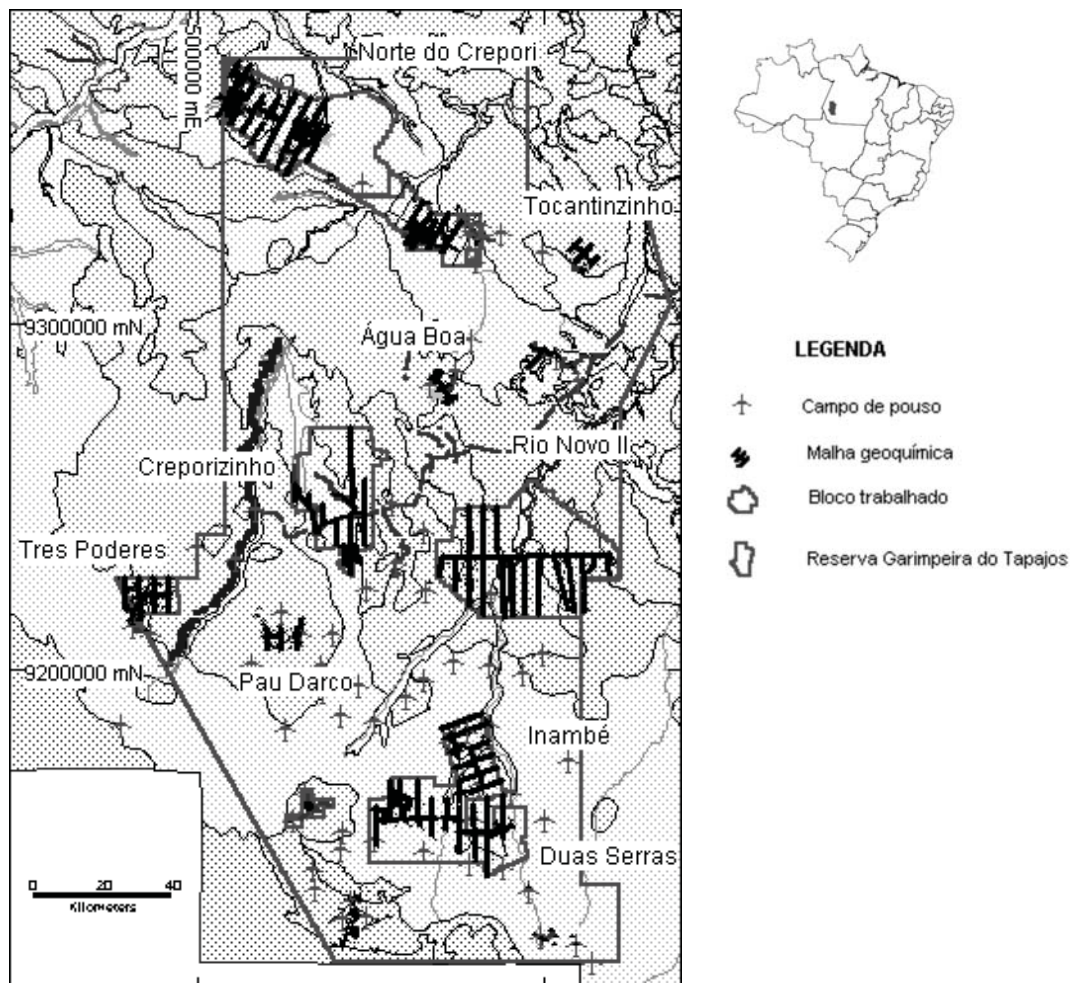


Figura 1: Localização dos Blocos e trabalhos executados sobre a Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós (Faraco et al, 1996).

Carbon Isotopic Composition of Carbonates in the Igarapé Bahia Cu-Au Deposit, Carajás Mineral Province (PA), Northern Brazil

Roberto Perez Xavier¹ and Ana Maria Dreher^{1,2}

¹Instituto de Geociências, UNICAMP, xavier@ige.unicamp.br

²CPRM, Rio de Janeiro – RJ, amdreher@cprm.gov.br

Introduction The Igarapé Bahia Cu-Au deposit in the Carajás Mineral Province is at present the most productive open-pit gold mine in Northern Brazil, with an annual production of 12 t Au being exploited from a 150 m-thick oxidized (gossan and laterite) zone. The primary Cu sulfide-Au mineralization, reached only at 200-meters depth by drill cores, is stratabound and hosted by a hydrothermally-altered heterolithic breccias. These breccias belong to the low-grade metamorphic volcano-sedimentary sequence of the Igarapé Bahia Group, considered part of the Archean age Itacaiúnas Supergroup (Docegeo 1988). The mineralized breccias lie between basic volcanic rocks at the bottom and an overlying sequence of interlayered clastic sedimentary rocks (siltites, arenites and argillites). The latter is interpreted as part of a turbidite sequence, whereas a sedimentary origin for the breccias is considered as the most probable (Dreher and Xavier, 2001, this volume). Basic dikes, generally associated with vertical faults, disrupt the ore-bearing breccias and are considered as post-Cu-Au mineralization.

In the deposit area, the hydrothermal alteration of the enclosing volcanic-sedimentary sequence is intense and generally dominated by chlorite. Particularly in the breccias, Fe-chlorite, Cl-bearing, Fe-rich amphiboles, stilpnomelane, and carbonates, together with chalcopyrite and magnetite, best represent the hydrothermal alteration and the Cu-Au mineralization. These minerals dominate the breccia matrix, but are also seen to replace partially the lithic fragments. A large amount of other minor hydrothermal minerals has been reported by Tallarico et al. (2000), including biotite, K-feldspar, apatite, fluorite, tourmaline, uraninite, bornite, cobaltite, xenotime, hessite, altaite, cassiterite, wolframite, molibdenite and a series of REE minerals..

Late-stage copper mineralization, but with no economic gold grades, is associated with quartz - carbonate - chalcopyrite veins, ranging from a few millimeters to less than 10 cm in width, which transect the breccias, the enclosing vulcano-sedimentary sequence, and the basic dikes.

As carbonates are ubiquitous at the Igarapé Bahia deposit, either related to the ore paragenesis or to late-stage veins, their $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios were determined in this work with an attempt to constrain possible sources of carbon to the mineralizing fluids and thereby to potentially identify the source reservoirs for the fluid regime.

Sampling and Analytical Procedures In the mineralized breccias carbonates appear primarily in the matrix, together with chalcopyrite, as fine disseminations or irregular and diffuse patches, replacing partially fragments of BIF or involving aggregates of magnetite. The highest gold grades, up to 22 g/t, are generally attained in places where the breccia matrix is rich in carbonate, magnetite and chalcopyrite. Carbonates in veins are generally coarse grained and occur with quartz and chalcopyrite.

Based on their modes of occurrence, 23 samples of carbonate-magnetite breccias and carbonate-quartz-chalcopyrite veins were selected for the carbon isotope analyses. It was determined by X-ray diffraction that: (1) siderite is the dominant carbonate in the matrix of the carbonate-magnetite breccias, with very subordinate amounts of ankerite and calcite; (2) carbonates in veins that crosscut the breccias and the enclosing volcano-sedimentary sequence rocks are mainly calcite, with minor ankerite and rare dolomite. The investigated samples were finely ground to \approx 170 mesh and aliquots of 10 to 50 mg were separated to react with 100% phosphoric acid for different periods of time and at different temperatures (25°C and 50°C), in order to liberate CO₂ from the siderite, ankerite, calcite and dolomite separately, following the procedures of McCrea (1950) and Al-Assam et al. (1990). The extracted CO₂ was cryogenically purified and the carbon and isotope ratios analysed in a VG Micromass 602 mass spectrometer at the Laboratório de Ecologia Isotópica of the Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA), Piracicaba (SP). The isotope ratios of ¹³C/¹²C and ¹⁸O/¹⁶O are reported in per mil (‰), relative to PDB and SMOW, respectively. The precision of the values are in the order of ± 0.3 ‰.

Stable isotope results. Within the breccia matrix disseminated siderite showed $\delta^{13}\text{C}$ values ranging from -13.4 ‰ to -8.3 ‰ (mean = -11.5 ± 1.6 ‰), accompanied by a large variation of $\delta^{18}\text{O}$ values between 9.2 ‰ and 20 ‰ (mean = 15.7 ± 3.9 ‰). In contrast, minor ankerite and calcite in the matrix are consistently enriched in $\delta^{13}\text{C}$ and depleted in $\delta^{18}\text{O}$ relative to siderite: $\delta^{13}\text{C}_{\text{ankerite}} = -8.7$ ‰ to -6.7 ‰ (mean = -7.7 ± 0.7 ‰) and $\delta^{18}\text{O}_{\text{ankerite}} = 4.7$ ‰ to 9.2 ‰ (mean = 7.2 ± 1.7 ‰); $\delta^{13}\text{C}_{\text{calcite}} = -8.6$ ‰ to -7.7 ‰ (mean = -8.3 ± 0.7 ‰) and $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}} = 5$ ‰ to 22.9 ‰ (mean = 9.3 ± 6.7 ‰).

In the case of vein carbonates, the $\delta^{13}\text{C}$ values obtained for calcite and subordinate ankerite, siderite and dolomite fall within the interval of -15.6 ‰ to -6.6 ‰ (mean = -8.9 ± 2.2 ‰), with most of the values concentrated between -9.5 ‰ and -6.6 ‰, very similar to the values encountered for ankerite and calcite of the breccia matrix. The $\delta^{18}\text{O}$ values obtained for these vein carbonates span 2.3 ‰ to 14 ‰, with a mean at 8.5 ± 2.5 ‰.

Discussion The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ data for all the investigated samples are plotted in Figure 1 together with the isotope composition of the various carbon reservoirs. The results obtained in this work demonstrate that the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ compositions of the carbonates in the mineralized breccias and veins of the Igarapé Bahia span a wider range than previously reported by Tazava (2000). The carbonates can be divided into two distinct groups according to their $\delta^{13}\text{C}$ compositions, irrespective of the type or mode of occurrence, indicating two different sources of CO_2 . The first carbonate group is constrained by $\delta^{13}\text{C}$ values between -6‰ and -8‰ , which includes most of the vein carbonates and some ankerite and calcite of the breccia matrix. These data overlap with the well-defined range for the carbonatites, diamonds and kimberlites (-3‰ to -8‰ mean of -6‰ ; Taylor, 1986), indicating a deep-seated source for the fluid CO_2 , possibly degassing from underlying magma chambers. $\delta^{13}\text{C}$ values between -8‰ and -15‰ defines the second carbonate group, which is dominated by ore-related breccia matrix siderite and, very subordinately, by late vein ankerite and calcite. These low $\delta^{13}\text{C}$ values may have been attained by the incorporation of CO_2 produced by the oxidation or hydrolysis of $\delta^{13}\text{C}$ -depleted organic matter. The identification of microfossils in BIF (Macambira, 1992) and in other sedimentary rocks (Lyndenmayer et al., 1993) of the Carajás volcano-sedimentary sequence reinforces the role of organic matter as one of the carbon sources for the mineralizing fluids.

Additionally, the bulk of the obtained $\delta^{13}\text{C}$ data are not in compliance with seawater carbon as an important component of the ore-related fluids that precipitated carbonates at the Igarapé Bahia Cu-Au deposit, as in the case of carbonates associated with VHMS (Huston, 1999) or Besshi type deposits (Peter and Scott, 1999) (Fig. 1). The large variation of the $\delta^{18}\text{O}$ values, from 2.3‰ to 20.4‰ , defining a conspicuous $\delta^{18}\text{O}$ -depletion trend from the ore-related breccia matrix siderite towards late-stage vein carbonates, may be explained by a fluid mixing process, as already pointed out by Tazava et al. (2000) and indicated by previous fluid inclusion studies (Almada and Villas 1999). The fluid regime at the Igarapé Bahia deposit would be initially dominated by $\delta^{18}\text{O}$ -enriched fluids (magmatic?), probably attained by the isotopic exchange with the enclosing rocks at low fluid/rock ratios, which would later undergo a shift towards lower $\delta^{18}\text{O}$ values due to the increasing infiltration of cooler $\delta^{18}\text{O}$ -depleted fluids, probably of meteoric origin, into the system.

Acknowledgements - The authors are grateful to the CVRD staff, particularly to the geologists Luzimar Rego, Henrile Pinheiro Meireles, Alfredo Rosseto Nunes and Benevides Aires for their important guidance through the geology of the Igarapé Bahia deposit. Dr. Marcelo Z. Moreira (CENA-Piracicaba) is thanked for his invaluable assistance with the stable isotope analyses. This research is funded by the Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo – FAPESP, grant # 99/03058-0.

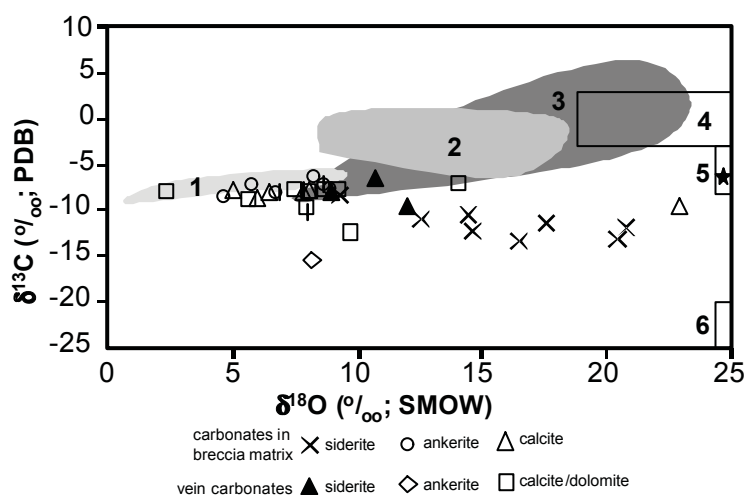


Figure 1. $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^{13}\text{C}$ plot showing the composition of carbonates in the matrix of the mineralized breccias of the Igarapé Bahia Cu-Au deposit and crosscutting veins obtained in this study. Data obtained by Tazava et al. (2000) are also included (see field 1). The diagram also displays, for comparison purposes, the isotopic composition of carbonates in (2) Volcanic-hosted massive sulfide and (3) Besshi-type deposits, as well as the composition of different carbon reservoir, such as, (4) marine carbonates, (5) deep-seated carbon (star represents mean value), and (6) organically-derived carbon.

References

- Al-Assam, I.S., Taylor, B.E., South, B.S. 1990. Stable isotope analysis of multiple carbonate samples using selective acid extraction. *Isotope Geoscience*, **80**: 119-125.
- Almada, M.C.O., Villas, R.N. 1999. O depósito Bahia: um possível exemplo de depósito de sulfeto vulcanogênico tipo Besshi arqueano em Carajás. *Revista Brasileira de Geociências* **29(4)**: 579-592.
- Docegeo.1988. Província Mineral dos Carajás. Litoestratigrafia e Principais Depósitos Minerais. In: SBG – Congresso Brasileiro de Geologia 35, *Anexo dos Anais*, 165p.
- Dreher, A.M., Xavier, R.P. 2001. Provável origem e processo de mineralização das brechas de Igarapé Bahia, Carajás. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia VII, Belém, *Boletim de Resumos Expandidos* (this volume).
- Huston, D.L. 1999. Stable isotopes and their significance for understanding the genesis of volcanic-hosted massive sulfide deposits: a review. In: Society of Economic Geologist, Inc., Barrie, C.T., Hannington, M.D. (eds.), *Reviews in Economic Geology* **8**: 157-179.
- Lydenmayer, Z.G., Tazaki, K., Netto, R.G., Faccini, U.F. 1993. Cocobactérias no Arqueano Superior-Proterozóico Inferior da Bacia de Carajás, PA. In: SBP, Congresso Brasileiro de Paleontologia 13, São Leopoldo (RS), *Resumos*, 216.
- Macambira, J. 1992. Os possíveis microfósseis na Formação Carajás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia 37, São Paulo. *Resumos* **1**, 483-484.
- McCrea, M. 1950. the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *Journal of Chemical Physics* **18**: 849-857.
- Peter, J.M., Scott, S.D. 1999. Windy Craggy, Northwestern British Columbia: the world's largest Besshi-type deposit. In: Society of Economic Geologist, Inc., Barrie, C.T., Hannington, M.D. (eds.), *Reviews in Economic Geology* **8**: 261-295.
- Tallarico, F.H.B., Oliveira, C.G., Figueiredo, B.R. 2000. The Igarapé Bahia Cu-Au mineralization, Carajás Province. *Revista Brasileira de Geociências* **30(2)**: 230-233.
- Taylor, B.E. 1986. Magmatic volatiles: isotopic variation of C, H, and S. In: Valley, J.W.; Taylor, H.P.; and O'Neil, J.R. (eds.), Mineral. Soc. America, Washington, *Reviews in Mineralogy* **16**: 185-226.
- Tazava, E., Oliveira, C.G. 2000. The Igarapé Bahia Au-Cu-(REE-U) deposit, Carajás Mineral Province, Northern Brazil. In: Porter, T. (ed), Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: a global perspective. Australian Mineral Foundation, Adelaide, 203-212.

General Economic Geology Of The High Tapajós Basin (The “Cachimbo” Graben) And Its Boundaries: A Regional Geological Survey With Exploratory Purposes

Yokoi, Oscar Y.; Oliveira, André Luis A . M.; Tachibana, Jorge.
Target Geologia, Mineração e Meio Ambiente Ltda. – target.geo@uol.com.br

Introduction

The so-called Cachimbo Graben or High Tapajós Basin is nearly 500 km long in its NW-SE axe and 150 km wide, being bordered both to N and S by transcurrent faults and informal works for gold exploitation (the “garimpos”, most of them now inactive). Inside the graben, besides gold along the Teles Pires e São Benedito rivers, there are carbonate/phosphate rocks and diamonds as main mineral resources. There are also forest, military and native indians’ reserves.

Cachimbo Graben is located at northern Mato Grosso, Southern Pará and South-west region of Amazon states. A regional field survey was carried out due to the generalist character of known geological information, on which concrete data were absent, though providing some prospective alternatives.

Discussion of “GRABEN”

Under a geologic point of view, the Cachimbo Graben – according to existing geologic maps—is filled with Paleozoic sediments (Pzat), in conformity with the Geologic Map of Brazil (1981), or with Proterozoic sediments belonging to Beneficiente Group (according to SUDAM-IBGE, 1989). Then, for each considered chronological unit we can elaborate a different geotectonic history and, consequently, distinct evolutions.

Another point to be considered is related to the concept of “GRABEN”. How can the so-called Cachimbo Graben be characterized in a taphrogenic/extensional model of plate movements that would have happened between 1.9 Ga and 0.9 Ga, and what would be its temporal and spatial relationship with gold mineralization? Would it be only consisted of low-grade metamorphic sediments or could it have volcanic associations? Would be the volcanic rocks that border the Graben really representative of the Iriri Group or could they represent another association?

Tassinari & Teixeira (1978, in Silva et al., 1980), based on oral communication from Cordani, propose an age of 1,400 Ma to the sediments of “Chapada do Cahimbo” (Cachimbo High Plateau). That value was obtained from siltstones that occur in cuts of the Cuiabá-Santarém Road. Those authors reinforce their opinion observing that the sediments are lying on acid volcanic rocks to which an age of 1,550 Ma was attributed and also that the sediments are intruded by basic magmatism aged 330 Ma.

In the Sucunduri Dome region, Silva et al. (1980) obtained ages of 1,394 +/- 40 Ma (in syenites) and 1,160 Ma (in phonolites) with the Rb/Sr method for the alkaline rocks that cut the sediments, while the underlying rocks from Uatumã Group resulted in ages of 1,589 +/- 36 Ma with the same method and initial $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ ratio = 0.707 +/- 0.001.

Costa et al. (1992) consider the Cachimbo Graben as being a symmetric structure limited by normal/reverse faults and deriving from successive movement pulses in a listric model. Regionally, the localization of such extensional structures from Middle Proterozoic might be related to reactivation of ancient ductile shear zones and/or granulitic belts. In a drill hole executed by DNPM at the Sucunduri River, the thickness for Beneficiente Group arrived at 432 meters.

The formation of Graben (probably between 1.7-1.6 Ga), is related to extensional events would have happened, with deposition of Palmeiral Formation (bottom unit of Beneficiente Group). Several basins were shaped during this second event, notably the Cachimbo Graben and the Purus (Inverted) Graben, which is a continuity of the former, under the Amazonic Basin (Wanderley Filho, 1991, in Wanderley Filho, 1996).

Reconnaissance Survey

Some parts in the inner portion of the Graben were selected after interpretation of satellite images and in those areas it was made a more detailed survey, based on multi-elements geochemistry and ground magnetometry. Assuming that regions showing greater geological disturbance and/or fracturing could represent evidences of sub-outcropping Proterozoic rocks (such as the Beneficiente sediments and/or granites), we carried out a regionally oriented geochemistry campaign, identifying values for gold lower than the detection limits. The anomalous geochemical values for gold were found to be associated to structures frequently filled with basic rocks or limonitic material.

Geochemical Sampling

Soil samples were collected at each 2 km along tracks and roads (top value = 4,601 ppb Au); pan concentrates were collected along the main 1st/2nd/3rd -order tributary rivers (top value = 7,796 ppb Au). The sampling also included rocks samples (top value = 1,075 ppb Au) and shallow-depth drilling using a 500 m X 500 m grid.

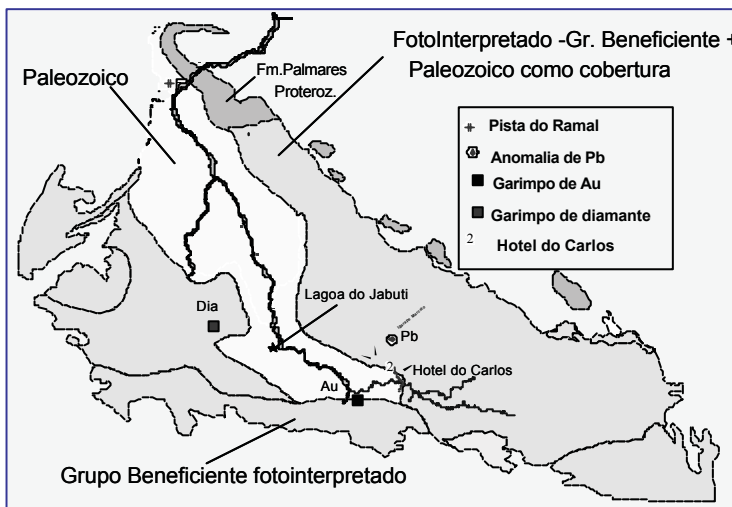


Figure 1: Geological Sketch based on compilation and field reconnaissance.

Paleozoic in yellow; Palmares in purple at north; Beneficiente Group + Paleozoic cover (photo-interpreted) in orange; Beneficiente Group (photo-interpreted) in green; and basement in blue. Jabuti Lagoon (limestone); Pb Anomaly; Au exploitation (“garimpo”); Diamond exploitation (“garimpo”); Carlos Hotel for sportive fishing.

Mineralizations in the Graben

Diamonds (with subordinate gold) -

Garimpo “Paraíso” : informal exploitation works developed in alluvial site that is located in the São Tomé Syncline, at the right margin of Juruena River. The source of diamonds may be related to conglomerates of Paleozoic age belonging to Bararati Formation and/or directly to neo-Proterozoic kimberlites existing in the zone of influence of Sucunduri Dome (west).

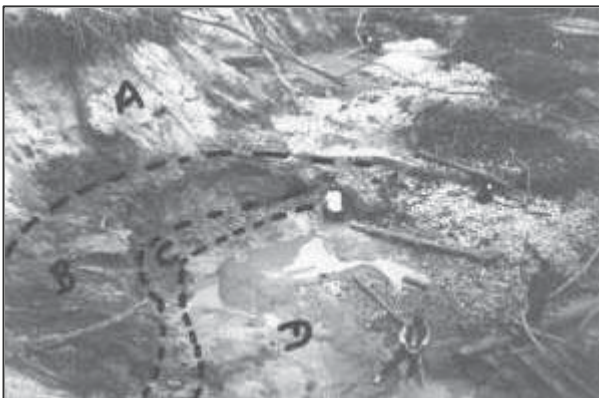


Figure 2: Open cut of the Garimpo Paraíso. Horizon A consists of whitish, sandy, non-cohesive material, while Horizon B is rich in organic matter and Horizon C corresponds to the diamondiferous gravel. Horizon D is the arenitic substract.



A. Carbonate Rocks

Figure 3: Cavern in Jabuti Lagoon area. Stalactites formation from dissolution of carbonates along fractures.

Gold Mineralization of the Cachimbo Graben – Primary and Secondary Gold Deposits.

Secondary gold mineralization: nowadays (1997), gold production comes from the Teles Pires River through the use of gravimetric methods. Recovering is carried out in dredging boats that suck gravel from the bed of the river up to 25 m deep. Gravel occurs as reminiscences (banks) along the Teles Pires River and consists of poorly sorted rock fragments, mainly quartzites/sandstones and some volcanic rocks. Gravel also fills fractures in the underlying arenitic rocks. Apparently, such gravel has been deposited on a fractured arenitic bed, locally forming “pans” like those observed in the confluence of São Benedito and Teles Pires rivers. Later on, the gravel were lateritized.

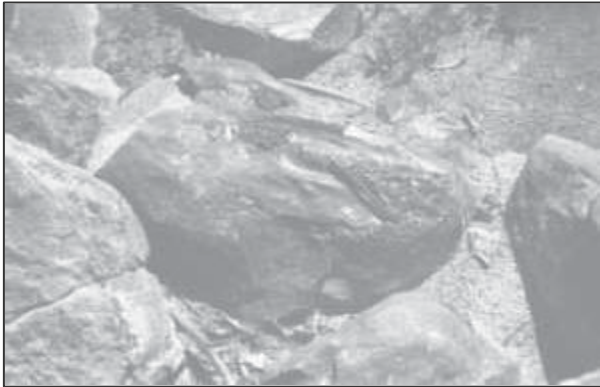
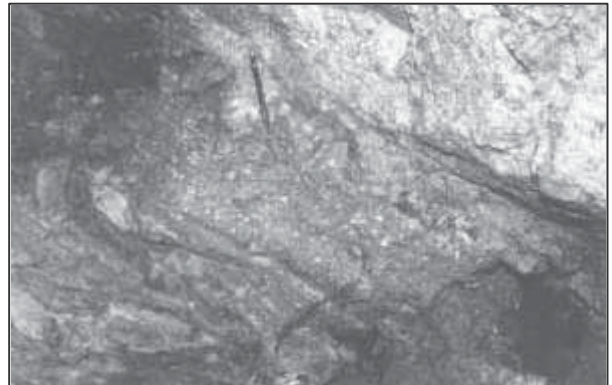


Figure 4: At Teles Pires river Lateritized auriferous gravel adsorbed on the wall of sandstones. The arenitic rocks do not show any sedimentary or tectonic feature which could indicate that they are possible sources for mineralization.

Source of Alluvial Gold

The primary source is not yet known. Macroscopically, it is extremely difficult to differentiate Paleozoic and Proterozoic rock fragments. Until now, even without wellfounded data, it is possible to state that the main source of alluvial gold in the Teles Pires River are Proterozoic rocks (Beneficiente Group) that occur in the south border of the Graben, volcanic rocks of Iriri Group and intrusive granitoids in a “shear zone/gash veins” context, as it is illustrated in the photograph, taken in the Vermelho Reserve (delimited zone for informal mining works), city of Paranaíba (State of Mato Grosso).

Figure 5: Alta Floresta region - Underground informal mining works in Paranaíba State of Mato Grosso – showing the auriferous zone consisting of quartz veins/veinlets with banded massive sulfides (Chalcopyrite and pyrite mainly). In this case, the mineralization strikes N35°W/45°NE).



Present data and potentially prospective correlations

1. The Castelo dos Sonhos (“Dream castles”) area, formerly considered as being consisted of Beneficiente rocks, is basically a plateau (open syncline) structure sectioned by tectonic foliation N30°E and strongly dipping NW and SE, with a 150 km² surface, representing the source of alluvial deposits that are exploited in surrounding areas. The region consists of green schist/amphibolite facies metamorphic rocks (that the authors think to be local/thermal, due to intrusions) represented by quartzites, conglomeratic quartzites and polymictic meta-conglomerates (these are poorly sorted and contain recrystallized quartz, hematite/limonite and muscovite/sericite. The pack is mylonitized in some places and intruded by acid /basic sub-volcanic rocks that would have contributed as local thermal sources for gold reconcentration. Gold mineralization is mainly disseminated in meta-conglomerates and conglomeratic quartzites (with grains varying from 5 to 200 microns in size) and exhibits supergene enrichment where iron concentration is found. **“In hematite-rich fractured zones, gold grades are more consistent, suggesting that a later remobilization related to oxidizing (meteoric?) fluids has occurred, with hematitization of sulfides, ilmenite and magnetite”.**

2. By its turn, in the Abacaxis (“Pineapples”) Garimpo, Tapajós, gold mineralization occurs in a “net” of quartz veins which are hosted by clastic sediments (Prosperança Formation, according to

some authors, or Jacareacanga Formation, to others). No matter the primary or secondary nature of known mineralizations, both borders of the Cachimbo Graben/High Tapajós Basin would be potential targets for mineral prospecting, for the geological survey in those areas suggest that gold and base metals geochemical anomalies are associated with Paleozoic cover rocks.

3. The Cachimbo Graben: in Teles Pires and São Benedito rivers, sandy clastic sediments showing horizontal bedding and crossbedding (fluvial environment) are predominant. Secondly, limestones and carbonatic pelites/psamites (marine environment) outcrop in the area. At the time of field works, no certainty was held about the age of that sedimentary pack. CPRM (the governmental organ for geological survey), approximately 20 years ago, carried out a reconnaissance along the northern part of the confluence of Teles Pires and Juruena rivers and identified the so-called Palmares Formation (considered as being of Proterozoic age) and, laid on it, clastic and chemical sediments (Paleozoic age, based on some fossils). Macroscopically, such sedimentary formations lying on the Palmares Formation do not show differences in relation to those rocks that outcrop along São Benedito and Teles Pires rivers (but for the amount of kaolin). Therefore, a Paleozoic age is attributed to the sediments along these last rivers. On the other hand, there are some Paleozoic sites where gold anomalies might be associated to Tertiary sediments and/or Proterozoic rocks covered by Paleozoic sediments. Description of thin sections have shown the existence of explicit sedimentary assemblages such as limestones, dolomites, carbonatic conglomerates (with phosphatic matrix), as well as quartz-mica schists (sample EF-42) of green schist facies (north-east borders of the graben) in a "Paleozoic" environment. Under these lights, Tachibana (oral communication) considers that this could be a reminiscence of Castelo dos Sonhos Formation, which is considered to be older than Beneficiente Group.

References

- Almeida, F. F. M. & Nogueira Filho, J. V. 1959. In: *Geologia do Brasil*. Brasília: DNPM, p. 106, 1984.
- Araneda, R. and others. 1998. *Características Geológicas e Natureza das Mineralizações Auríferas de Alguns Prospectos da Província do Tapajós-PA*. Barrick do Brasil, internal report, p. 1-21.
- Bizinella, G. A. et al. 1980. *Projeto Tapajós-Sucunduri: Final Report*. Manaus: CPRM/DNPM, Vol. I b, p. 357-700.
- Caputo, M. V.; Rodrigues, R. and Vasconcelos, D. N. N. 1971. *Litoestratigrafia da Bacia do Rio Amazonas*. Belém: Petrobrás, Internal Technical Report N. 64.
- Costa, J. B. S. and Hasui, Y. 1996. *Evolução Geológica da Amazônia*. In: *Contribuição à Geologia do Amazonas*. Belém: FINEP/SBG-Núcleo Norte, 1997, p. 15-90.
- Coutinho, M. G. de N., Robert, F. and Santos, R. A. 1998. In: *Anais do 40º Congresso Brasileiro de Geologia*. Belo Horizonte: SBG, p.160.
- DNPM .1995. *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília: Convênio DNPM/CVRD, Vol. 1.
- Faraco, M. T. L., Carvalho, J. M. de A. and Klein, E. L. 1997. *Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós*. In: *Contribuição à Geologia do Amazonas*. Belém: FINEP/SBG-Núcleo Norte, 1997, p.423-437.
- Fuzikawa, K. 1985. *Inclusões Fluidas: Métodos Usuais de Estudo e Aplicações*. In: *Contribuição à Geologia e à Petrologia*. Belo Horizonte: SBGM, p. 29-44.
- Melo, A. F. F. et al. 1980. *Projeto Tapajós-Sucunduri: Final Report*. Manaus: CPRM/DNPM, Vol I a, p. 1-356.
- Pessoa, M. R. and others. 1977. *Projeto Jamanxim: Final Report*. Manaus: CPRM/DNPM, Vol I a, 218 p.
- Quadros, M. L. do E. S. and others. 1999. In: *Anais do 6º Simpósio de Geologia da Amazônia*. Manaus: SBG, p. 566-569.
- Santiago, A. F., Santos, J. O. S. and Maia, R. G. N. 1980. *Estratigrafia Preliminar da Bacia Sedimentar do Alto Tapajós*. In: *Anais do 31º Congresso Brasileiro de Geologia*. Camboriú: SBG, Vol. 2, p. 786-795.
- Santos, D. B. et al. 1975. *Projeto RADAM: Folha SB.21-Tapajós*, *Geologia*. Rio de Janeiro: DNPM, Vol. 7, p. 15-116.
- Schobbenhaus, C. and others. 1984. *Geologia do Brasil*. Brasília: DNPM, p. 93-113.
- Sena Costa, J.B., Borges, M.S., Araujo, J.B. 1998. *A História de reativação da Província Aurífera do Tapajós*. XL Congresso Brasileiro de Geologia. 11 a 16 de outubro de 1998. Belo Horizonte/MG
- Silva, G. G. et al. 1974. *Projeto RADAM: Folha SB.22-Araguaia and part of Folha SC.22-Tocantins*, *Geologia*. Rio de Janeiro: DNPM, Vol. 4, p. 1-143.
- Target Geologia, Mineração e Meio Ambiente Ltda. 1995-1998. *Internal Technical Reports*. Belo Horizonte.
- Yokoi, O. Y. 1990-1994. *Visit Technical Reports* (unpublished). Belo Horizonte.

Distribuição de Metais em Sedimentos de Fundo da Orla de Belém – PÁ.

¹Carvalho, Z. L., ²Corrêa, J. A. M.

Departamento de Geoquímica Ambiental – Centro de Geociências – UFPA

¹carlim@ufpa.br

²jamc@ufpa.br

Introdução

A baía do Guajará representa o principal corpo receptor dos esgotos da rede oficial de Belém. Recebe um volume diário de 18.294 m³ /dia, que é despejado *in natura*, a partir da estação de bombeamento de esgoto do Una (BELÉM, COHAB, 1997). O acelerado processo de adensamento populacional e industrial, nas proximidades da orla, é um dos responsáveis pelo aumento gradativo das agressões ao meio ambiente, através do lançamento de resíduos líquidos (domésticos e industriais etc.), sem um tratamento anti-poluidor prévio, provocando danos aos organismos e sedimentos (IDESP, 1990).

Este Trabalho refere-se ao estudo geoquímico ambiental de sedimentos de fundo da orla de Belém, nas proximidades de Icoaraci, e para isso foram realizadas determinações de metais pesados nos sedimentos.

Caracterização da Área de Estudo

Localização

A área estudada localiza-se na orla de Belém numa faixa de aproximadamente 15 Km de extensão compreendida entre o igarapé Val de Cans e a praia do Cruzeiro em Icoaraci.

Vegetação

Observa-se um forte controle da geomorfologia sobre a cobertura vegetal presente na região. É possível distinguir três tipos predominantes: 1) a floresta densa, presente nas áreas pediplanadas; 2) a vegetação de várzea, associada aos terraços inundáveis e 3) a floresta secundária, desenvolvida nas áreas que sofreram desmatamento.

Clima

Belém possui clima quente úmido, onde as amplitudes térmicas diárias variam em torno de 4° C e a umidade relativa do ar situa-se em torno de 70% em média ao ano. As temperaturas mais elevadas são registradas no período de menores precipitações, máxima de 38° C e mínima de 20° C

(MALTEZ *et al.*, 1987). Na classificação de Köppen este clima insere-se na zona climática Af, correspondente ao clima de floresta tropical úmido, sem estação fria (PENTEADO, 1968).

Metodologia

Trabalho de campo

Os sedimentos de fundo foram coletados em pontos definidos ao longo da orla de Belém, com perfis longitudinais, num total de doze pontos.

Foi realizada uma campanha no mês de setembro de 2000, caracterizando o início do período seco.

As amostragens foram efetuadas com um coletor de aço. Coletou-se cerca de 5 Kg de sedimento, obtidos nos 10 primeiros centímetros a partir da superfície. As amostras foram armazenadas em sacos plásticos, protegidas da iluminação. No laboratório foram homogeneizadas e mantidas em freezer a temperatura de -25°C até a efetivação das análises, afim de impedir a continuidade das atividades biogeoquímicas.

Trabalho de Laboratório

Inicialmente as amostras foram secadas em estufa a temperatura de 40°C .

- **Metais traços** – Foram determinados segundo a metodologia proposta por Loring & Rantala (1992).

Resultados e Discussão

A maior parte dos metais pesados no sistema aquático é rapidamente adsorvida por material particulado; no entanto, os metais pesados imobilizados no fundo do sedimento não necessariamente permanecem nessa condição, porém podem ser liberados como resultados de transformações químicas no meio aquático (Förstner & Wittmann, 1983).

No presente trabalho os resultados encontrados para a concentração média do Cu, Cr, Mn, Zn e Ni estão em torno de 16, 67, 530, 71 e 24 (mg/Kg), respectivamente.

Tabela 1. Concentração total dos metais pesados em mg/Kg

Amostra	Cu	Cr	Mn	Zn	Ni
B1	12	66	431	71	26
B2	13	72	674	78	28
B3	12	76	557	67	25
B4	14	62	498	67	26
B5	16	58	405	61	18
B6	21	71	579	72	27
B7	20	73	413	72	26
B8	17	64	550	70	22
B9	19	62	618	71	21
B10	14	61	580	60	19
B11	19	65	491	80	25
B12	19	70	572	78	30

Tabela 2- Valores médios da concentração de metais (background) em sedimento

Metais Em mg/Kg	Neste Trabalho	Turekian & Wedepohl (1961)		Krauskopf (1980)	Förstner & Wittman (1983)
		Folhelhos e Argilas	Arenitos	Folhelhos	
Cu	16	45	1 - 10	50	51
Zn	71	95	30	-	115
Ni	24	68	2	80	-
Cr	67	83	35	100	-
Mn	442	600	10 - 100	1100	-

(a) Grambell et al. (1987), Thomas (1987) apud Baudo et al. (1990)

(b) Freedman (1995) apud SES (1999)

(c) Valores aproximados para o Norte da Europa e Norte América, SES (1999)

Comparando-se os valores da tabela 1 com a tabela 2 pode-se observar que os teores de Cu, Zn, Cr, Mn e Ni estão abaixo dos valores de background sugeridos por Turekian & Wedepohl (1961) para folhelhos e argilas.

Referências

- COHAB. (1997) - Levantamento do quadro ambiental da Região Metropolitana de Belém - Produto 3, Belém, 134 p.
- FÖRSTNER, U. & WITTMANN, G. T. W. 1983. Metal pollution in the aquatic environment. 2nd. Berlin, Heidelberg. Springer – Verlag. 486p.
- IDESP. (1990). Belém: um estudo ambiental do estuário guajariano. N. 17. 154p. Relatório de pesquisa.
- LORING, D. M. & RANTALA, R. T. T. (1992). Manual for the geochemical analyses of marine sediments and suspended particulate matter. Earth – Science. Reviews. 32: 235 - 283
- MALTEZ, M. G. L.; CARDON, D.; BASTOS, T.; DINIZ, T. D. A. S.(1987). 14 anos de medidas meteorológicas em Belém. Belém, UFPA. Centro de Geociências. 29p.
- PENTEADO, A. R. (1968). Belém do Pará: estudo da geografia urbana. Belém, UFPA. Vol.1. 183p. (Coleção Amazônica. Série José Veríssimo).
- TUREKIAN, K. K. & WEDEPOHL, K. H. (1961). Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. Bull Geol. Soc. Am. 72: 175-192.

Geologia da Planície Costeira Estuarina, Amapá-Norte do Brasil

Valdenira Ferreira dos Santos* - gerco@iepa.ap.gov.br
Wagner José Pinheiro Costa ** - wagnersema@bol.com.br
Márcio Sousa da Silva* - gerco@iepa.ap.gov.br
Arnaldo de Queiroz da Silva ** - arnaldoqueiroz@hotmail.com
Admilson Moreira Torres* - gerco@iepa.ap.gov.br
Odete Fátima Machado da Silveira* - gerco@iepa.ap.gov.br
Charles Jânio Monteiro* - charlesjanio@yahoo.com.br
Erinaldo Sousa Braga

* IEPA/GERCO

** SEMA

Introdução

As unidades geológicas que compõem a planície costeira do Setor Costeiro Estuarino ainda são pouco conhecidas. Apesar dos trabalhos de cunho regional desenvolvidos dentro do Projeto RADAM (MME,1974) e GEBAM (1982), só a partir dos estudos voltados para o Quaternário como os de MENDES (1996); TRAVASSOS (1996) e SILVEIRA (2000) as porções emersas desse litoral foram melhor detalhadas levando em conta não somente os ambientes deposicionais, mas também sua evolução geológica-geomorfológica. Trabalhos de cunho cartográfico que detalharam as unidades quaternárias iniciaram-se em meados da década de 90 com os resultados da: “Cartografia Regional das Unidades de Paisagens do Litoral sob Influência do Sistema de Dispersão do Rio Amazonas” (1997) e os trabalhos de COSTA et al. (1998), em escala 1:1.000.000 e 1:250.000, respectivamente. Em complementação a esses esforços apresenta-se a geologia da planície costeira de um trecho do litoral amazônico (estuarino) resultante dos trabalhos desenvolvidos dentro do Diagnóstico Sócio-Ambiental realizado pelo Programa Estadual de Gerenciamento Costeiro do Estado do Amapá. Longe de ser um trabalho de mapeamento exaustivo ele procura mostrar as principais unidades que ocorrem na área, levando em consideração a questão evolutiva da região.

Metodologia

A metodologia do trabalho consistiu em levantamento bibliográfico de informações geológicas existentes sobre a área de trabalho e informações correlatas (mapas, relatórios, imagens de satélite LANDSAT e de radar). Para a base da carta, utilizou-se imagens de radar (1972) e em um mosaico de imagens de satélite (LANDSAT TM5, ano 1997), cuja interpretação considerou os padrões morfológicos (drenagem e relevo) e texturais das imagens e dados de campo. O processamento das cartas foi feito em meio digital através do software Spring, em escala de 1:100.000. Para a legenda do mapa geológico utilizou-se o seguinte critério: a primeira letra identifica a idade inicial da

unidade, enquanto que, as letras minúsculas, identificam o ambiente de deposição predominante ou os tipos de depósitos existentes, metodologia esta utilizada por CECO (1984).

Resultados

Os depósitos que recobrem a planície costeira da área estudada, são de origem essencialmente fluvial, flúvio-estuarina e mais localmente flúvio-marinha. Não apresentam grandes diferenças nas suas composição granulométrica, porém as evidências geomorfológicas, a distribuição espacial das unidades e a inter-relação entre as mesmas demonstram que pertencem a períodos distintos ao longo da história de formação da Planície Costeira do Estado do Amapá.

- Depósitos de Planície Fluvial Antiga (Qfc) - São depósitos parcialmente consolidados ao longo de planícies fluviais em ambientes denominados localmente de “ressacas”. São constituídos por sedimentos argilosos e siltico-argilosos de coloração cinza claro no topo. Localmente encontram-se camadas de areia mal selecionada amarelada, contendo níveis de minerais pesados. Paleofeições relacionadas a meandros abandonados são encontrados e seus depósitos de topo são mais argilosos, contendo matéria orgânica com restos de vegetais indicando o fechamento dos canais por colmatação. São influenciados sazonalmente pelas águas pluviais e nas porções mais externas da planície pelas águas das marés. O ambiente de deposição relaciona-se a depósitos de canais fluviais ativos quando do aumento do nível do mar durante a última transgressão holocênica que foi responsável por esculpir falésias, hoje em grande parte inativas, marcando o limite com a planície costeira.
- Depósitos de Planície Flúvio-Estuarina (Qfe1) - ocorrem principalmente em contato com a várzea e sua maior faixa de exposição está situada no extremo leste da área mapeada, estando associados a deposição por aggradação da planície costeira, sendo comumente chamados de campos inundáveis na região. Localizam-se entre os sedimentos da Formação Barreiras e os Depósitos da unidade Qpfe2 e são as zonas mais internas da planície de inundação do rio Amazonas e de seus afluentes, sendo constituídos por sedimentos argilo-siltosos e siltico-argilosos. Suas áreas recebem influência sazonal das águas pluviais e em algumas regiões têm recebem a influência das marés de sizígia nos períodos de estiagem. A origem destes depósitos estão associados ao processo evolutivo de deposi o por aggrada o.
- Depósitos de Planícies Fl vio-Estuarinas (Qfe2) – bordejam a linha de costa atual do Setor Estuarino do Estado, são as porões mais externas da planície de inunda o do rio Amazonas e de seus afluentes. Os sedimentos são geralmente argilosos a siltico- argilosos com colora o cinza. Informa es de subsolo obtidas por ICOMI (1998), mostra a existência de dois horizontes: o superior siltico-argiloso com espessura da ordem de 6 a 8 metros e um horizonte inferior de argilas endurecidas. Esta unidade sofre a influência das varia es diárias das marés,

excetuando-se alguns locais onde os diques marginais têm relevo mais destacado e sofrem inundação sazonal somente durante as marés de sizígia, podendo ainda, haver uma contribuição da sedimentação flúvio-marinha a medida que se aproxima da foz do rio Amazonas. A origem dos sedimentos está relacionada aos processos deposicionais flúvio-estuarinos e fluviais de acreção, assoreamento e migração de barras.

- Depósitos de Planície Flúvio-Estuarina-Marinha (Q_{fem}) - Ocorrem na forma de bancos, barras de canal e de planícies arenosas e argilosas dispostas na zona de influência diária e sazonal das marés. A medida que se aproximam das desembocaduras dos rios Araguari e Amazonas, ocorrem associados a áreas de acreção e são correlacionados a planície flúvio-marinha. Constituem-se por sedimentos argilosos a silticos, tornando-se mais arenosos a leste na desembocadura dos rios Araguari e Amazonas. Sedimentos arenosos também são encontrados nas porções mais internas dos principais rios que drenam a região. Os depósitos são constantemente retrabalhados pelo regime hidrodinâmico da região, sendo mobilizados como carga de fundo ou em suspensão, formando assim um ambiente cuja morfologia muda constantemente, pelo processo de migração de bancos, barras, acreção e assoreamento.
- Depósitos de Aluviões (Q_a) - ocorrem na porção a montante das drenagens da planície costeira, nas cabeceiras das drenagens, nos contatos com os terrenos cretáceos e terciários, onde já não ocorre a influência das marés. Os sedimentos são caracterizados por material arenoso de granulometria grossa nas cabeceiras das drenagens, passando gradativamente para sedimentos mais finos (areno-argilosos a argilosos) a medida que se aproxima do leito dos rios.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- COSTA, W.J.P. 1998. Geologia da Área Prioritária I. Zoneamento Ecológico-Econômico. IEPA (Relatório Técnico e Mapa).
- GEBAM. 1982. Projeto de Mapeamento Integrado Rios Preto-Cajari. Parte I - Geologia.
- ICOMI Ind. Com de Minérios S.A . 1998. Disposição Final dos Resíduos da Usina de Pelotização/Sinterização Estocados na Área Industrial do ICOMI/Santana-AP. 59p.
- MME/DNPM. 1974. Projeto RADAM. Levantamentos dos Recursos Naturais. V.6.
- MENDES, A C. Estudo Sedimentológico e Estratigráfico dos Sedimentos Holocênicos da Região Costeira do Amapá – Setor entre a Ilha de Maracá e Cabo Orange. 1994. 274p. Tese (Mestrado em Geologia e Geoquímica) - CPGG/UFPA, Belém.
- COSTA, L.T. da R. Sedimentação Holocênica no Estuário do Rio Araguari. 1996. 148p. Tese (Mestrado em Geologia e Geoquímica) - CPGG/UFPA, Belém.
- SILVEIRA, O.F.M.da. A planície costeira do Amapá: dinâmica de ambiente costeiro influenciado por grandes fontes fluviais quaternárias. 1998. 215 p . Tese (Doutorado em Geologia e Geoquímica) - CPGG/UFPA, Belém.
- Litoral Amazônico: Mapa de Unidades de Paisagem do Litoral sob influência do Sistema de Dispersão do Rio Amazonas. Caiena, Guiana Francesa: IV Workshop ECOLAB, 1997. Escala 1:1.000.000.
- CECO. Centro de Estudos Costeiros. 1984. Geologia do Litoral do Rio Grande do Sul.
- IEPA/GERCO .2000. Mapa do Setor Costeiro Estuarino do Estado do Amapá.

MAPA DE LOCALIZAÇÃO DO SETOR COSTEIRO ESTUARINO DO ESTADO DO AMAPÁ

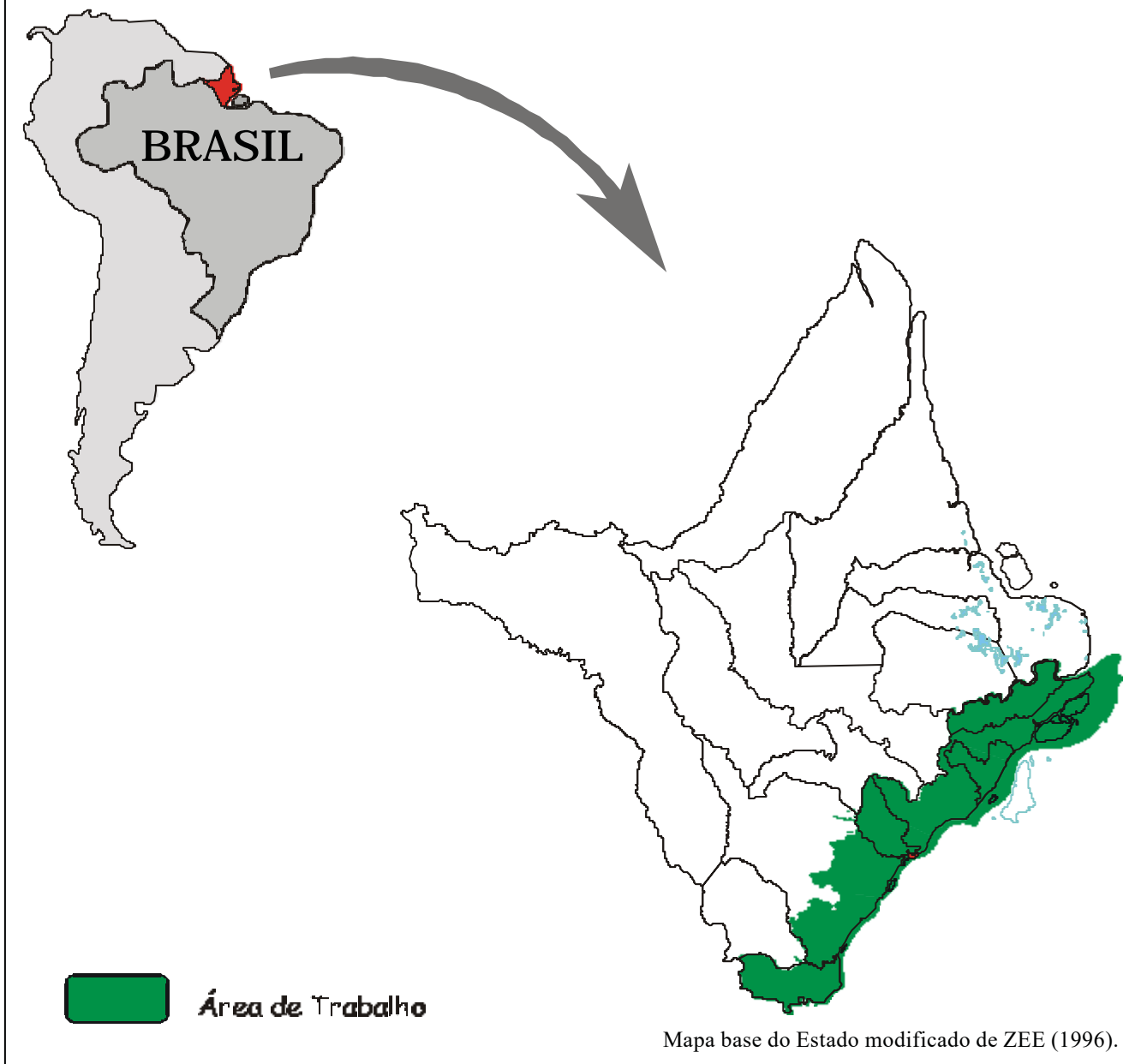


Figura 1 – Mapa de localização do Setor Costeiro Estuarino do Estado do Amapá. Fonte: IEPA/GERCO (2000)

CARACTERIZAÇÃO DA COBERTURA SEDIMENTAR SUPERFICIAL DA PLATAFORMA CONTINENTAL DO AMAPÁ (AP, BRASIL), ATRAVÉS DE SEUS ASPECTOS TEXTURAIS

G. W. Siqueira, F. M. Aprile, E. S. Braga

E-mail: gilmar@ufpa.br; aprilefm@hotmail.com; edsbraga@usp.br
Laboratório de Nutrientes, Micronutrientes e Traços no Mar (LABNUT) - IO/USP
(Caixa Postal: 66149,05315-970, SP, Brasil)

Introdução

O estudo dos parâmetros sedimentológicos vem se consolidando nos últimos anos como um dos mais importantes métodos para a caracterização e descrição de ambientes deposicionais (Amaral, 1988).

Considerando a importância dos nutrientes orgânicos e inorgânicos para biota associada aos sedimentos, torna-se de extrema importância a caracterização do fundo marinho, pois o mesmo pode apresentar grande variabilidade de tipos sedimentológicos. Nas regiões costeiras, o material em sedimentação é resultante principalmente do intemperismo que ocorre nas bacias de drenagem. As descargas de grandes rios, como o rio Amazonas, funcionam como uma componente importante para o deslocamento do material sedimentar. Os sedimentos encontrados em regiões mais oceânicas são transportados por correntes marinhas recebendo contribuições também pela ação dos ventos.

Os processos de transporte e abrasão, a natureza dos materiais do leito, o tempo e distância de deslocamento, estão relacionados com a granulometria final dos sedimentos (Suguio, 1980).

Nittrouer & DeMaster (1986), advogam que a Plataforma Continental do Amazonas estende-se desde a foz do rio Pará até o Cabo Orange com um gradiente suave, sendo que a isóbata de 100m marca a quebra da Plataforma. Para Figueiredo & Nittrouer (1992), a Corrente Norte do Brasil (NBC) direciona o fluxo de descarga do rio Amazonas na direção NW. A carga sedimentar do rio Amazonas na região da foz, sofre influência da maré que faz um movimento “inshore-offshore” a medida que é transportada para NW, seguindo um padrão de zig-zag.

Este trabalho teve como objetivo caracterizar a cobertura sedimentar superficial da Plataforma do Amapá, baseando-se nos aspectos texturais do sedimento. Como forma de representação gráfica para os dados gerados, escolheu-se o diagrama triangular, tomando por base sua operacionalidade, clareza e seu uso geral em trabalhos de geologia marinha e/ou costeira. A área estudada está compreendida entre os Cabos Orange e Norte, entre as isóbatas de 13 a 87 m.

Materiais e Métodos

As amostras de sedimentos foram coletadas em 12 pontos distribuídos ao longo da Plataforma (Figura 1), a bordo do N/Oc Antares da DHN (Marinha do Brasil) entre os Cabos Orange (4°51' N e 51°10' W) e Norte (1°30' N e 50°29' W) no período de 01 a 15/10/97 no pico de mínimo de descarga do rio Amazonas, com auxílio de um testemunhador do tipo “Box Corer” e amostrador “Van Veen”. Posteriormente, foram submetidas a análise granulométrica, utilizando o método do peneiramento/pipetagem descrito por Suguio (1973).

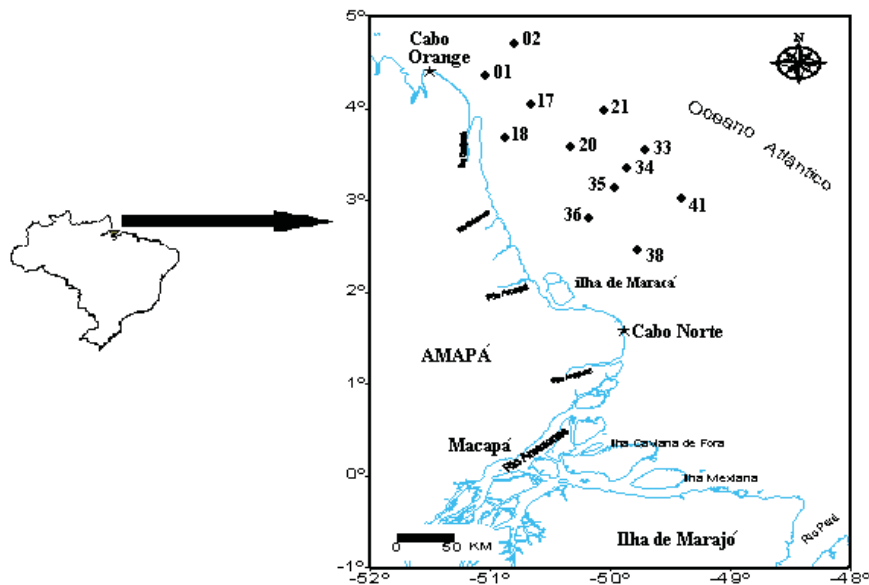


Figura 1: Mapa de localização dos pontos de amostragem

Resultados

A Tabela I mostra os resultados obtidos na determinação granulométrica. Os sedimentos foram dominados pelas frações silte e argila, e classificados de acordo com o diagrama Shepard (1954), como silte-argilosos (Figura 2).

Tabela I: Percentuais da fração areia, silte e argila para as estações analisadas.

Est.	Prof. (m)	% Areia	% Silte	% Argila	% Lama (Silte+Argila)
01	13,2	0,00	74,22	25,78	100,00
02	74,0	92,68	7,15	0,17	7,32
17	43,2	0,43	64,96	34,61	99,57
18	16,8	2,70	64,97	32,33	97,30
20	40,0	0,00	73,50	26,50	100,00
21	87,6	78,52	16,94	4,54	21,48
33	84,4	74,91	17,88	7,21	25,09
34	70,0	0,00	63,34	36,66	100,00
35	26,0	0,00	68,15	31,85	100,00
36	15,0	0,08	77,28	22,64	99,92
38	18,0	0,00	84,63	15,37	100,00
41	63,3	2,65	79,38	17,50	96,88

Prof. = Profundidade máxima da estação.

O alto conteúdo de silte foi característico da maioria das amostras, sendo que os pontos 38 e 41 apresentaram as maiores percentagens, 84,63% e 79,38% respectivamente. Os pontos 01, 20, 34, 35 e 38 apresentaram percentagens de areia igual a 0%, indicando locais de baixa energia, onde os processos de sedimentação foram favorecidos, principalmente na região costeira. Os pontos 02, 21 e 33 exibiram as maiores quantidades de areia, superiores a 70%, demonstrando um empobrecimento de sedimentos fluviais nestes locais, com uma menor influência das águas provenientes do rio Amazonas e seus tributários.

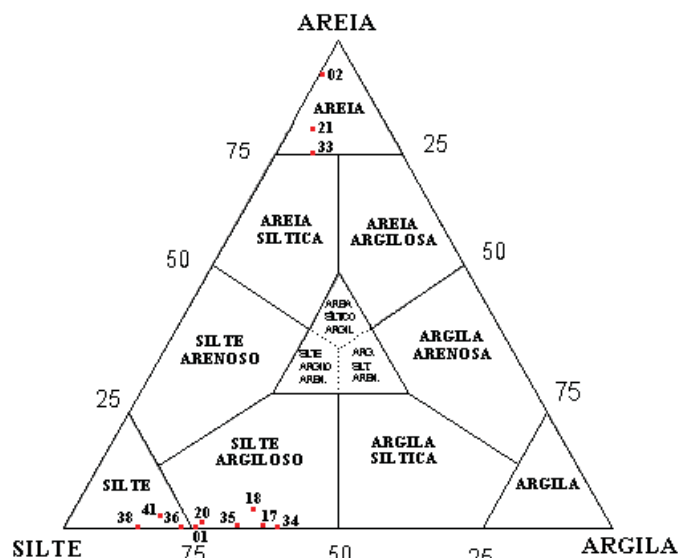


Figura 2: Distribuição da classe textural dos sedimentos coletados na Plataforma Continental do Amapá, segundo triângulo de Shepard (1954).

Para Ivo & Figueiredo (1996), os sedimentos da Plataforma Continental do Amazonas, estão representados principalmente pelas argilas e siltes que são depositados na plataforma interna e média, mostrando a grande influência da sedimentação amazônica. Para estes autores, tais sedimentos encontra-se sobrepostos as areias "reliquias" e os sedimentos carbonáticos da plataforma externa. Este estudo corroborou com trabalho de Ivo & Figueiredo (1995), realizado na Plataforma Continental do Amazonas, que obteve baixos valores da fração areia na plataforma interna, e percentuais próximos de 100% na porção externa.

Os dados obtidos na análise granulométrica revelaram que os sedimentos finos recentes (lama), aparecem na maior parte das amostras coletadas. Portanto, estes sedimentos devem se comportar como carregadores geoquímicos potenciais de elemento-traços, nutrientes e matéria orgânica para áreas costeiras desta plataforma, e é um excelente substrato para organismos bentônicos.

Conclusões

- No diagrama triangular a maior parte das amostras estão situadas no campo silte-argiloso, são sedimentos influenciados por processos continentais, principalmente pelos processos fluviais;
- A evolução da cobertura sedimentar da Plataforma do Amapá está sujeita, provavelmente, a uma ação de processos de alta energia e de origens diferentes: variações de maré (nesta região acontecem as maiores amplitudes de marés da Plataforma Continental Brasileira), grandes flutuações na descarga do rio Amazonas, e forte fluxo sedimentar ao longo da costa, associado a Corrente Norte do Brasil (CNB);
- A carga sedimentar encontrada na Plataforma provém do intemperismo intenso, que ocorre na bacia de drenagem do rio Amazonas ao longo da costa do Amapá;
- Os sedimentos que aportam na Plataforma Continental do Amapá, são transportados em direção noroeste, em função dos vários processos oceanográficos que ocorrem intensamente na Plataforma Amazônica. Quando estes sedimentos atingirem um nível de energia mais baixo, são novamente retrabalhados pela dinâmica costeira, ação de marés e correntes, formando a deriva litorânea.

Agradecimentos: Os autores agradecem ao Coordenador Geral do REVIZEE/SCORE-NO, pela oportunidade dada para coletas das amostras.

Referências Bibliográficas

- AMARAL, R. F., (1988). Caracterização ambiental dos sedimentos recentes de uma área nas proximidades da desembocadura do rio Goiana. Anais do XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, Belem/PA, p: 569-580.
- FIGUEIREDO, A. G. & NITTROUER, C. A. (1992). Distribuição de caráter de eco de 3,5 kHz na Plataforma Continental do Amazonas. Anais do XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia. SBG/SP/Brasil, p.201-202.
- IVO, J. M. F. & FIGUEIREDO, A. G. (1995). Textura e concentração de minerais pesados dos sedimentos da Plataforma Continental do Amazonas. Anais do V Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário e XI Simpósio de Sedimentologia Costeira, Niterói/RJ, p: 241-247.
- IVO, J. M. F. & FIGUEIREDO, A. G. (1996). Concentrações de minerais pesados associados a morfologia da Plataforma Continental do Amazonas. Anais do XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, p : 440 – 442.
- NITTROUER, C. A. & DE MASTER, D. J. (1986). Sedimentary processes on the Amazon continental shelf: past, present and future research. Cont. Shelf. Res., 6:6–30.
- SHEPARD, F. P. (1954). Nomenclature based on sand–silt–clay ratios. J. Sedim. Petro. 24:3.
- SUGUIO, K. (1973). Introdução à sedimentologia. São Paulo, Blucher/EDUSP, 312p.
- SUGUIO, K. (1980). Rochas sedimentares: Editora, Edgard Blucher LTDA. 500p.

CONTEÚDO DE FÓSFORO TOTAL EM SEDIMENTOS DA PLATAFORMA AMAZÔNICA

G. W. Siqueira^{1,2}; E. S. Braga²; F. M. Aprile²; A. S. Mendes¹; F. P. Assunção¹;
T. G. Ferreira¹, A. S. Silva Filho¹
E-mail: gilmar@ufpa.br

¹Laboratório de Química do Centro de Ciências Exatas e Naturais, UFPA

²Laboratório de Nutrientes, Micronutrientes e Traços no Mar (LABNUT), Instituto Oceanográfico, USP

(Caixa Postal 66149,05315-970, SP, Brasil)

Introdução

Devido aos efeitos dos processos antrópicos de eutrofização nos ecossistemas aquáticos, dentre os diversos ciclos biogeoquímicos, o do fósforo tem sido um dos mais estudados. O fósforo apresenta uma grande importância nos sistemas biológicos, atuando em processos fundamentais do metabolismo dos seres vivos, constituindo muitas proteínas, incluindo o ADN, ADP e ATP, fundamentais nos processos de transferências de energia e de estruturação da membrana celular. O fosfato também pode atuar como fator limitante sobre os processos de produção primária dos organismos planctônicos.

No sedimento, o processo de regeneração do íon fosfato é tão intenso quanto no meio pelágico, e os movimentos advectivos aumentam a disponibilidade deste nutriente na coluna de água (Valiella *apud* Aldair *et al.* 1993). A quantidade de fósforo de fonte natural no sistema marinho depende diretamente do intemperismo das rochas, ou seja, do conteúdo de fósforo presente nos minerais primários das rochas da bacia de drenagem.

De acordo com Silva (1996), a partir das formas iônicas (H_2PO_4^- , HPO_4^{2-} , PO_4^{3-}) o fósforo pode formar minerais bastante estáveis, como: strengita ($\text{FePO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), vivianita ($\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$), apatita ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}, \text{F}, \text{Cl}$), brushita ($\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), whitlochita ($\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$), monetita (CaHPO_4), variscita ($\text{AlPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), entre outros. Segundo o autor, esses minerais ainda integram o material particulado em suspensão, bem como o precipitado no sedimento e sua estabilidade depende de vários fatores ambientais: pH, Eh e teores de Fe e Al. Alterações desses fatores, além da atividade biológica, provocam a solubilização do fosfato presente nos minerais. Segundo Krom & Berner, 1981 *apud* Silveira & Patchineelam (1993) a produtividade total de algumas comunidades marinhas é diretamente controlada pela concentração de fósforo disponível.

A foz do rio Amazonas caracteriza-se pela grande quantidade de sedimentos e água que compõem a descarga da bacia hidrográfica de mesmo nome (Vilela, 1997). A descarga do rio Amazonas é uma componente predominante, que em época de vazão máxima, somada a do rio

Tocantins, pode atingir 374.000 m^3 . A Corrente Norte do Brasil (NBC) é outra componente importante, que ajuda a direcionar o fluxo da descarga na direção NW (Figueiredo & Nittrouer, 1992). De acordo com Meade *et al* (1985), cerca de $1,2 \times 10^9 \text{ t.ano}^{-1}$ de material sólido é transportado e depositado na Plataforma Continental do Amazonas.

O objetivo deste trabalho, foi avaliar o conteúdo de fósforo total no compartimento sedimento de fundo, provenientes de áreas influenciadas pelo rio Amazonas.

Materiais e Métodos

As amostras foram coletadas em 17 pontos na Plataforma Continental Amazônica no período 2 a 11/5/1999, abrangendo tanto a parte interna como externa (Figura 1).

As amostras de sedimentos de fundo foram obtidas mediante o testemunhador do tipo "Box Corer" e amostrador "Van Veen". As profundidades foram obtidas a partir do uso de um perfilador CTD. As amostras coletadas foram acondicionadas em sacos plásticos, e congeladas em câmara fria à -20°C . Em laboratório procedeu-se o descongelamento e posterior secagem a 60°C , desagregação e quarteamento da amostra.

Para a determinação do conteúdo de fósforo total, pesou-se $0,5\text{g}$ de amostra seca, em duplicata, e adicionou-se 2 mL de HNO_3 e 2 mL de HClO_4 (concentrados), afim de liberar o fósforo orgânico. Adicionou-se então molibdato de amônio à solução digerida e filtrada. Ao complexo fosfomolibdato resultante foi acrescentado ácido ascórbico, e a nova solução resultante permaneceu em repouso. Posteriormente, realizou-se a leitura em espectrofotômetro em 690nm .

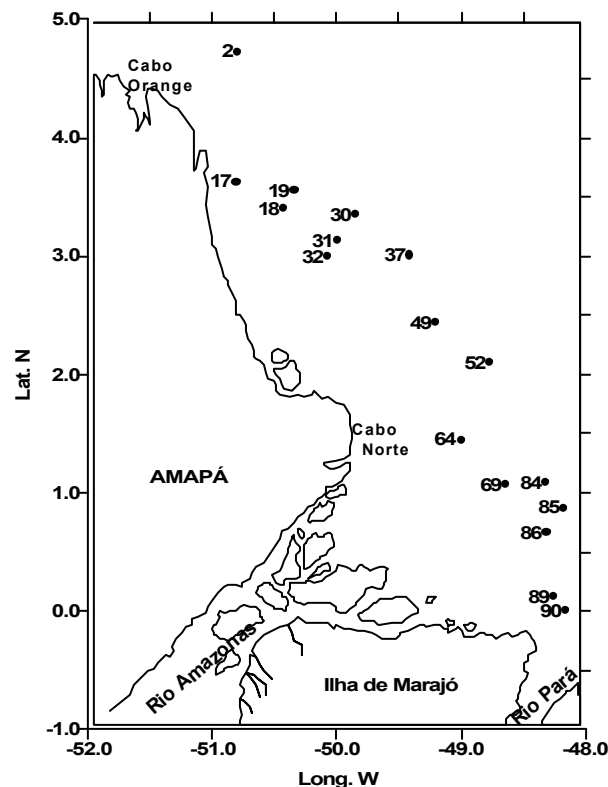


Figura 1: Mapa de localização dos pontos de amostragem.

Resultados e Discussão

De uma maneira geral, a distribuição dos teores de fósforo total nos sedimentos da Plataforma Amazônica é bastante homogênea. Berner & Rao (1994) *apud* Santos (2000), examinaram a sistemática do fosfato no Amazonas e em vários sistemas de rios. Os autores concluíram que 50% do fosfato liberado para o oceano a partir do rio Amazonas é resultado da dissociação a partir dos sedimentos em suspensão, havendo um equilíbrio entre as fases dissolvida e particulada. Provavelmente, quando este elemento atinge a Plataforma Amazônica, é incorporado a fase sedimentar por mecanismos de adsorção e/ou por formação de minerais de fosfato insolúvel.

Os resultados dos teores de fósforo são apresentados na Tabela I. As maiores concentrações foram encontradas na estação 85 (1.614,43 $\mu\text{g/g}$), enquanto que os menores teores foram detectados nos pontos 30 e 52 com 393,18 e 421,28 $\mu\text{g/g}$, respectivamente. No geral, os pontos localizados diretamente a frente das descargas do rio Amazonas, foram os que apresentaram as maiores concentrações de fósforo total, com destaque para os pontos 64, 85 e 90. Provavelmente, nestes pontos os processos de sedimentação tenham sido favorecidos, propiciando a grande deposição de sedimentos pelíticos transportados pelo rio. Os resultados obtidos neste trabalho corroboram com os estudos feitos por Pereira *et al.* (2000) e Silveira & Patchineelam (1991).

Tabela I: Teores de fósforo total nas estações analisadas.

Estações	Prof. (m)	Fósforo Total ($\mu\text{g/g}$)
02	72	450,22
17	22	665,53
18	20	553,13
19	37	475,31
30	70	421,28
31	26	501,25
32	22	481,80
37	37	470,99
49	19	455,86
52	27	393,18
64	19	516,38
69	28	473,15
84	48	481,80
85	46	1.614,43
86	39	425,60
89	26	401,82
90	24	607,7
Média	-	552,32
D. Média	-	144,88
D. Padrão	-	274,14

Conclusão

Com relação aos teores encontrados neste trabalho, conclui-se que o compartimento analisado é um grande detentor de fósforo total. A decomposição e liberação deste nutriente para a coluna de água provém da introdução do material lixiviado, que depende do grau de desagregação

das rochas que constituem a bacia de drenagem do Amazonas, além da atuação de organismos marinhos (especialmente os bentônicos), correntes de fundo, fenômenos de estratificação, processos biogeoquímicos e a grande sedimentação que ocorre na área de estudo. Pode-se dizer que o rio Amazonas desempenha um papel fundamental no transporte de material entre o continente e o oceano.

Agradecimentos: Os autores agradecem ao PROINT/UFPa pelo financiamento do projeto “Distribuição Espacial de Nutrientes e Metais Essenciais em Sedimentos Recentes da Foz do Rio Amazonas” nº004/2001; e ao Coordenador do REVIZEE/SCORE-NO, pela oportunidade dada para coletas das amostras.

Referências Bibliográficas

- ALDAIR, E.; GAETA, S. A.; GIANESELLA-GALVÃO, S. M. F.; KUTNER, M. B. B. & TEIXEIRA, G. (1993). Ecossistemas costeiros subtropical: nutrientes dissolvidos, fitoplâncton e clorofila-*a* e suas relações com as condições oceanográficas na região de Ubatuba, SP/BR Bol. Inst. Oceanogr. São Paulo, 10:9-43.
- FIGUEIREDO, A. G. & NITTROUER, C. A. (1992). Distribuição de caráter de eco de 3,5 kHz na Plataforma Continental do Amazonas. Anais do XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia. SBG/SP/Brasil, p.201-202.
- MEADE, R. H.; DUNNE, J. E.; RICHEY, U.; SALATE, E. (1985). Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon river estuary. Nature, 278 : 161 – 163.
- PEREIRA, P. F.; SILVA, J. L.; MENDES, A. S & SIQUEIRA, G. W. (2000). Avaliação do fósforo total e disponível em sedimentos da Plataforma Amazônica. Anais do XXXX Congresso Brasileiro de Química, p: 348.
- SANTOS, M. DE L. S. (2000). Influência dos rios Amazonas e Pará sob a biomassa fitoplanctônica. Dissertação em Mestrado em Oceanografia Biótica. Universidade Federal de Pernambuco, 92p.
- SILVA, C. A. R. (1996). Manguezal: Ecossistema egoísta ou benevolente. Rev. Ciência Hoje, 20 (120):6-11.
- SILVEIRA, I. M. O & PATCHINEELAM, S. R. 1991. Formas de fósforo na Plataforma Continental do Amazonas. Anais do III Congresso Brasileiro de Geoquímica, p:339–342
- SILVEIRA, I. M. O & PATCHINEELAM, S. R. 1993. Fracionamento de fósforo em sedimentos - caso da foz do rio Amazonas V Congresso Brasileiro de Geoquímica, p : 136 – 138.
- VILELA, C. G. (1997). Distribuição de foraminíferos bentônicos em sedimentos argilosos ricos em matéria orgânica da Plataforma Amazônica. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 69 (1):77–82.

Os Depósitos Quaternários na Confluência dos Rios Negro e Solimões, Municípios de Iranduba e Manacapuru, Amazonas

Emílio Alberto Amaral Soares¹, Clauzionor Lima da Silva¹, Afonso César Rodrigues Nogueira^{1,2}, Kenitiro Suguio², Dorvanir da Silva Barros¹, Wendell Henrique Dias dos Santos¹

¹Departamento de Geociências, Universidade do Amazonas, Campus Universitário, 69.077-000, Manaus, AM (esoares@fua.br)

²Programa de Pós-graduação em Geologia Sedimentar Igc-USP, Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental. Rua do lago, 562.05508-000 São Paulo, SP (acrnogue@usp.br)

Introdução

A região do Baixo Rio Negro, onde estão inseridos os municípios de Iranduba e Manacapuru, ao Sul de Manaus, é famosa pela ocorrência do fenômeno mundialmente conhecido como “o encontro das águas” dos rios Negro e Solimões (Figura 1). A unidade mais antiga desta área são as rochas silicilásticas da Formação Alter do Chão do Cretáceo Superior (Dino *et al.* 1999), sobre as quais desenvolvem-se toda a sedimentação fluvial quaternária, composta principalmente por argilas (Figura 1). Estes depósitos argilosos juntamente com latossolos amarelos que recobrem a Formação Alter do Chão, são utilizados como matéria prima na indústria de cerâmica vermelha e também na agricultura. Assim como a Formação Alter do Chão foi considerada como Grupo Barreiras (Lourenço *et al.* 1978) do Terciário, os depósitos quaternários desta região foram atribuídos à Formação Solimões (Lourenço *et al.* 1978, Franzinelli & Rossi 1996) do Mioceno (Hoorn 1993). A falta de datação dos depósitos estudados e sua ocorrência na Bacia do Amazonas não permite a correlação com a Formação Solimões, restrita às bacias do Solimões e Acre.

O estudo das unidades quaternárias envolveu conceitos de aloestratigrafia e morfoestratigrafia, auxiliada pela análise de produtos de sensores remotos (imagens de satélite e cartas topográficas) e pela descrição de fácies em afloramentos e amostragem de trado e sonda (*vibracore*). A análise permitiu relacionar os depósitos quaternários à dinâmica fluvial condicionada, em parte, por tectonismo.

Descrição e Interpretação das Unidades Estratigráficas

Formação Alter do Chão

A Formação Alter do Chão é a unidade mais expressiva na área estudada, geralmente recoberta por crostas lateríticas e latossolo amarelo, semelhantes aos descritos por Horbe *et al.* (2001), e por depósitos argilosos quaternários (Figura 1). Morfológicamente, esta unidade caracteriza-se por morros e

colinas, variando em altitudes de 50 a 100 m, formando uma superfície dissecada, com vales abertos e íngremes, e padrão de drenagem subdendrítico com densidade média a alta. É constituída principalmente por quartzo-arenitos caulínicos e pelitos, de coloração esbranquiçada a rosada e avermelhada. Os arenitos são finos, grossos e localmente conglomeráticos. As estruturas principais são as estratificações plano-paralela e cruzada tabular e, por vezes, marcas onduladas no topo das camadas. Na localidade Cacau-Pirera, ocorrem horizontes, de até 40 cm de espessura, de coloração avermelhada, aspecto mosqueado, rico em tubos verticais e horizontais de até 1,5 cm de diâmetro, e com fragmentos centimétricos de madeira silicificada esbranquiçada.

As estruturas sedimentares desta unidade sugerem deposição sob regimes de fluxo inferior e superior (estratificações cruzada e plana), relacionados à migração de barras arenosas e lençóis de areia em canal fluvial. Deposição por suspensão e migração de pequenas formas de leito em regime de fluxo inferior são subordinadas e processos pedogenéticos, relacionados à colonização por plantas, explicam os níveis avermelhados e mosqueado com fragmentos de madeira (paleossolos). Níveis semelhantes foram descritos por Nogueira *et al.* (1999) na região de Manaus.

Depósitos Argilo-arenosos

Estes depósitos, posicionados em cotas abaixo de 60m, (Figura 1), são compostos principalmente de material argilo-siltico arenoso, coloração cinza esbranquiçado a cinza médio, apresentando mesclas avermelhadas e amareladas nas partes mais superiores dos perfís. Em geral, os sedimentos são maciços até a profundidade de 3,5 m, quando começam a exibir laminação plano-paralela, definida pela intercalação de lâminas de pelito e areia muito fina, intercalados a *sets* centimétricos com estratificação cruzada. Localmente, os sedimentos argilosos mostram intercalações métricas de corpos arenosos com acamamento maciço. Cinco unidades foram reconhecidas na área estudada: U1, U2 e U3, relacionadas aos terraços deixados pela migração do Paraná do Ariáú; U4 na margem direita do Rio Negro; e U5 no Rio Solimões (Figura 1).

A unidade U1, situada em cotas de aproximadamente 50 metros de altitude, tem como característica marcante, observada em imagem de satélite, o desenvolvimento de uma superfície contínua e plana, separada da Formação Alter do Chão por quebra topográfica, formando suaves escarpamentos. A rede de drenagem que se desenvolveu nesta unidade, possui forte controle estrutural, ressaltado pelo padrão retangular de drenagem. A U2 e U3, encontradas nas cotas em torno de 30 metros e mais próximas do atual leito do Paraná do Ariáú, são constituídas por argilas e areias com estratificação cruzada e plano-paralela (perfil 3 da figura1) e depósitos de barras em pontal, identificadas em imagem de satélite pelos traços de acresção lateral. A drenagem nestas unidades é incipiente, forma lagos de meandros abandonados, geralmente inundados nos períodos de enchente (Figura 1). Os limites entre as unidades U1, U2 e U3 foram definidos na imagem de satélite, já que no campo tornou-se difícil

o reconhecimento devido a semelhança litológica, pouco contraste no relevo e densa vegetação recobrendo a área de contato. Os depósitos argilosos da U4, mais expressivos no Cacau Pirera, apresentam característica litológicas semelhantes as unidades U1, U2 e U3 e, repousam discordantemente sobre as rochas da Formação Alter do Chão, através de contato brusco e erosivo (perfil 1 da figura 1). A U5 trunca as unidades mais antigas e representa depósitos de barras em pontal subatuais atualmente retrabalhada pelo Rio Solimões.

Os sedimentos quaternários encontrados na confluência dos rios Negros e Solimões são depósitos de planície de inundação que incluem finos de suspensão e areias de rompimento de dique marginal e de canal abandonado (pelitos e areias com estratificações plano-paralela e cruzada). Os depósitos do Paraná do Ariáú encontram-se confinados, provavelmente, em uma depressão tectônica (*gráben?*) de direção NW-SE, balizada pelas rochas da Formação Alter do Chão (Figura 1). A individualização dos terraços deixados pelo Paraná do Ariáú por forte migração para ENE pode ter sido condicionada por basculamentos suaves nesta mesma direção. Atualmente este movimento é mínimo devido a redução do espaço de migração e proximidade dos platôs da Formação Alter do Chão o que reflete na pequena extensão da U3 e no trecho do paraná encaixado nestes platôs (Figura 1). Os depósitos de inundação fora desta estrutura (U4) estão relacionados à dinâmica do rio Negro enquanto as barras em pontais da U5 registram um período onde o Rio Solimões tinha comportamento meandrante, diferente do padrão *anastomosing* atual.

Referências Bibliográficas

- DINO R, SILVA OB & ABRAHÃO D. 1999. Palynological and stratigraphic characterization of the Cretaceous strata from the Alter do Chão Formation, Amazonas Basin. In: SIMP. SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL and SIMP. SOBRE EL CRETÁCICO DE AMÉRICA DEL SUR 5., Serra Negra. *Boletim...*, Serra Negra, 1999. p.557-565.
- FRANZINELLI, R. & ROSSI, A. 1996. Contribuição ao estudo petrográfico e geoquímico do Arenito Manaus. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 5., 1996, Belém, - Anais... Belém, SBG/NO, p. 209 – 211. (Boletim de resumos expandidos).
- HOORN, C. 1993. Miocene palynostratigraphy and paleoenvironmental of Northwestern Amazonia: Evidence for marine incursion and the influence of Andean tectonics. Doctoral Thesis. Amsterdam University of Amsterdam, 98p.
- HORBE A.M.C., NOGUEIRA A.C.R., HORBE M.A., COSTA, M.L., SUGUIO K. (no prelo). A lateritização na gênese das superfícies de aplanamento da região de Presidente Figueiredo-Balbina, nordeste do Amazonas. Contribuições a Geologia do Amazonas II, Manaus.
- LOURENÇO, R. S., MONTALVÃO, R.M.G., PINHEIRO, S.S., FERNADES, P.E.C.A., PEREIRA, E.R., FERNANDES, C.A.C., TEIXEIRA, W. 1978. Brasil . Departamento Nacional da Produção Mineral . Projeto RADAMBRASIL. Folha SA. 20. Manaus; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. 628p.
- NOGUEIRA A.C.R., VIEIRA, L.C., SUGUIO, K. 1999. Paleossolos da Formação Alter do Chão, Cretáceo-Terciário da Bacia do Amazonas, regiões de Presidente Figueiredo e Manaus. In: Boletim do 5º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil. UNESP-Campus de Rio Claro/SP, 261-266.

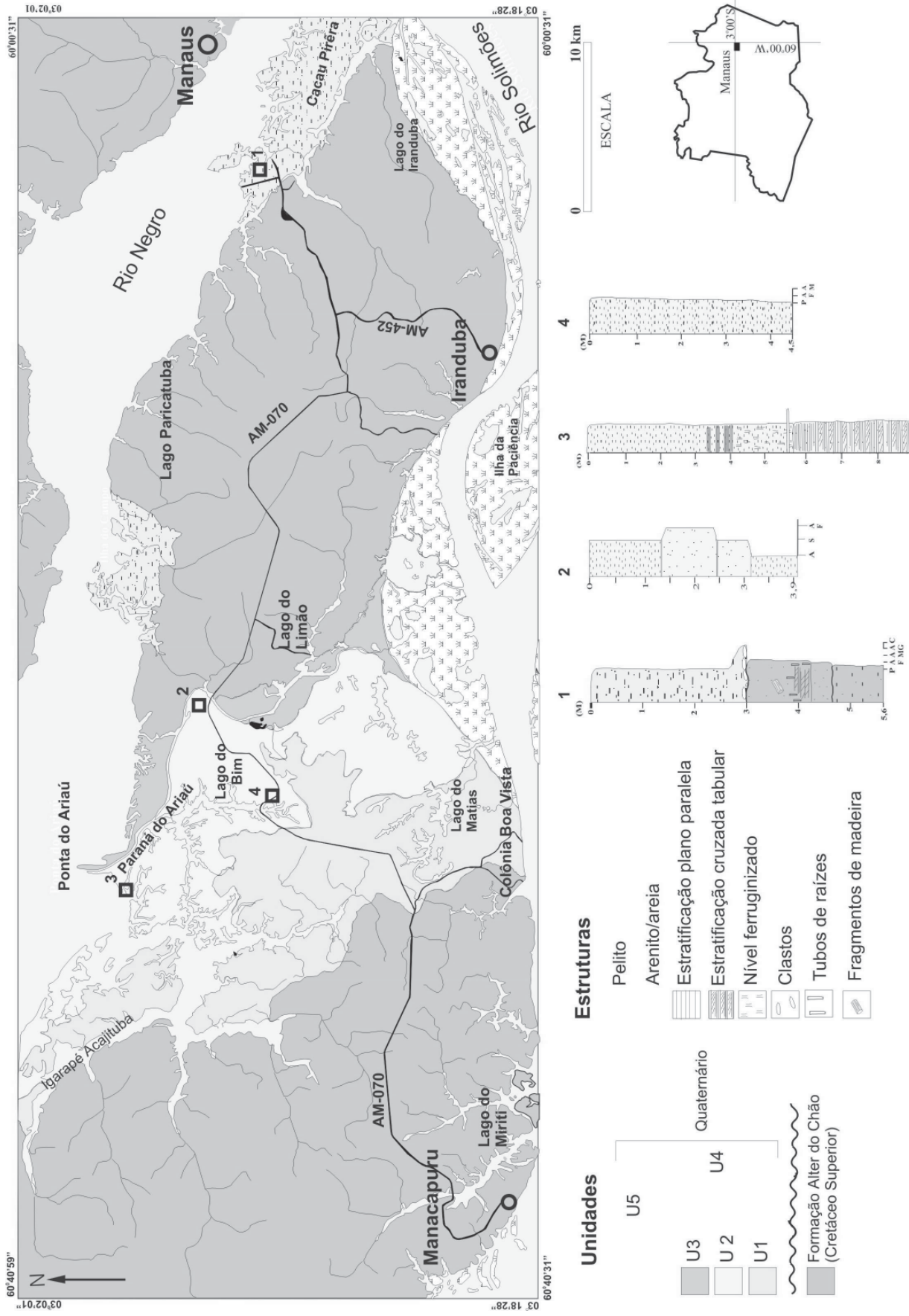


Figura 1 - Mapa geológico e de localização da área de estudo. Os pontos 1, 2, 3 e 4 correspondem aos perfis estratigráficos.

Identificação e Análise Textural dos Minerais Pesados da Plataforma Continental do Pará

¹Susane Rabelo de Souza & ²Maâmar El-Robrini

¹Universidade Federal de Rio Grande, FURG/DEGEO/LOG, Cx. Postal 474, CEP: 96.201-900,
Fone/Fax: (0xx53) 233-6605, Rio Grande-RS srabelo@geol.log.furg.br

²Universidade Federal do Pará, UFPA/DG/CG, Cx. Postal 8617, CEP: 66.075-110,
Fone/Fax : (0xx91) 211-1747, Belém-PA robrini@ufpa.br

Introdução

A Plataforma Continental do Pará tem despertado interesse científico por parte da comunidade oceanográfica. Vários projetos foram executados nesta área, dentre os quais o Programa de Levantamento dos Potenciais Sustentáveis dos Recursos Vivos da Zona Econômica Exclusiva Brasileira - REVIZEE (CIRM, 1994), pelo qual este trabalho vem a contribuir. A Plataforma Continental do Pará está compreendida entre a Foz do rio Pará e o Cabo Gurupi, englobando a Plataforma Continental Interna, Intermediária e Externa do Pará (El-Robrini, 1990) (Fig. 1).

Este trabalho possui o propósito de integrar informações, os quais objetiva: (i) Análise textural dos sedimentos arenosos da cobertura sedimentar, mediante procedimentos granulométricos clássicos; (ii) Identificação e caracterização do conteúdo de minerais pesados transparentes não micáceos, nos sedimentos da cobertura sedimentar da Plataforma Continental do Pará, indicando os prováveis tipos de rocha fontes supridoras desses minerais e eventuais retrabalhamentos e províncias sedimentares. O estudo de minerais pesados associados ou de ocorrência isolada em plataformas continentais é de grande importância, visto que alguns depósitos são mineralizados economicamente, ou constituem reservas potenciais para aproveitamento futuros. Há registro destes minerais em plataformas continentais de diversas regiões do mundo (ilmenita e rutilo na Austrália, diamantes na costa oeste da África do Sul, etc.). No Brasil, são conhecidos diversos depósitos de minerais pesados, que englobam a ilmenita, rutilo, zircão, monazita, etc, estendendo-se do litoral do Estado do Pará ao Rio Grande do Sul, em manchas esparsas separadas por amplos trechos estéreis (Coutinho, 1997).

Materiais e Métodos

A coleta de sedimentos foi realizada durante as Operações Norte I e Norte II. Foram analisados somente, os sedimentos arenosos (39 amostras), coletadas ao longo de perfis perpendiculares à costa da Plataforma Continental do Pará (Fig. 2).

As análises granulométricas foram realizadas, segundo parâmetros texturais e estatísticos de Folk (1977). O método aplicado no processamento das amostras arenosas para Análise Mineralógica e Textural de minerais pesados foi baseado na decantação gravitativa de um líquido denso (Bromofórmio- CHBr_3), cuja densidade específica é de 2.89, que propicia a separação dos minerais pesados, deixando os minerais leves em suspensão.

Resultados e Discussão

Foi possível caracterizar texturalmente o tipo de sedimento como, areias predominantemente médias, sendo moderadamente selecionadas à muito bem selecionadas, evidenciando uma grande homogeneidade, com sedimentos possuindo assimetria predominantemente negativa, indicando que estas areias apresentam desvios de normalidade no sentido de classes texturais mais grossas. A curtose mostra que a distribuição granulométrica do sedimento apresenta-se sob a forma de uma curva de frequência predominantemente platicúrtica.

A associação mineralógica da Plataforma Continental do Pará é representada por um restrito número de espécies, as quais consistem predominantemente por estauroлита, zircão, turmalina e, subordinadamente, por cianita, andaluzita, rutilo, epidoto e hornblenda. Esta associação é composta por minerais ultra-estáveis associados à presença de minerais metaestáveis, e indicam transporte curto e/ou ataque incipiente de intemperismo (pouco desgaste físico e químico ao longo do transporte), sugerindo áreas fontes próximas e caracterizando uma assembléia matura. Os dados de minerais pesados sugerem conjuntamente uma variedade de rochas fontes, atribuídas a: (1) rochas metamórficas indiferenciadas (baixo, médio e alto grau), (2) rochas ígneas ácidas, e (3) sedimentos retrabalhados.

Conclusões

A Plataforma Continental do Pará é profícua a um condicionamento para concentração de minerais pesados. A grande extensão ocupada por sedimentos areno-quartzosos apresentam-se constantes textural e mineralogicamente, indicando áreas de fornecimento intenso e homogêneo desses minerais. Devido à sua maturidade, tanto textural como mineralógica, evidenciando-se um certo retardamento dos processos erosivos na área de fornecimento e como conseqüência uma ativação dos processos intempéricos.

Os resultados obtidos através do estudo do grau de arredondamento dos grãos de quartzo e de outros minerais, assim como a análise da assembléia de minerais pesados, evidenciam a

maturidade destes sedimentos. Está hipótese é corroborada, pelo número restrito (08 espécies) identificadas, e pela abundância de minerais ultra-estáveis. Adicionalmente, conclui-se que a contribuição fluvial foi muito restrita, pelo menos no último ciclo de sedimentação, devido tal elevada maturidade textural e mineralógica.

A realização de estudos a cerca dos minerais pesados na Plataforma Continental do Pará, foi fundamental para um melhor conhecimento da evolução da Margem Continental Norte Brasileira, através de dispersão sedimentar e a tendência de concentrações de minerais de interesse econômico.

Referências Bibliográficas

- Comissão Interministerial para os Recursos do Mar (CIRM), 1994. *IV Plano Setorial para os Recursos do Mar* (1994-1998). Brasília: 19p.
- Coutinho, P. N., 1997. *Levantamento do Estado da Arte da Pesquisa dos Recursos Vivos Marinhos do Brasil- Programa REVIZEE/ Oceanografia Geológica- Costa Norte*: 68p.
- El- Robrini, M., 1990. Evidence of an estuarine zone in the Pará-Maranhão Shelf. *Internat. Sym. Quaternary Shoreline*. La Plata, Argentina: p.23.
- Folk (1977). *Software* fornecido pela Petrobrás para Classificação Textural-*Granls*.

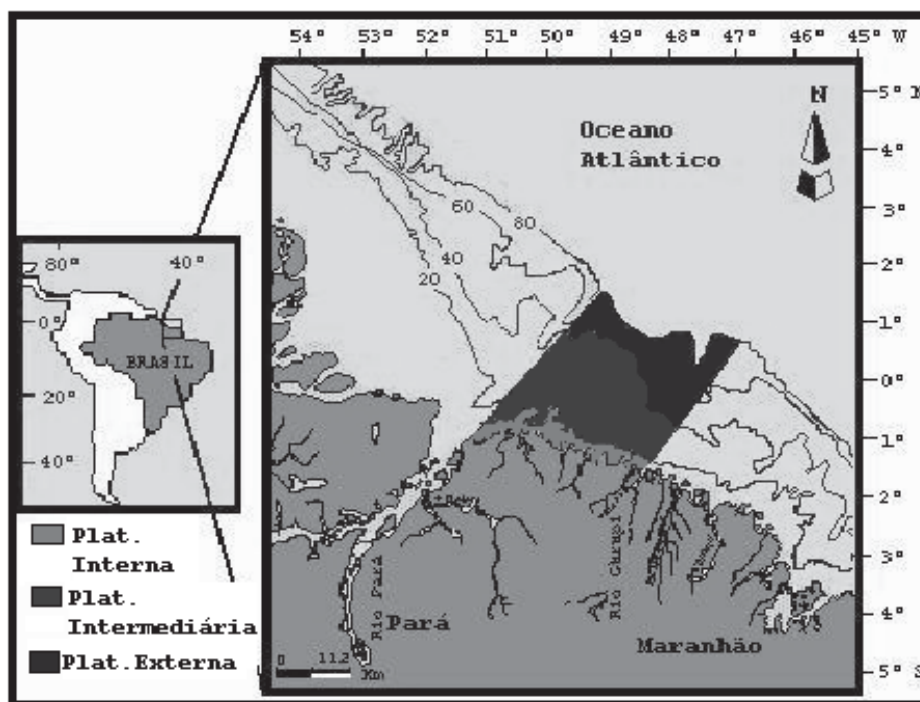


Fig. 1- Mapa de localização da área de trabalho (isóbatas em metro).

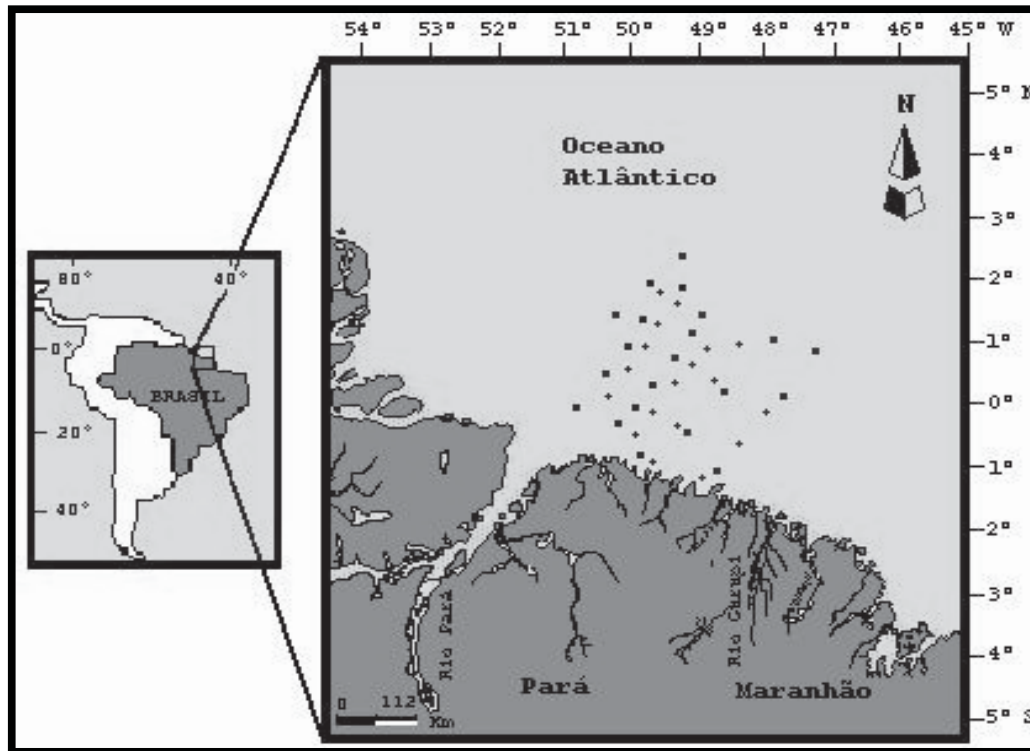


Fig. 2- Mapa de localização dos sedimentos arenosos coletados durante as Operações Norte I (■) e Norte II (+).

Armadilha de Retenção de Sedimentos para Pesquisa de Ressuspensão: Experiência da FURG

Susane Rabelo de Souza & Carlos Hartmann

Universidade Federal de Rio Grande, FURG/DEGEO/LOG, Cx. Postal 474, CEP: 96201-900,
Fone/Fax: (0xx53) 233-6605, Rio Grande-RS srabelo@geol.log.furg.br e dgecaco@super.furg.br

Introdução

Regiões costeiras são muito susceptíveis a mudanças de ordem geral, determinada pela ação de marés e ventos, em poucas horas ou dias. As mudanças climáticas sazonais que ocorrem sobre as áreas continentais adjacentes causam mudanças de temperatura e padrões de vento, além de precipitações e descargas fluviais.

O extremo sul da Laguna Lagoa dos Patos (Fig. 1) pode ser enquadrado como sendo um estuário de planície costeira, apresentando algumas peculiaridades que o tornam característico. Arnason (1984) considera que, fisiograficamente, os estuários, variam consideravelmente, e um tipo importante é o denominado estuário de planície costeira, comum ao longo da costa do Atlântico Norte.

A desembocadura da Lagoa dos Patos (profundidade <1,0 m) é muito vulnerável à ação dos ventos e das ondas e a textura do fundo facilita assim a ressuspensão do material depositado.

A ressuspensão é um processo importante na reciclagem dos sedimentos finos num estuário (Nichols, 1986), caso do estuário da Lagoa dos Patos que é representado por baixios e sacos. Como consequência da ressuspensão os tipos e quantidades de sedimentos transportados de um estuário podem ser muito diferentes dos sedimentos que chegam ao estuário das áreas fontes (Hartmann & Harkot, 1990; Hartmann & Schettini, 1991 e Hartmann & Calliari, 1995).

Neste trabalho descreve-se a experiência adquirida pela FURG na elaboração de uma armadilha (Fig. 2) que tem como propósito a retenção de sedimentos para assim adquirir dados sobre a concentração de sedimento que é erodido de um certo lugar, ou ainda a taxa de material que é transferida de um local para outro do sistema.

Materiais e Métodos

A técnica de coleta de sedimentos usando armadilha foi desenvolvida em analogia a técnica de retenção desenvolvida em ambientes fluviais, considerando que a corrente é unidirecional. As dimensões do equipamento (Fig. 2) seguiram padrões de Korikawa (1988).

Foram colocadas quatro armadilhas (1 - Ilha da Torotama;, 2 – Saco do Arraial, 3 - Ponte dos Franceses e , 4 – TECON), em locais com problemas de deposição ou erosão requerendo, então, monitoramento das condições *in situ*. O equipamento deve ser trocado no período de 15 dias, se

possível após tempestades, devido as enormes quantidades de sedimentos removidos ou colocados diretamente em suspensão, representando então, os principais processos de erosão e deposição no estuário.

Discussão e Conclusão

As regiões estuarinas são áreas complexas, onde as pesquisas são realizadas de forma a avaliar as variações temporais e espaciais do movimento da água, das concentrações de material e do tipo de fundo. As mudanças entre os processos físicos, químicos e biológicos podem agir independentemente ou em conjunto. Algumas variações são periódicas outras episódicas. Estas últimas são particularmente importantes, entretanto difíceis de serem quantificadas. Na região o processo de remobilização de material do fundo é comum e observado em vários locais, normalmente após ventos fortes nas regiões marginais e baixios (<1m). Nas regiões mais profundas (>5m) dos canais, como por exemplo no Canal de Rio Grande a ressuspensão de material ocorre pela intrusão salina (cunha salina), onde são encontradas as situações de ocorrência de turbidez máxima (1200 mg/l), (Hartmann, 1996).

Com relação à deposição de material, o principal processo responsável é a floculação e/ou agregação das partículas, devido ao encontro das massas de água doce e salgada e pelo transporte de material das áreas rasas devido a ressuspensão e posterior transporte para as regiões mais profundas. A remobilização de material do fundo também ocorre no estuário através da ressuspensão do material do banco da barra de SW por ventos do quadrante sul, quando o aumento da turbidez ocorre de fora para dentro do estuário (Hartmann, 1996). Neste processo de remobilização deve-se considerar a remoção de material causada pela hélice dos navios de grande calado e aos processos de dragagem necessária nestas áreas portuária.

Aspectos da ressuspensão de qualquer sistema estuarino pode ser avaliado. Assim, ao se considerar um certo tipo de ressuspensão e seu fator dominante de energia, as maiores modificações nos sedimentos podem ser examinados e uma tentativa conceitual de modelo pode ser proposta.

Nos estuários do extremo sul do Brasil, partes das áreas rasas, estão colonizadas por gramíneas, as quais atenuam a ação das ondas, servindo como trapeadoras de material, podendo, assim, a deposição e erosão afetar os diferentes ambientes ecológicos (Netto & Lana, 1997 e Lane *et al.*, 1997).

Marismas desenvolvem-se na zona intermareal de costas protegidas (estuários, ilhas de barreira, no lado abrigado de promontórios e em extensas áreas com águas rasas), onde o sedimento fino transportado em suspensão por rios ou águas costeiras pode ser depositado. As comunidades vegetais das marismas são dominadas por plantas herbáceas e pequenos arbustos, anuais e perenes, que apesar de dominarem áreas intermareais de costas de clima temperado, também coexistem com as árvores de manguesais em latitudes tropicais da região norte.

A variação morfo-sedimentar dos canais, margens e áreas rasas é um parâmetro ambiental importante, sendo seu estudo considerado um procedimento normal em estuários e zonas costeiras. O material em suspensão, pode constituir-se em danos erosionais e para a qualidade da água, e sua deposição implica em prejuízos para os canais, portos e produtividade biológica. Considerados poluentes por causa de seus efeitos detriticos sobre certos organismos, podendo conter compostos metálicos e orgânicos adsorvidos, que são poluentes.

Na região norte brasileira nenhuma investigação sistemática tem sido feita a esse respeito, a não ser estudos sedimentológicos de fundo, de evolução geológica, hidroquímicos, além de outros. Sendo estes fundamentais morfologicamente, pois esta região de desembocadura vem sofrendo modificações naturais (erosão, deposição, construção de pontais, bancos, etc.) e artificiais (aterros, dragagens, enrocamentos, construções portuárias, além de outras), que afetam principalmente a circulação e indiretamente os processos de erosão e deposição.

Referências Bibliográficas

- Arnason, G. 1984. Estuary Modeling. In: Matthews, S. & Goldberg, G. (ed) *Mans's Impact on Terrestrial and Oceans Ecosystems*. Massachusetts. **1**: 431-477.
- Hartmann, C. & Harkot, P.R.G. 1990. Influência das Águas do Canal São Gonçalo no Aporte de Sedimentos para o Estuário da Laguna dos Patos-RS, *Revista Brasileira de Geociências, nota prévia*, **20 (1-4)**:329-332.
- Hartmann, C. & Schettini, C.A.F. 1991. Aspectos hidrológicos na desembocadura da Laguna dos Patos, RS. *Revista Brasileira de Geociências*: **21 (4)**: 371-377.
- Hartmann, C. & Calliari, L.J. 1995. Composição e Qualidade do Material em Suspensão Durante Alta Turbidez na Extremidade Sul da Laguna dos Patos-RS, *Pesquisas, IG/UFRGS*, **22 (1-2)**: 74-83.
- Hartmann, C. 1996. *Dinâmica, Distribuição e Composição do Material em Suspensão na Região Sul da Laguna dos Patos*, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado, 363p.
- Korikawa, K. 1988. *Nearshore dynamics and Coastal Process. Theory, measurement, and predictive models*. Measurement of Sediment Transport. University of Tokio. Press. 522p.
- Lane, A.; Prandle, D.; Harrison, A. J.; Jones, P.D & Jarvis, C.J. 1997. Measuring Fluxes in Tidal Estuaries Sensitivity to Instrumentation and Associated Data Analyses. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **45**: 433-451.
- Neto, S.A. & Lana, P.C. 1997. Influence of *Spartina alterniflora* on Superficial Sediment Characteristics of Tidal Flats in Paranaguá Bay (south-eastern Brasil). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **45**: 641-648.
- Nichols, M.M. 1986. Effects of fine sediment resuspension in estuaries. Coastal and Estuarine Studies. Estuarine cohesive sediment dynamics. A. J. Mehta (ed), Springer-Verlag, Berlin, **14**: 5-41.

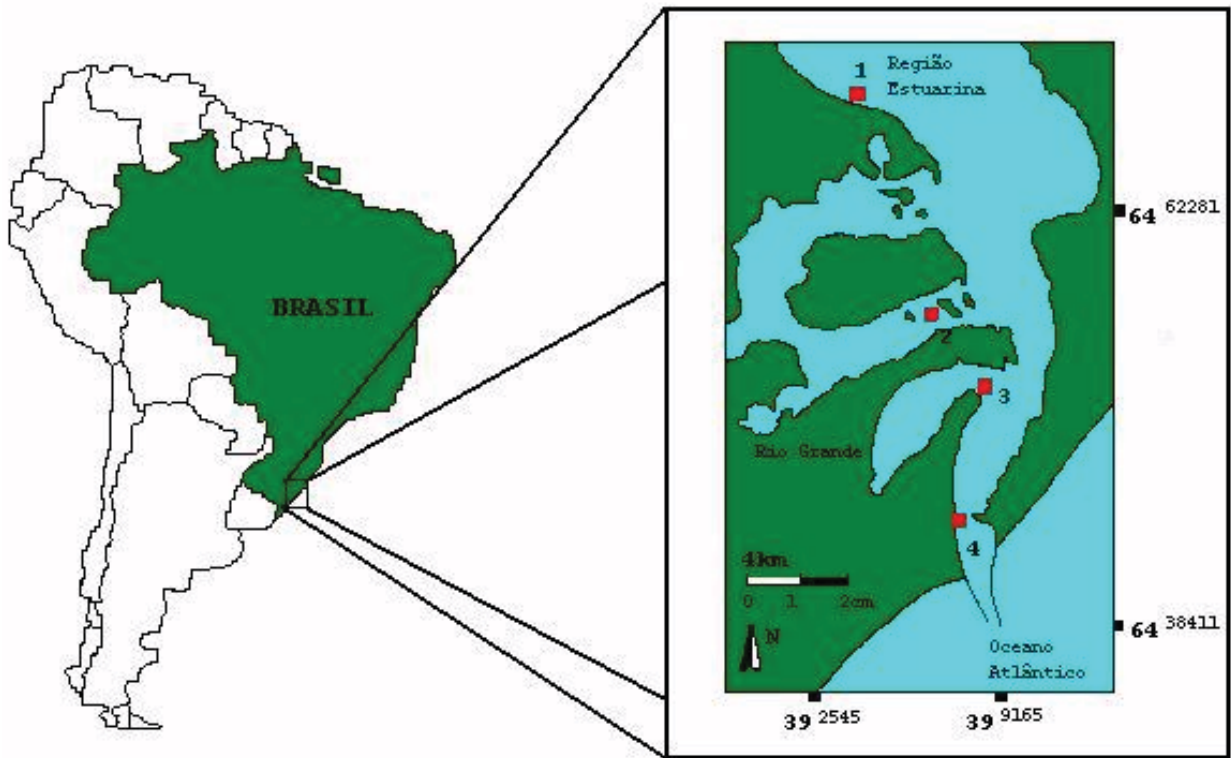


Fig. 1- Mapa de localização da área de pesquisa com seus pontos de monitoramento *in situ* (■).

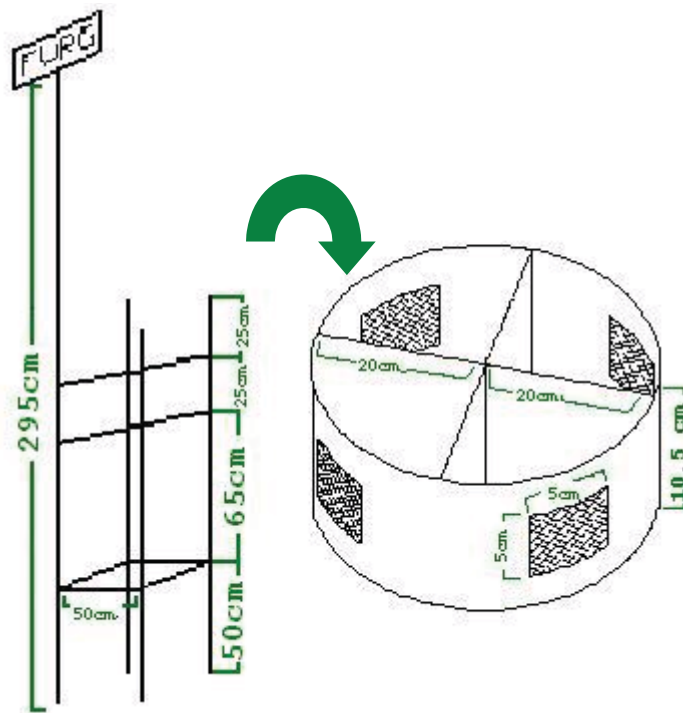


Fig. 2-Desenho esquemático da armadilha com suas respectivas dimensões, (Korikawa,1988).

Geologia dos depósitos de caulim da Bacia do Capim, Nordeste do Estado do Pará, Brasil

Carlos Alberto Silva Alves *

* RIO DOCE GEOLOGIA E MINERAÇÃO – DOCEGEO

Introdução

Entre os anos de 1987 a 1988, a CVRD, através da Docegeo, inicia as pesquisas geológicas, na bacia do rio Capim, em áreas previamente selecionadas, através de imagens de radar. Como resultado, foram descobertas as jazidas denominadas Capim 1 e Capim 6. Assim foi instalada uma unidade de produção de caulim “coating”, sob responsabilidade da PPSA (empresa da CVRD). Com a evolução dos trabalhos de exploração, foi estabelecido um novo modelo geológico morfoestrutural para orientar as pesquisas e como resultado foram descobertos mais 10 depósitos, alinhados segundo um trend NE/SW.

Distribuição dos depósitos

Os depósitos de caulim que compõem este trabalho, estão situados às margens do Rio Capim, restritos aos paralelos 2°00' a 3°00' de latitude sul, e os meridianos 47°00' a 48°00' de longitude oeste, na região nordeste do Estado do Pará, inserido no chamado “Distrito Caulínico do Rio Capim” compreendido entre os municípios de Paragominas, Ipixuna do Pará e São Miguel do Guamá, apresenta uma seqüência de rochas sedimentares e sedimentos inconsolidados de idades cenozóicas a recente, representados por arenitos, folhelhos, argilitos, siltitos e caulim, com ocorrências associadas a platôs que apresentam-se extremamente recortados, remanescentes de grande mesas que foram intensamente dissecadas pela erosão. Em termos regionais, esses platôs não tem grande expressão e são de difícil identificação através de imagem de radar e satélite Landsat, variando de 2 a 3 km de extensão, com desnível que varia de 30 a 50m, em relação a drenagem local.

Geologia local

A origem das camadas caulínicas tiveram relação direta com o clima úmido da região, e com o predomínio de forte ação intemperica que agiu erosivamente sobre corpos graníticos e como consequência deste processo, houve a remoção e alteração de K-Feldspato, sofrendo transporte e re-deposição em ambiente fluvio-lacustre, gerando os depósitos de caulim, que diferem localmente em sua forma, granulometria e mineralogia. Em pesquisas recentes ainda não conclusivas, foi registrada a ocorrência de camadas de argilas caulínicas residuais, ricas em matéria orgânica, com alguns

níveis apresentando resíduos vegetais mostrando mineralização de pirita/marcasita, caracterizando primeiramente um ambiente redutor e posteriormente um oxidante com provável precipitação a partir de soluções.

Os pacotes que preenchem a Bacia do Capim são seqüências de rochas sedimentares e sedimentos inconsolidados de idades cenozóica a recente, representados por arenitos, folhelhos, argilitos, siltitos e caulim que estão individualizados e agrupados em unidades litoestratigráficas assim denominadas: Arenito Guamá; Formação Itapecuru; Formação Ipixuna e Formação Barreiras. As camadas sedimentares onde se encontram os depósitos de caulim, e que compõem a formação Ipixuna são formados basicamente por 4 níveis bem distintos: caulim duro, semi-duro, macio e arenito caulínico. Esta diferenciação é devida à granulometria com a conseqüente quantidade de areia. Cada camada possui características e comportamentos distintos no processo. O caulim duro (hard kaolin) constitui a camada superior e apresenta-se mais coeso, com granulometria mais fina e com maior presença de minerais contaminantes (Fe_2O_3 e TiO_2), enquanto o caulim macio (soft kaolin) apresenta um aumento de granulometria com um decréscimo no nível de contaminantes.

O horizonte caulínico encontra-se recoberto por um capeamento argilo-arenoso, que grada para um arenito fino friável, localmente conglomerático, estes sedimentos estão relacionados com a Formação Barreiras (terciário inferior), enquanto que a seqüência inferior é formada por intercalações de caulim com arenitos caulínicos, às vezes interdigitados. Esta seqüência está relacionada com a Formação Ipixuna (cretáceo superior ou terciário inferior). As camadas apresentam-se sub-horizontalizadas e dividem-se em duas unidades principais:

Unidade Superior: Constituída por sedimentos da formação Barreiras que formam o capeamento dos depósitos;

Unidade Inferior: Formada pelas camadas de caulim que constitui o minério.

As diferentes camadas que compõem os depósitos são descritas abaixo, considerando a disposição das mesmas, do topo para a base.

Camada 1: composta por sedimentos argiloso a argilo-arenosos, de coloração creme-amarelado tornando-se avermelhado para a base, localmente plástico com pequenos canais verticais de caulim. Esta camada na área tem uma variação de 0.6m a 6.0m.

Camada 2: composta por arenito avermelhado de granulometria média a fina, argiloso, às vezes friável que, ocasionalmente, apresenta na base níveis conglomeráticos contendo grãos de quartzo e grãos subarredondados de feldspato caulinizado. Localmente, ocorre a presença de estratificação cruzada e ainda lentes de caulim cinza. A espessura da camada na área varia de 0.5m a 10.0m. Essa camada está relacionada a paleocanais e planícies de inundação que ocorrem durante a sedimentação da formação Barreiras. Devido a isto em alguns locais das jazidas, ela está ausente, permanecendo apenas a camada superior.

Camada 3: formada por sedimentos pelíticos da formação Ipixuna. O contato entre esta camada sobreposta é discordante e erosional. Esta camada é formada por um pacote de caulim duro, fino, com coloração variando de branco a amarelo, róseo, lilás ou vermelho, dependendo do grau de impregnação dos hidróxidos e óxidos de Ferro e Titânio. A espessura desta camada varia de 1.0m a 6.0m. Devido a sua baixa alvura crua, geralmente menor que 65%, parte deste caulim, é considerando material estéril.

Camada 4: Esta camada faz parte do mesmo pacote de sedimento da formação Ipixuna, é descrita separadamente por tratar-se do minério, propriamente dito. É composta por um caulim macio, de coloração branca, com poucas manchas lilás, vermelhas ou amareladas. Em direção a base, este caulim tende a ser arenoso, freqüentemente apresenta estratificações plano-paralela, evidenciadas por níveis de minerais escuros identificados, principalmente, como zircão e turmalina. A espessura dessa camada varia de 1.0 a 15.1m.

Aspectos estruturais e mineralógicos

A Bacia do Capim, definida por Borges et al (1997), se trata de uma estrutura extensional do Cretáceo Superior-Terciário Inferior, com depocentro preenchido por seqüências continentais com influencia marinha (Fm Ipixuna – Terciário Inferior), limitado a nordeste por falhas mestras da Bacia de São Luis, a oeste por falhas normais submeridianas inclinadas para leste, e a sudeste por um feixe de falhas transcorrentes relacionado ao Lineamento Xambioá-Teresina.

Costa et al (1991) sugerem que a evolução tectônica da área durante o mesozóico esteve relacionada a regimes extensionais, como consequência da instalação do Oceano Atlântico Equatorial (final do jurássico), originando a bacia do Capim, segundo um eixo extensional ENE-WSW, concordante a abertura extensional do Atlântico e que posteriormente foi preenchida por sedimentos, particularmente, os da formação Ipixuna, de idade terciária inferior (Góes, 1981), onde estão os depósitos de caulim. Estes depósitos de caulim estão restritos as camadas lateríticas maduras (Costa, 1991) e que compõem os relevos mais expressivos da região, compostos por platôs e morros, que se estabeleceram no terciário inferior.

A área do médio rio Capim apresenta uma forte estruturação tectônica, com alinhamentos de drenagem e de relevo, de direção NE-SW. As principais estruturas são falhas transcorrentes dextrais, que ocorrem, orientadas segundo o trend “NE-SW” e falhas normais de direção “NW-SE”, com formação de horsts e hemigrabens. A região presenciou posteriormente novos eventos devido a movimentação da Placa Sul-Americana, resultando em uma forte estruturação da drenagem local com direção preferencial NE-SW. Os estudos da sedimentação da formação Ipixuna ocorridos na área e a forma e disposição dos corpos mineralizados encontrados, mostram que os depósitos de caulins estão condicionados estruturalmente e alongados segundo um trend de direção NE-SW.

Com relação ao aspecto mineralógico, as composições dos caulins sedimentares da Bacia do Capim, foram obtidas através de análises difratométricas, semi quantitativa de raio x, na fração menor que 325 mesh. Estas análises indicam que o caulim é composto quase que totalmente por minerais do grupo das kanditas, dentre os quais o mais abundante é a caulinita. Em menor proporção, ocorrem, nesta ordem, nacrita e dickita, polimorfos da caulinita. Não foi possível quantificar em termos absolutos o conteúdo de cada um destes minerais devido a coincidência dos picos de raio-x. Este estudo informa ainda que a caulinita apresenta estrutura cristalina bem definida.

Os resultados de DRX indicam que a percentagem de minerais contaminantes na amostra é bastante baixa: rutilo ocorre como traço e, menos freqüente, aparece a goethita. Como minerais pesados, ocorrem zircão, turmalina e ilmenita. Não foram detectadas argilas, como montmorilonita, haloisita e outras que confeririam suas propriedades deletérias à aplicação e aproveitamento destes caulins para “coating”, como alta viscosidade e outras.

Referências bibliográficas

- ARANHA, L. G. F.; LIMA, N. P.; SOUZA, J.M.P.; MAKINO, R.K.; FIGUEIRAS, A.J.M. 1990. Evolução tectônica e sedimentar das bacias de Bragança-Viseu, ao Luis e Ilha Nova. In. Bacias Sedimentares: Origem e Evolução. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. P. 221-234
- BORGES, M. S.; COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; J.M.G.; BEMERGUY, R.L. 1997. Instalação e inversão da Bacia do Capim. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Brasília – DF. Boletim de resumos expandidos. P.134-135.
- COSTA, M. L. 1991. Aspectos Geológicos dos lateritos da Amazônia. Rev. Bras. Geoc. 21 (2): 146-160.
- DOCEGEO, 1992. Relatório Final de Pesquisa. DNPM. Capim I/VI
- GÓES, A. M. 1981. Estudo Sedimentológico dos Sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecuru no Nordeste do Pará e Noroeste do Maranhão. Belém, Tese de Mestrado, UFPA, 55p.
- GÓES, A.M. & COIMBRA, A.M. 1996. Bacias Sedimentares da Província Sedimentar do Meio Norte do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, Belém, 1996. Boletim de Resumos. Belém, SB/Núcleo Norte: 186-187.
- IGREJA, H.L.S. 1992. Aspectos tectono-sedimentares do Fanerozóico do nordeste do Estado do Pará e noroeste do Maranhão. Tese de Doutorado. *Universidade Federal do Pará*. Centro de Geociências. Belém. 192p.
- MURRAY, H.H., Clays: Common Clay, in *Industrial Minerals and Rocks: (1994)*. Sixth Edition, Donald D. Carr, editor, Society for Mining, Metallurgy and Exploration, Inc., Littleton, Colorado, 247-248.
- ROSSETI, D.L.; TRUCKENBRODT, W. & GÓES, A.M. 1989. Estudo Paleoambiental e Estratigráfico dos Sedimentos Barreiras e Pós-barreiras na Região Bragantina, Nordeste do Pará. BOL. MPEG, 1(1). P. 25-71.

WinHI – Um programa para o cálculo do índice de cristalinidade da caulinita através do método de Hinckley

Rômulo S. Angélica¹, Bruno S. Carneiro², Etiana C. Oliveira¹, Walmeire A. M. Costa¹, Tomas Scheller¹, Roberto F. Neves³,

¹Departamento de Geoquímica e Petrologia – CG-UFPA, angelica@ufpa.br

²Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica – CPGG-UFPA

³Departamento de Engenharia Química, Centro Tecnológico – UFPA

Introdução – A caulinita é um dos principais minerais presentes em solos e lateritos nas regiões tropicais e intertropicais do globo. Na região amazônica e em outras com domínio de perfis lateríticos, a base desses perfis é normalmente representada por um saprólito, argiloso, que dependendo da natureza da rocha mãe pode formar significativos depósitos de caulim. É nesse contexto que se encontram, na nossa região, as maiores reservas brasileiras de caulim de alta alvura destinados a indústria de cobertura de papel, com destaque para a região do Capim, no NE do Pará. Diversos trabalhos vem sendo realizados do ponto de vista geológico-supergênico (Costa & Moraes 1998, Kotschoubey et al. 1996, Souza 2000) e também trabalhos de cunho aplicado visando o aproveitamento dos rejeitos do caulim na obtenção de metacaulim e sílica de baixa granulometria, na produção de sulfato de alumínio, pozolanas (aditivos) de cimentos e concretos de alto desempenho; alumina para diferentes aplicações (cerâmica, adsorventes, refratários), dentre outros (Flores & Neves 1997, Barata & Dall Mollin 1999, Flores 2000). Em todos esses trabalhos, um importante aspecto mineralógico nos estudos de caulins e caulinitas está relacionado a determinação do seu índice de cristalinidade ou grau de ordem/desordem estrutural, parâmetro fundamental nos estudos das características da estrutura cristalina das caulinitas visando os diferentes interesses para aplicações industriais. Este trabalho tem como objetivo divulgar um programa para o cálculo do índice de cristalinidade de caulinita através do Método de Hinckley, determinado a partir da curva de difração de raios-X, de modo a automatizar e padronizar procedimentos que são realizados, via de regra, de modo gráfico ou manual.

Os métodos para determinação do índice de cristalinidade da caulinita – Uma caulinita comum, ou ordenada, consiste de folhas de tetraedros de SiO_2 ligadas a octaedros de Al_2O_3 que são contínuos nas direções *a* e *b* e empilhados na direção *c*. Uma caulinita desordenada apresenta deslocamentos aleatórios nas camadas paralelas ao eixo *b*, onde o ângulo triclinico ($\alpha = 91,6^\circ$), das caulinitas bem cristalizadas, se aproxima de 90° , conferindo um carácter pseudo-monoclínico as

desordenadas (Carrol, 1970). Para estimar o grau de ordem/desordem estrutural (índice de cristalinidade) a partir da análise de curvas de difração de raios-X, diferentes métodos tem sido propostos na literatura, como: Hinckley (HI), Range and Weiss (QF), Liètard (R2), Stoch (IK), Hughes and Brown (H&B), “expert system” de Plançon and Zacharie, dentre outros. Aparicio & Galan (1999) revelaram que esses métodos não são igualmente sensíveis a todos os tipos de defeitos estruturais ou a presença de diferentes fases minerais presentes na amostra. Outra comparação desses métodos foi feita por Vieira Coelho & Souza Santos (2001), a fim de selecionar o melhor índice para estudos sistemáticos em caulins comerciais ou em seqüências geológicas. Esses autores avaliaram diferentes amostras de caulins brasileiros e observaram correlações entre alguns dos índices de cristalinidade calculados pelos diferentes métodos, onde a representatividade e abrangência dessas correlações precisa ainda ser testada para um número maior de amostras de outras proveniências. O índice de Hinckley (HI), apesar das limitações, é um dos mais conhecidos e mais comumente citados em trabalhos que envolvam determinação do índice de cristalinidade da caulinita. O cálculo desse índice é feito a partir de uma relação matemática simples, da razão das intensidades de algumas reflexões da caulinita, no intervalo entre aproximadamente 18° e 22° (2 θ), no difratograma de raios-X, como ilustrado na Figura 1.

Desenvolvimento do Programa – O Laboratório de Raios-X do Centro de Geociências da UFPA está equipado com dois Difratômetros PHILIPS PW1050 e PW3020, com fenda automática e monocromador, gerador de alta tensão PW1130/96 e tubo de Raios-X com anodo de Cu, além de outros de Fe, Co e Mo. O sistema utilizado é o APD (*Automated Powder Diffraction*), também da PHILIPS, utilizado tanto para o gerenciamento e configuração dos difratômetros quanto para o tratamento dos dados – análise e interpretação dos difratogramas de raios-x. Os arquivos gerados tem a extensão *.RD (PHILIPS, *raw data*).

O programa **WinHI** (Figura 2), para o cálculo do índice de cristalinidade da caulinita, foi desenvolvido em Visual Basic 6.0, baseado integralmente no método descrito por Hinckley (1963). A entrada dos dados – o difratograma da amostra – é feita através de arquivo em formato *.UDF (PHILIPS, arquivos ASCII), convertido, no próprio APD, a partir do arquivo original *.RD. Arquivos de outros formatos podem ser facilmente importados/convertidos através do programa WINFIT (Krumm 1999), disponível na internet (<http://www.geol.uni-erlangen.de/html/software/soft.html>), que aceita conversões dos seguintes formatos de arquivos: *.RAW (SIEMENS Diffrac), *.TRU (NEWMOD, Reynolds 1989), *.DFA (Formato do Departamento de Geologia da Universidade de Erlangen, Alemanha; Krumm, 1999), *.PD3 (arquivos do ICDD – *International Center for Diffraction Data*), dentre outros, ou simplesmente,

como arquivos ASCII, na forma de duas colunas (2θ e intensidades) separadas por um espaço em branco.

Continuidade dos trabalhos – O programa WinHI, como qualquer sistema, continua em avaliação, podendo ser obtido livremente, com os autores, no Laboratório de Raios-x do CG-UFPA e brevemente estará disponível na internet. Vários testes tem sido realizados com amostras provenientes do banco de dados do laboratório e com amostras ou dados da literatura. Tem-se como objetivo o aprimoramento desta versão inicial do **WinHI** e ampliá-lo de modo a incluir outros métodos para o cálculo do índice de cristalinidade da caulinita.

Agradecimentos – Esse trabalho contou com o apoio do PROINT-UFPA, projeto 134/2001 (Minerais Industriais e Resíduos da Indústria Mineral no GMA do Centro de Geociências da UFPA).

Referências bibliográficas

Aparicio, P. & Galán, E. 1999. Mineralogical interference on kaolinite crystallinity index measurements. *Clays and Clay Minerals*, 47(1): 12–27.

Barata, M.S. & Dall Mollin, D.C.C. 1999. O emprego do rejeito do processo de beneficiamento do caulim para indústria papelreira como material pozolânico altamente reativo. I Encontro de Ciência e Tecnologia da Amazônia, Belém, Resumos Expandidos em CD-ROM.

Carrol, D. 1970. *Clay Minerals: A guide to their identification*. The Geological Society of America, Special Paper 126, 80 p.

Costa, M.L. & Moraes, E.L. 1998. Mineralogy, geochemistry and genesis of kaolins from the Amazon region. *Mineralium Deposita*, 33: 283-297.

Flores, S.M.P. & Neves, R.P. 1997. Alumina para utilização cerâmica, obtida a partir do rejeito do beneficiamento de caulim. *Cerâmica*, 43:175-179.

Flores, S.M.P. 2000. Aproveitamento do rejeito de caulim na produção de alumina para cerâmica e sílica de baixa granulometria. Tese de Doutorado (inérita). Belém, CPGG-UFPA.

Hinckley, D.N. 1963. Variability in crystallinity values among the kaolin deposits of the coastal plain of Georgia and South Carolina. *Clays and Clay Minerals*, 13: 229-235.

Kotschoubey, B., Truckenbrodt, W., Hieronymus, B. 1996. Depósitos de caulim e argila "semi-flint" no nordeste do Estado do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 26(2): 71-80.

Krumm, S. 1999. The Erlangen geological and mineralogical software collection. *Computers & Geosciences*, 25: 489-499. (disponível em <http://www.geol.uni-erlangen.de/html/software/soft.html>).

Reynolds, R.C. 1989. Diffraction by small and disordered crystals. In: Bish, D.L., Post, J.E. (Eds.), *Modern Powder Diffraction*. *Reviews in Mineralogy*, 20, p.145-181.

Souza, D.J.L. 2000. Caracterização geológica, mineralógica, química e física do caulim da mina da RCC - Rio Capim Caulim (PA). Tese de Mestrado (inérita). Belém, CPGG-UFPA. 116 p.

Vieira-Coelho, A.C. & Souza Santos, P. 2001. Study of the degree of structural order in brazilian kaolinites by determination of their "crystallinity indices" by x-ray diffraction. In: 12th International Clay Conference. AIPEA, Book of Abstracts. Universidad Nacional del Sur. Bahia Blanca. Argentina. pp.163.

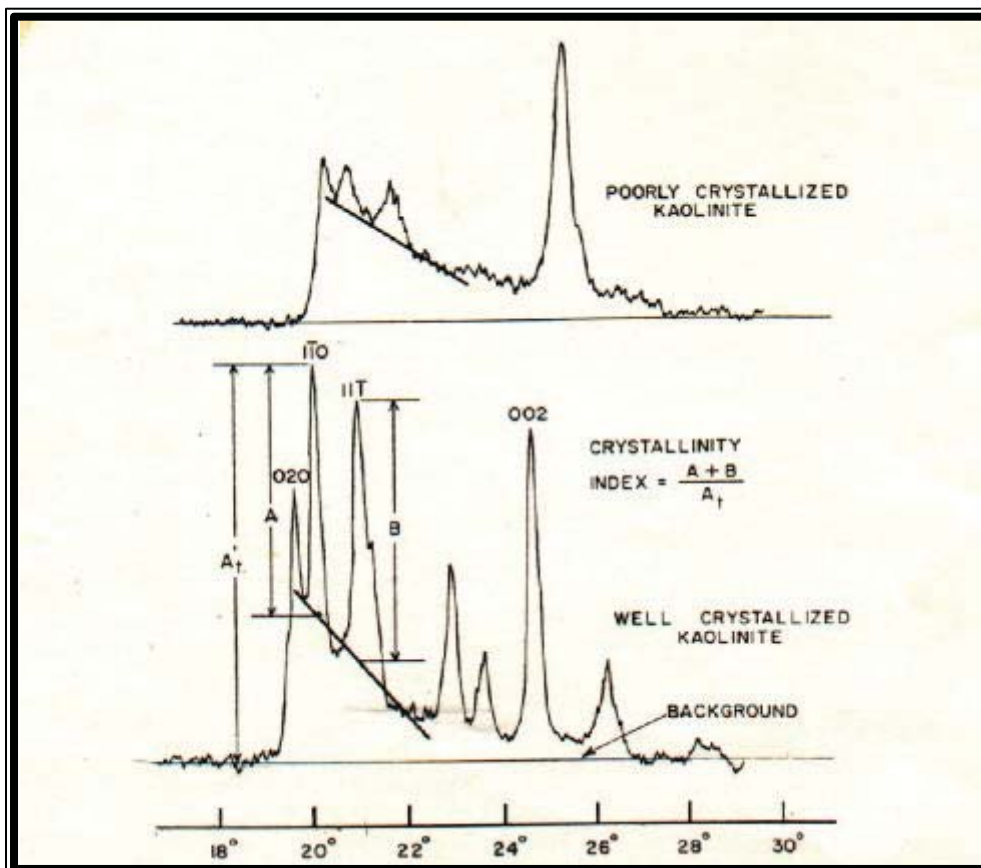


Figura 1 – Os parâmetros e a fórmula usada no método de Hinckley

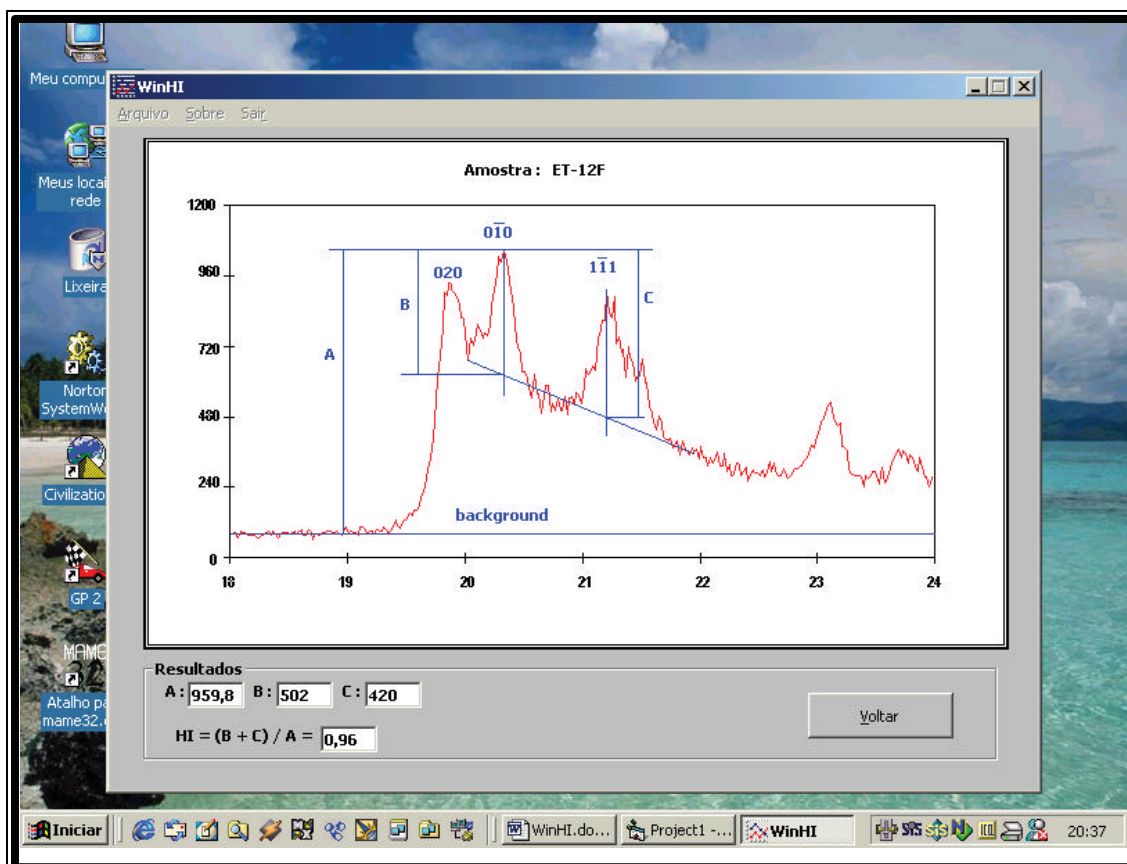


Figura 2 – Exemplo de tela do programa WinHI

Prospecção Geoquímica no PROMIN ALTA FLORESTA como ferramenta ao Mapeamento Geológico

Eric Santos Araújo e Renato Sales de Andrade

CPRM-Serviço Geológico do Brasil geremigo@terra.com.br

Introdução - Este trabalho apresenta os resultados parciais da Prospecção Geoquímica na Área do PROMIN - PROJETO PROVÍNCIA MINERAL ALTA FLORESTA (Folhas Alta Floresta e Ilha 24 de Maio). A área foi selecionada em função do contexto geológico e do potencial das mineralizações auríferas conhecidas.

O levantamento constou da coleta de amostras de sedimentos de corrente e concentrados de bateia em uma área de aproximadamente 36.000 Km² correspondente a duas folhas 1: 250.000, com amostragem sistemática e análise multielementar. Na Figura 01 observa-se o Mapa de Localização do PROMIN ALTA FLORESTA e na Figura 02 a distribuição das folhas onde foi realizada a Prospecção geoquímica.

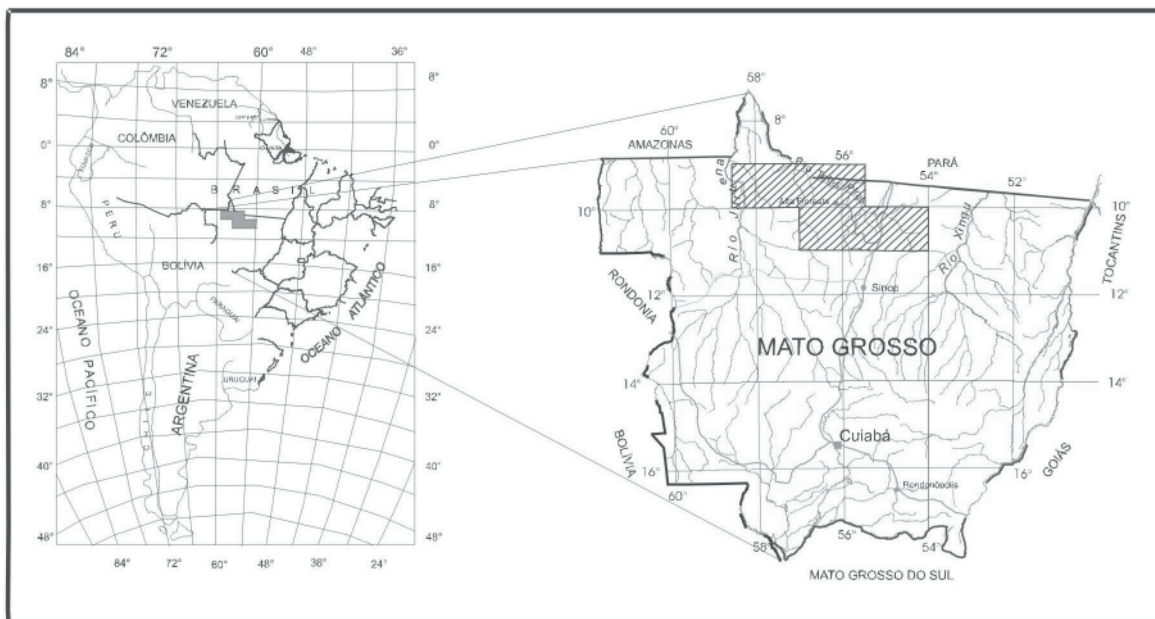


Figura 01 - Localização e acesso do projeto Promin Alta Floresta

Materiais e Métodos – A Amostragem foi programada com o objetivo de caracterizar associações geoquímicas relacionadas às mineralizações auríferas e verificar suas relações com a geologia da área. Nesta programação procurou-se manter uma densidade média de 01 amostra/15 Km², com adensamento de até 5 Km² em geologicamente mais favoráveis à mineralizações. Foram coletadas amostras compostas de sedimentos de corrente as quais foram acondicionadas em sacos de pano e amostras simples, a partir de 15 litros de material aluvionar de concentrados de minerais

pesados, acondicionados em sacos plásticos. Com o objetivo de verificar a variância de amostragem e analítica foram coletadas amostras controles (replicatas e duplicatas) em pontos previamente definidos.

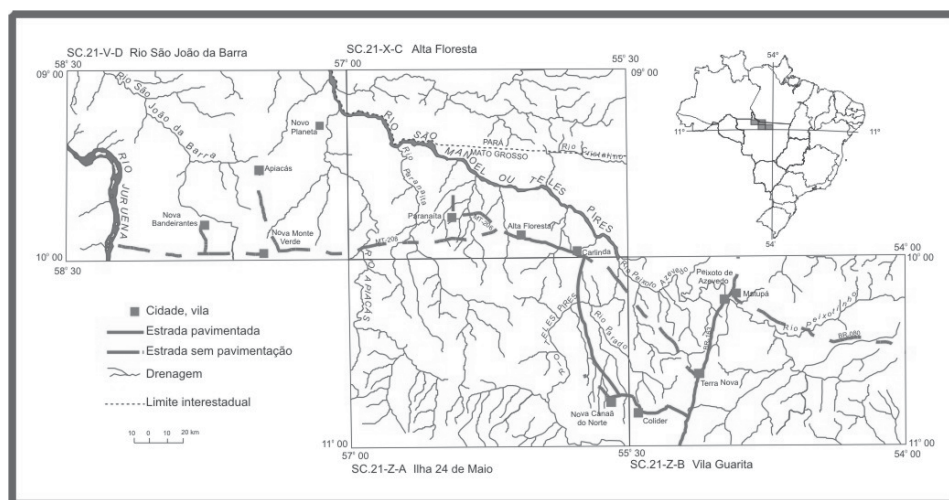


Figura 02 - Distribuição da rede hidrográfica e principais vias de acesso nas folhas do Projeto Promin Alta Floresta

Também foi programada coleta sistemática de sedimentos de fundo e de água para a análises hidrogeoquímicas, como uma multi-proposta para mineralização e geoquímica ambiental.,

Nas áreas de garimpo não foi programada coleta de amostras em função da probabilidade de contaminação, decorrente das atividades extrativas ali realizadas.

As Análises foram realizadas nos laboratórios da ITS – Intertek Testing Services – Bondar Clegg do Brasil. Na Tabela 1 encontram-se os elementos analisados, com respectivos métodos analíticos e limites de sensibilidade, das amostras coletadas de sedimentos de corrente.

Tabela 01 – Elementos que estão sendo analisados no PROMIN ALTA FLORESTA

Elementos	Limite inferior de sensibilidade	Método
Au	5 ppb	Fire Assay
Ag, Cd	0,2 ppm	ICP com digestão de Água Régia
Cu, Zn, Mo, Ni, Co, Mn, Ba, Cr, V, La, Sr, Y, Li, Nb, Zr	1 ppm	
Pb, Ga	2 ppm	
Bi, As, Sb, Sc	5 ppm	
Te, Ta	10 ppm	
Sn, W	20 ppm	
Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Ti	0,01%	

As amostras de concentrados de bateia foram analisadas por mineralogia ótica semi-quantitativa na Superintendência da CPRM em Recife.

O tratamento estatístico e as matrizes de correlação para as amostras de sedimentos de corrente foram feitos através do OASIS V.4.3 utilizando Mod. CHIMERA. Para confecção dos Mapas de Distribuição dos elementos foi utilizado o “GEOSOFT *Mapping and Processing System* (MPS), associado a um *software* de modelamento, desenvolvido pela empresa canadense GEOSOFT. Foi utilizado o OASIS Montaj v 4.3 na confecção dos Mapas de distribuição dos elementos selecionados e apresentados em figuras, de acordo com as associações geoquímicas estabelecidas, através das matrizes de correlação. Nos Concentrados de Bateia, visando diminuir os efeitos das altas variabilidades, foi efetuado um tratamento que pode ser considerado não paramétrico, uma vez que não foi definido nenhum parâmetro populacional ou amostral.

Resultados e Discussão — Nas duas folhas analisadas, foram coletadas um total de 665 amostras de sedimentos ativos de corrente. Os elementos mais representativos, detectados em 100% da amostragem foram: Fe, Mn, Ba e Al, seguindo-se o Zn, La, Zr, Pb, V, K, Y, Sr, Ti, Cu, Cr, Ca, Co, Li, Ni, Mg, Au, Ga, Nb, Sc, Na e As, Cd, Sb, Ag e Te.

Foram coletados 610 amostras de concentrados de bateia. Os minerais mais freqüentes identificados foram: Ilmenita, Magnetita, Estauroilita, Epidoto e Anatásio, detectados em todas as amostras. Além destes também foi identificado em menor quantidade cassiterita, wolframita, rutilo, monazita, anatásio, piroxênio e cianita etc. O Ouro, foi encontrado em 53 % das amostras coletadas.

Integração dos Dados - Na integração Geoquímico-Geológica, foram selecionados os elementos químicos Al, Cr, Au, Fe, Li, Ba, La, e Cu analisados em sedimentos de corrente, que integrados com os resultados da análise mineralógica de minerais pesados, forneceram importantes subsídios ao mapeamento geológico. Com o objetivo de padronização da distribuição dos elementos na área total do projeto, estes elementos foram selecionados em todas as folhas com respectiva distribuição dos minerais pesados. Eventualmente, em função da concentração e/ou distribuição mais significativa de alguns elementos, estes podem ser abordados fora da padronização, como é o caso do Mn na Folha Ilha 24 de Maio. Os elementos afins e não selecionados para mapas, foram colocados em diagramas biplot, mostrando a relação linear entre os mesmos.

Conclusões - A Análise Multielementar foi de fundamental importância para abranger os mais expressivos ambientes litológicos.

Na folha Alta Floresta as altas concentrações para Au – As – Co – Ni – Cr - Mn e Zn, estão relacionadas com uma forte anomalia magnética e refletem as litologias mais antigas, representadas pelo Complexo Bacaeri-Mogno. As altas concentrações de As, devem estar refletindo a presença de ouro primário, a exemplo do Garimpo do Rato (Granito tipo Paranaíta) onde também foi constatado

nos concentrados de minerais pesados uma variação entre 50 e 100 pintas de ouro, enquanto Co – Ni – Cr – Cu - Mn, refletem corpos básicos. A associação Fe – Au - Ga, está também relacionada a anomalias aeromagnéticas na Suíte Paranaíta, refletindo a presença de granitos magnéticos, onde até 5% de magnetita, foi observado em campo. A associação Co-Ni-Cr-V-Cu também associada a feições aeromagnéticas, reflete a presença de diques básicos (filão do Paraíba, Rato, Flor da Serra etc...). Já a associação Pb-La-Y associada a uma forte anomalia aero-geofísica de Th, reflete a Suíte Alcalina Cristalino.

O Cr, integrado com cromita, piroxênios, hiperstênio e anfibólios, reflete as rochas básicas do Complexo Bacaeri-Mogno. O Au e Fe, juntos com ouro, magnetita, ilmenita, hematita e rutilo, refletiram as mineralizações auríferas, além de discriminar granitos à magnetita tipo Paranaíta

Nas folhas Ilha 24 de Maio e Vila Guarita, embora o mapeamento geológico ainda não esteja bem definido, observa-se que as concentrações do Fe algumas vezes acompanham as mineralizações auríferas e outras vezes estão relacionadas a rochas básicas, juntamente com Co, Cr, Ni. Quando isto não acontece, normalmente as concentrações de Fe relacionam-se a granitos do tipo Paranaíta. A comparação dos dados químicos e mineralógicos tornam-se importantes para futuras interpretações como vêm sendo realizadas na Folha Alta Floresta, onde granitos magnético tipo Paranaíta e a ilmenita tipo Juruena, estão sendo discriminados.

Entre os minerais pesados observa-se uma íntima relação entre a presença da magnetita com a área de ocorrência dos granitos tipo "I" oxidados (Suíte Paranaíta e Nhandu), portadores de mineralizações auríferas. Outro fato importante foi a constatação da presença de minerais de médio a médio grau metamórfico (granada, hiperstênio, cordierita e sillimanita), subsidiando na delimitação de remanescentes de rochas granito-gnáissicas do Complexo Cuiu-Cuiu, entre os terrenos granito-vulcânicos pouco deformados. A presença de granada no granito São Pedro e cianita-cordierita-sillimanita, no Complexo Bacaeri-Mogno foi importante da delimitação das litologia nos terrenos de médio a alto grau metamórfico, na parte S-SW da folha. A distribuição do Sr e Li ocorre de uma forma bem definida na parte centro-leste da Folha Alta Floresta e coincide com as mineralizações auríferas tipo *boxwork* (Garimpo do Trairão), onde é freqüente a presença de epidoto, topázio, turmalina e fluorita, caracterizando uma zona greizenizada no granito Nhandu, rico em magnetita e biotita, que apresenta uma cor avermelhada e textura grosseira.

A relação entre os elementos químicos e os minerais pesados, subsidiou de forma bastante positiva no Mapeamento geológico, auxiliando de uma forma sistemática na delimitação das fácies litológicas.

Identificação de brucita em perfil de Pirabas (São João de Pirabas, NE do Pará)

Alessandra Eidyane Fonseca de Barros*
Waterloo Napoleão de Lima*

*UFPA - Centro de Geociências (CG), Centro de Ciências Exatas e Naturais (CCEN) - Caixa Postal:1611, CEP 66073-110. Belém - PA, e-mail barros.ale@globo.com; e-mail crq6@amazon.com.br

Introdução O pacote sedimentar característico da região nordeste do Pará é representado por sedimentos holocênicos e pleistocênicos do Quaternário e por sedimentos do Terciário pertencentes ao Grupo Barreiras e à Formação Pirabas. Enquanto Barreiras é, essencialmente, continental, Pirabas tem origem marinha. (Ackermann,1975; Almaraz, 1977; Ferreira, 1982).

Interessantes afloramentos de sedimentos carbonatados da Formação Pirabas aparecem na região litorânea do nordeste do Pará, notadamente nos municípios de Maracanã, Salinópolis, São João de Pirabas, entre outros. Importantes depósitos de calcário da Formação Pirabas aparecem em Tauari (já exauridos) e Capanema (ainda em exploração, utilizado na produção de cimento). No perfil da Formação Pirabas dominam calcário de composição variada (fossilíferos e não-fossilíferos) com intercalações de margas, arenitos (calcarenitos) e folhelhos (Almaraz, 1977; Ferreira, 1982). A maioria das publicações sobre a Formação Pirabas é de cunho essencialmente paleontológico (ver bibliografia citada por Almaraz, 1977).

No calcário de Pirabas, é a calcita (com baixo teor de Mg) o mineral mais abundante, enquanto que a dolomita ocorre em menor proporção (Almaraz, 1977). Em perfil estudado por Truckenbrodt (1981) os argilominerais são, em ordem de abundância, a esmectita rica em ferro (nontronita), a caulinita e a illita.

Trabalhando na amostragem de águas subterrâneas em São João de Pirabas (PA), coletou-se sedimentos em perfil geológico envolvendo sedimentos da Formação Pirabas. O material foi submetido às análises química e difratométrica de raios-X e à obtenção de espectros na região do infravermelho visando sua caracterização químico-mineralógica.

Materiais e métodos O material foi coletado em poço escavado situado em residência particular, à avenida São Pedro nº 1405. O terreno apresenta cota topográfica elevada (em torno de 33m) para essa área fisiográfica. A área fisiográfica é composta por um relevo irregular, contendo paleodunas, sendo as cotas mais baixas em torno de 1,4m (em relação ao nível do mar).

Em resumo, o perfil desse poço escavado é constituído de material argilo-arenoso, esbranquiçado, rico em piçarra avermelhada (no topo), seguido de argila branca (tabatinga) e logo

abaixo, material branco característico (semelhante ao giz) e, finalmente, sedimentos arenosos (onde aflora água), à profundidade aproximada de 12m.

O material branco semelhante ao giz foi inicialmente submetido a análise difratométrica de raios-X usando-se o método do pó. Utilizou-se equipamentos para análise constituído por uma fonte (gerador de corrente de 35mA, gerador de tensão de 45 kV), tubo (anodo de Cu) de comprimento de onda $\alpha_1=1,5406\text{\AA}$ e $\alpha_2= 1,54439 \text{\AA}$, e um difratômetro tipo PW3710 BASED(Perkin-Elmer) acoplado a um registrador automático contínuo, empregando o intervalo de $2\theta=5,010^\circ$ a $2\theta=64,990^\circ$. A identificação dos minerais foi procedida pela consulta ao arquivo da JCPDS (Joint Committee on Powder Diffraction Standards, USA).

Também este sedimento foi submetido à radiação infravermelha visando obtenção de espectro de absorção. Empregou-se um espectrofotômetro Perkin-Elmer, modelo 7700FTIR, registrando-se o espectro no intervalo de $4000-400\text{cm}^{-1}$. O material foi prensado em “pastilha” de KBr e, somente após, foi submetido a radiação.

Considerando os resultados oriundos da análise difratométrica de raios-X, optou-se pela análise química de Ca, Mg, água de constituição (H_2O^+) e sílica, visando ratificação de resultados. A amostra sólida sofreu ataque químico pelo HCl. Os teores de Ca e Mg foram obtidos por espectrofotometria de absorção atômica (linha analítica do Ca 422,7nm, linha do Mg 285,2nm, usando chama $\text{N}_2\text{O}/\text{C}_2\text{H}_2$ e solução de Sr para suprimir efeitos de ionização, de acordo com as recomendações de praxe (ZEISS, 1974). A perda ao fogo a 900°C está relacionada com a determinação da água de constituição e decomposição do carbonato. A sílica foi avaliada por gravimetria, (Maxwell, 1968).

Resultados e discussão O difratograma obtido levou à identificação da calcita (dominante) e da brucita e do quartzo (subordinados). A calcita foi identificada principalmente pela linha $3,05\text{\AA}$ e ratificada pelos registros a $2,29\text{\AA}$ e $2,10\text{\AA}$. A identificação da brucita se fez, principalmente, pelas linhas $4,80\text{\AA}$ e $2,38\text{\AA}$. Atribui-se as linhas $3,35\text{\AA}$ e $4,27\text{\AA}$ para o quartzo.

A calcita é uma variedade mineralógica de carbonato de cálcio, CaCO_3 . A brucita é o hidróxido de magnésio, $\text{Mg}(\text{OH})_2$.

A interpretação do espectro de absorção na região do infravermelho (figura 1) confirmou a identificação da calcita, com bandas características de carbonato em 1430 cm^{-1} (v3, forte, nítida), 875 cm^{-1} (v2, forte, nítida) e 714 cm^{-1} (v4, fraca, nítida), de acordo com Nakamoto(1969), Gadsden (1975) e catálogo SADTLER. A intensa e nítida banda em 3436 cm^{-1} refere-se ao estiramento da hidroxila presente na brucita, $\text{Mg}(\text{OH})_2$, já identificada pela difração de raios-X.

Os resultados analíticos para as amostras coletadas revelam teores em torno de 52% de CaCO_3 , 6,5% de $\text{Mg}(\text{OH})_2$ e 40% de SiO_2 .

Resultados analíticos disponíveis para o calcário da Formação Pirabas têm demonstrado a ocorrência de calcita com baixo teor de Mg, bem como ocorrência de um calcário dolomítico, $\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$, com teores expressivos de MgO (Almaraz, 1977).

Referências

- ACKERMANN, F. L. 1975. A Formação Pirabas, sua evolução e interpretação. Belém, UFPA. Imprensa Universitária. 83p.
- ALMARAZ, J. S. 1977. Aspectos geoquímicos e ambientais dos calcários da Formação Pirabas, estado do Pará. Porto Alegre, UFRGS. Tese de doutorado. 186p.
- FERREIRA, C. S. 1982. Notas estratigráficas sobre o Cenozóico marinho do estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1. Belém, 1982. Anais, Belém, SBG, Núcleo Norte. p. 84-88.
- GADSDEN, J. A. 1975. Infrared spectra of minerals and related inorganic compounds. Butterworths, London. 277p.
- MAXWELL, J. A. 1968. Rock and minerals analysis. New York, Interscience.
- NAKAMOTO, K. 1969. Infrared spectra of inorganic and coordination compounds. New York, Wiley-Interscience. 338p.
- TRUCKENBRODT, W. 1981. Contribuição à mineralogia e à geoquímica da Formação Pirabas (Mioceno Inferior), estado do Pará. Bol. Mus. Paraense E. Goeldi, n° 25. 26p.
- ZEISS, C. 1974. Analytical methods for Atomic Absorption and Flame Emission. West Germany, ed. Carl Zeiss. 139p. (manual do aparelho).

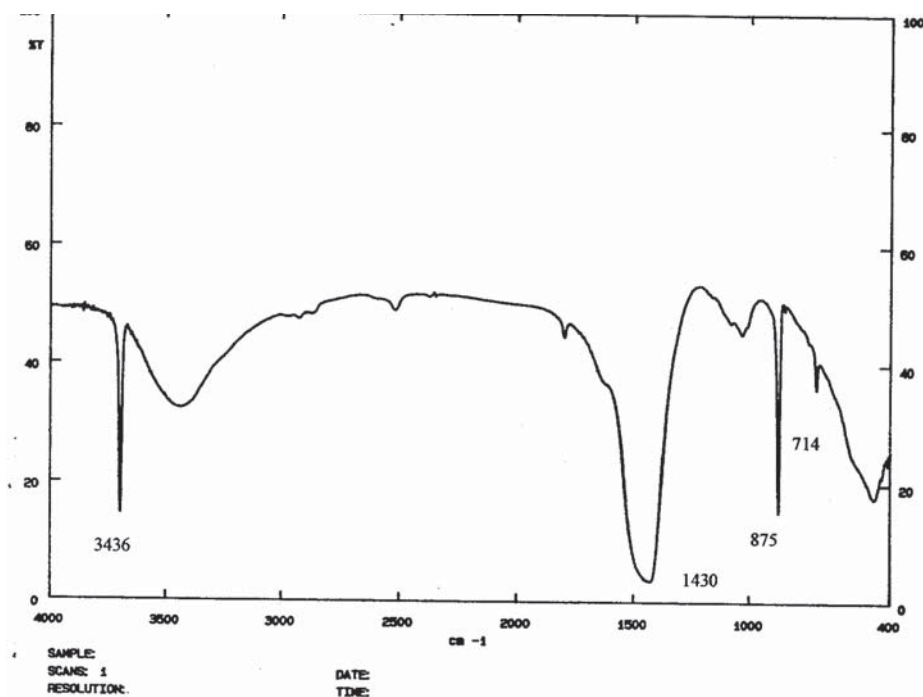


Fig. 1. Espectro de absorção no infravermelho do sedimento coletado (São João de Pirabas, PA)

Varição Lateral de Alvura no Depósito de Caulim da Pará Pigmentos, Rio Capim, Estado do Pará

Carlos Henrique L. Bastos¹ & Rômulo Simões Angélica²

¹Pará Pigmentos S.A., carlos_ppsa@cvrd.com.br

²CG-UFPA, angelica@ufpa.br

Introdução

As atividades de exploração de caulim para cobertura de papel (tipo “coating”), na bacia do rio Capim, sudeste do estado do Pará, vem despertando o interesse e curiosidade de empresas e instituições de pesquisa devido a excelente qualidade de suas propriedades físicas, entre elas a alvura.

As interpretações feitas neste trabalho objetivam agregar conhecimento a geologia da área e bem como subsidiar estudos aplicados a exploração econômica.

A área em estudo está situada na parte oeste do principal corpo de minério da Pará Pigmentos SA, no município de Ipixuna do Pará, estado do Pará (Figura 1). A mineração de caulim vem sendo desenvolvida a cerca de 5 anos pela Pará Pigmentos SA, com uma produção acumulada de 1 milhão de toneladas de caulim “spray dryer”. Bastos (1999) descreveu os aspectos geológicos e lavra do caulim descritos neste trabalho.

Contexto geológico

O caulim ocorre em camadas contínuas, profundas, relacionadas a formação Ipixuna de idade cretácica-terciária. Do ponto de vista supergênico, diferentes trabalhos tem sido realizados nos caulins da região do Capim. Costa & Moraes (1998) e Souza (2000) mostraram que os níveis de caulins relacionados a Formação Ipixuna foram afetados pela ciclo de lateritização matura, do Terciário Inferior (Costa, 1991) e estão superpostos por rochas da Formação Barreiras, afetada pela lateritização imatura. Essas duas unidades são separadas, entre si, por uma superfície discordante erosiva, denunciada pela presença de uma paleosuperfície com conglomerados/brechas contendo fragmentos do caulim subjacente. Um importante aspecto da gênese desse caulim – assim como da sua excelente alvura – abordado por Costa & Moraes (1998) está relacionado a possível contribuição de ambientes pantanosos ou lacustres. Essas condições redutoras teriam se estabelecido após a lateritização, superimpostas aos horizontes de caulim, proporcionando sua desferrificação parcial ou total, e ainda conferindo-lhe textura tipo *flint* (no topo), envolvendo inclusive ressilificação. A coluna estratigráfica esquemática é apresentada na Figura 2.

Resultados da variação lateral da alvura

Foi realizada uma campanha de sondagem rotativa, em malha 50 x 50 m, afim de realizar o modelamento geológico e definição da geometria do minério. Para tal, também foram utilizadas os resultados de caracterização das amostras de testemunho de sondagem. Aplicou-se o bloqueamento e estimação dos teores de alvura dos blocos através da método de krigagem.

Os blocos krigados com seus respectivos teores permitiram a confecção de mapas de alvura, como o apresentado na Figura 3. Neste, é possível definir um padrão concêntrico de distribuição lateral dos teores com a demarcação de zonas alternadas e concêntricas de alto e baixo teores de dimensões variadas. Esse padrão confirma da heterogeneidade do caulim e que, por sua vez, gera suas implicações na lavra do minério.

Interpretação dos padrões concêntricos e relação com a gênese e alvura do caulim

Esses padrões circulares observados em planta (2D), identificados exclusivamente em função dos trabalhos de lavra, não poderiam ter sido observados nos trabalhos anteriores, de cunho acadêmico, que se baseavam, principalmente, em estudos mineralógicos e geoquímicos realizados através de amostragem em perfis verticais.

Tais padrões são aqui interpretados como pequenas bacias ou lagos, por vezes interligadas, algo como "bogs" ou pequenos pântanos, que devem ter gerado as condições necessárias – redutoras – a migração do Fe e conseqüentemente a "purificação" do caulim, conforme descrito anteriormente e corroborando as idéias de Costa & Moraes (1998). É nítido o zoneamento dos valores de alvura, com o aumento das bordas em direção ao centro das bacias.

Bibliografia

- Bastos, C.H.L. 1999. Mineração de caulim da Pará Pigmentos SA: aspectos geológicos e lavra. VI Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, SBG/NO. Boletim de resumos expandidos: 148-150.
- Costa, M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. Revista Brasileira de Geociências, 21(2): 147-160.
- Costa, M.L. & Moraes, E.L. 1998. Mineralogy, geochemistry and genesis of kaolins from the Amazon region. Mineral Deposita, 33: 283-297.
- Souza, D.J.L. 2000. Caracterização geológica, mineralógica, química e física do caulim da mina da RCC - Rio Capim Caulim (PA). Tese de Mestrado (inédita). Belém, CPGG-UFPA. 116 p.

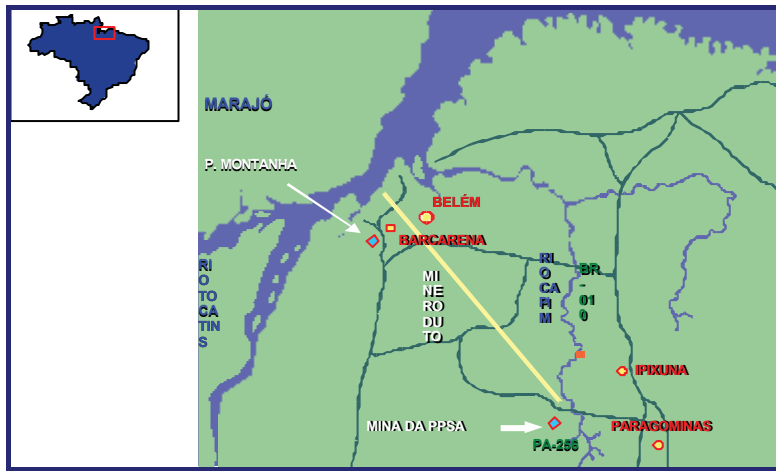


Figura 1. Mapa de localização

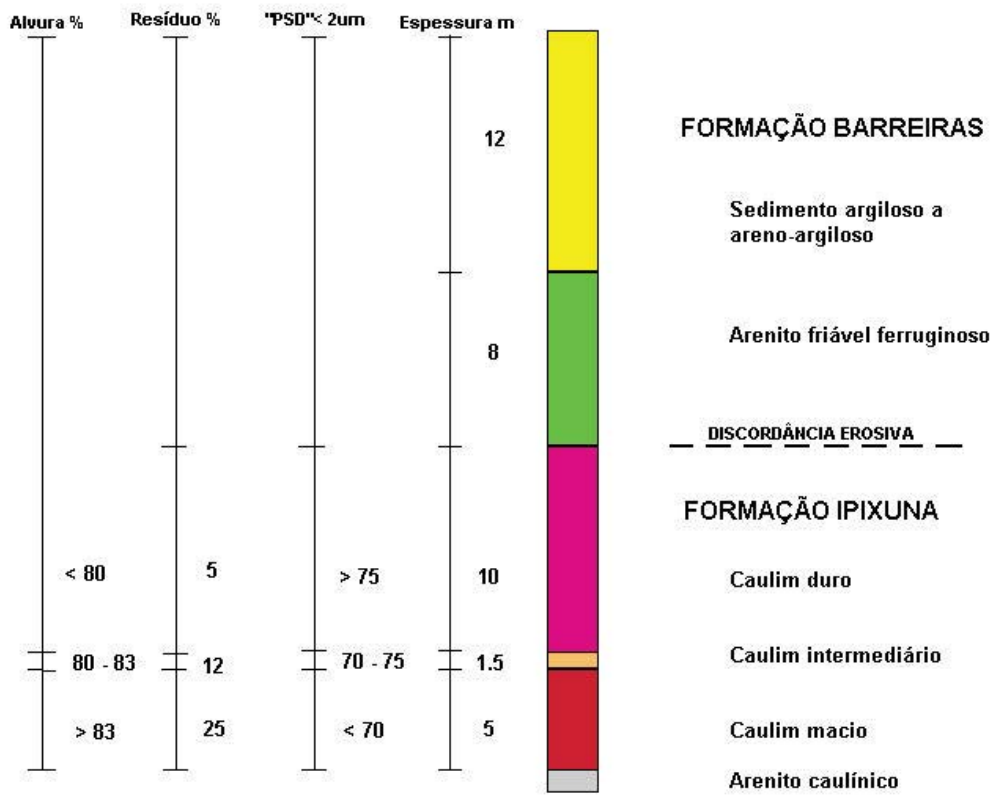


Figura 2: Coluna litoestratigráfica esquemática da área de estudo.

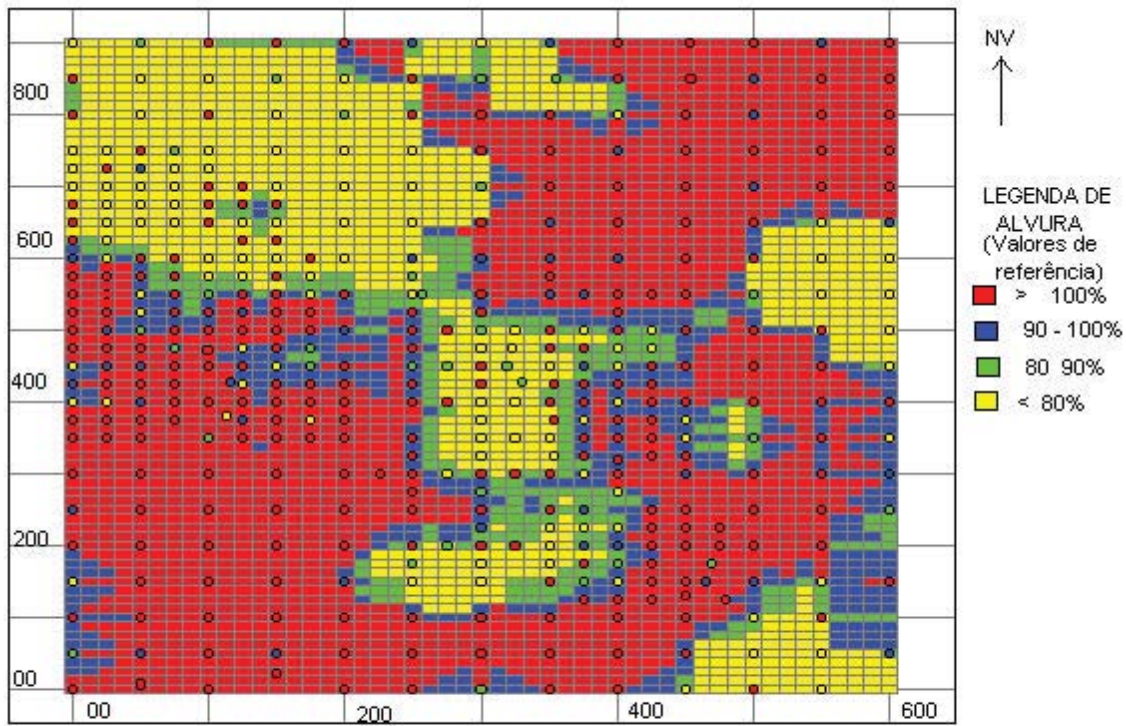


Figura 3: Mapa de distribuição de alvura pelo modelamento por blocos. Os pequenos círculos correspondem a localização furos de sondagem.

Avaliação dos Teores de Hg nos Solos da Região de Rio Branco

Edilson da Silva Brabo^{**}, Artur Fernando Silva Mascarenhas^{*}, Alexandre Pessoa da Silva^{***},
Rômulo Simões Angélica^{****}, Kleber de Freitas Fayal^{**}, Elisabeth C. de Oliveira Santos^{**}, Iracina
Maura de Jesus^{**}

* Secretaria Executiva de Indústria, Comércio e Mineração - SEICOM.. Av. Presidente Vargas, nº 1020, Centro, CEP 66.017-000, Belém – Pará, Brasil, fone : (0xx) 91 241-18-18, fax: (0xx) 91 223-26-89, E-mail: masca@amazon.com.br

**MS / FNS / Evandro Chagas Instituto / Coordenação de Ecologia Humana e Meio Ambiente. Av. Almirante Barroso, 492, CEP 66.000-000 Belém – Pará, Brasil, fone/fax : (0xx) 91 255-20-03, E-mail: coehma@amazon.com.br

*** AMBIOS Engenharia e Processos Ltda. Rua Conceição, 2163, Conj. 21, CEP 01.301-100 São Paulo – São Paulo, Brasil, fone : (0xx) 11 255-14-16, E-mail: contato@ambios.simplinet.com.br

****. Universidade Federal do Pará – UFPa , Centro de Geociências, Av. Augusto Corrêa, nº 01, CEP 66.075-900, Belém – Pará, Brasil, fone: (0xx) 91 211-2007 , E-mail: angelica@ufpa.br

Introdução

O Estado do Acre, no contexto geológico, é caracterizado pela ocorrência de depósitos holocênicos por quase toda a sua extensão que recobrem sedimentos plio-pleistocênicos da Formação Solimões de origem flúvio-lacustre, sendo marcada pela presença de fósseis de vertebrados de médio a grande porte, sobretudo quelônios, crocodilídeos e toxodontes (Costa & Costa, 1988; Costa *et al.* 1989; Latrubesse *et al.* 1997).

Os solos são predominantemente do grupo dos Podzólicos Vermelho Amarelos, com ocorrência dos podzólicos vermelho amarelo eutróficos e cambiosolos eutróficos, os podzólicos vermelho amarelo distróficos associados a latossolos vermelho amarelo (FUNTAC,1990).

A constatação de teores elevados de Hg na ictiofauna de áreas sem registro de fontes de emissão antropogênica como no Estado do Acre (Santos *et al.* 1999),tem levantado um questionamento sobre a origem do Hg nessas áreas. Mais recentemente, vários autores tem discutido sobre a presença de Hg em áreas não impactadas, sugerindo sobre a possibilidade da emissão de grandes quantidades de Hg através da queima da biomassa (Veiga *et al.* 1994) ou através da liberação de Hg naturalmente presente em solos a partir da lixiviação e erosão de áreas desmatadas para os ecossistemas aquáticos (Roulet *et al.* 1998; Oliveira *et al.* 2000). O objetivo do presente estudo foi avaliar a potencialidade dos solos do Estado do Acre, como reservatórios naturais de Hg.

Materiais e Métodos

As amostras de solos foram coletadas ao longo das rodovias BR-364, AC-40 e AC-90. Foram amostradas nas profundidade de 0 a 10 cm e de 50 a 60 cm. No laboratório, as amostras foram secas à temperatura ambiente, desagregadas, peneiradas e separada a fração <250 mesh. As concreções ferruginosas foram tratadas separadamente, sendo pulverizadas em gral de porcelana e

submetidas a caracterização mineralógica por Difração de Raios-X (Método do Pó) e dosimetria de Hg. Um grupo de 9 amostras de materiais fossilizados, que incluem fragmentos de ossos, dentes e uma amostra de vegetal piritizado) foram cedidas pelo Prof. Marcondes Costa da UFPa, para dosimetria de Hg,

As amostras de solos, concreções ferruginosas e de fósseis foram submetidas a digestão ácida pelo método proposto por Akagi *et al.* 1996 e a determinação de Hg por Espectrometria de Absorção Atômica com sistema de geração de vapor frio de Hg .

Resultados e Discussão

Um total de 42 amostras de solos nas profundidades de 0-10 cm e 37 amostras de 50 e 60 cm foram coletadas e destas foram separadas 19 sub-amostras de fragmentos de concreções ferruginosas e analisadas quanto ao teor de Hg. Os solos amostrados são essencialmente argilo-arenosos, friáveis, com coloração vermelha a amarelada e com ocorrência freqüente de concreções ferruginosas e notada ausência de matéria orgânica.

As amostras foram submetidas a análise por Difração de Raios-X, cujos resultados, em amostra total, revelaram um conteúdo mineralógico relativamente simples, com predominância de quartzo, hematita e goethita, e subordinadamente caulinita e illita,.

Nas amostras do horizonte superficial o teor médio de Hg não ultrapassou $0,077 \pm 0,026 \mu\text{g/g}$, (0,017 a 0,128 $\mu\text{g/g}$). Nas amostras de profundidade (50-60 cm) a média foi da ordem de $0,117 \pm 0,053 \mu\text{g/g}$ (0,057 a 0,279 $\mu\text{g/g}$). Nas concreções ferruginosas a média foi de $0,190 \pm 0,084 \mu\text{g/g}$ (0,026 e 0,401 $\mu\text{g/g}$). O material fossilizado apresentou teores médios de Hg de 0,379 $\mu\text{g/g}$ estando entre os mais elevados comparados com outros materiais geológicos analisados neste trabalho, como na amostra AC-68, com 1,256 $\mu\text{g/g}$, no vegetal piritizado, com 0,677 $\mu\text{g/g}$ ou na amostra F-05, com 0,390 $\mu\text{g/g}$.

Observou-se que as amostras de solos superficiais apresentam teores médios de Hg próximos ao da média crustal (0,080 $\mu\text{g/g}$) ou de solos normais não cultivados (0,056 $\mu\text{g/g}$). Já para a porção dos solos mais profunda, rica em óxidos e hidróxidos de Fe na forma de concreções ferruginosas, o teor médio de 0,117 $\mu\text{g/g}$, estão próximos ao de latossolos ou solos lateríticos .

Estudos realizados em outras áreas na região Amazônica (Roulet & Lucotte. 1995; Oliveira *et al.*, 2000) tem verificado um comportamento similar, ou seja, valores relativamente elevados de Hg em solos de áreas consideradas como não-contaminadas (Pfeiffer & Lacerda, 1988). Via de regra, estes trabalhos admitem que os teores elevados de Hg estejam associados aos óxidos e hidróxidos de Fe, principalmente nas concreções ferruginosas, formadas durante o processo de intemperismo laterítico.

Conclusões

Os resultados deste estudo indicam que a acumulação de Hg está associada aos processos de formação dos solos que ocorrem no Estado do Acre, a partir das litologias da Formação Solimões, ricas em fósseis, e que estes estão atuando como reservatórios naturais de Hg, relacionados aos processos de intemperismo laterítico, acumulando de maneira mais eficiente nas concreções ferruginosas, adsorvidos à superfície destes materiais ou mesmo incorporado à estrutura dos minerais de Fe supergênicos (hematita e goethita). A avaliação dos teores de Hg nos horizontes mais superficiais dos solos formados a partir de rochas sedimentares e no material fossilizado indicam que estes materiais são capazes de acumular Hg naturalmente nas partes relativamente mais profundas do perfil de alteração e que posteriormente poderia ser lixiviado para as drenagens, sobretudo com o desmatamento de áreas para fins agropecuários que é muito acentuado na região. Este fato, no entanto, não descarta a possibilidade de haver contribuição atmosférica de Hg de áreas fora dos limites do Estado e deposição na parte mais superficial dos solos, seguida de lixiviação para as drenagens ou mesmo precipitação direta nos cursos d'água.

Referências Bibliográficas

- Akagi, H., Malm, O., Kinjo, Y., Kashima, Y., Guimarães, J.R.D., Oliveira, R.B., Haraguchi, K., Pfeiffer, W.C., Takizawa, Y., Kato, H. (1995). Human exposure to mercury due to gold mining in the Tapajós river basin, Amazon, Brazil: Speciation of mercury in human hair, blood, and urine. *Water, Air and Soil Pollution* 80:85-94.
- Costa, M.L.; Costa, W.A.M.; Santos, A.J.M. (1989). Exploração geoquímica para fosfatos no Estado do Acre. In: Congr. Bras. Geol., 2, Rio de Janeiro, 1989. Anais...SBGq. p.29-37
- Costa, M.L. & Costa, W.A.M. (1988). Os fosfatos do Acre. In: Congr. Bras. Geol., 35 Belém, 1988. Anais...Belém. V.1, p. 242-250.
- FUNTAC (1990) - Fundação de Tecnologia do Estado do Acre - Atlas Educativo do Acre. Rio Branco. Governo do Estado do Acre. 48 p.
- Latrubesse, E.M.; Bocquentin, J.; Santos, J.C.; Ramonell, C.G. (1997). Paleoenvironmental model for the late Cenozoic of southwestern Amazonia: Paleontology and Geology. *Acta Amazonica*, 27(2):103-118
- Oliveira, S.M.B; Melfi, A.J.; Fostier, A.H.; Forti, M.C., Fávoro, D.I.T., Boulet, R. 2000. Soils as an important sink for mercury in the Amazon. *Water, Air and Soil Pollution*,
- Pfeiffer, W.C. & Lacerda, D. (1988). Mercury Inputs into the Amazon Region, Brazil. *Environmental Technology Letters*, 9:325-330.
- Roulet, M. & Luccotte, M. (1995) Geochemistry of Mercury in Pristine and Flooded Ferralitic Soils of a Tropical Rain Forest in French Guiana, South America. *Water, Air and Soil Pollution*, 80:1079-1088.
- Roulet, M.; Luccotte, M.; Saint-Aubin, A.; Rheault, I.; Fabela, N.; De Jesus da Silva, E.; Dezencourt, J.; Sousa Passos, C.J.; Santos Soares, G.; Guimarães, J.R.; Mergler, D.; Amorim, M. (1998). The geochemistry of mercury in central Amazonian soils developed on the Alter do Chão formation of the lower Tapajós river valley, Pará state, Brazil. *Sci. Total Environ.* 223(1):1-24.
- Santos, E.C.O.; Loureiro, E.C.B.; Jesus, I.M.; Brabo, E.S.; Silva, R.S.U.; Soares, M.C.P.; Câmara, V.M.; Souza, M.R.S., Branches, F. (1995). Diagnóstico das condições de saúde de uma comunidade garimpeira na região do rio Tapajós, Itaituba, Pará, Brasil, 1992. *Cadernos de Saúde Pública*, Rio de Janeiro, v.11, 2:212-225.
- Santos, E.C.O.; Jesus, I.M.; Brabo, E.S.; Loureiro, E.C.B.; Faial, K.F.; Mascarenhas, A.F.S. 1998. Ocorrência de mercúrio no Estado do Acre: Um estudo ambiental. Resultados Preliminares, In: JICA-NMT/UFPa, Simpósio Internacional de Avaliação da Contaminação Mercurial na Amazônia, Belém, Anais, 1:131.
- Veiga, M.M.; Meech, J.A.; Onate, N. (1994). Deforestation: A major source of mercury pollution in the Amazon. *Nature*. 368:816-817.

Caracterização Mineralógica e Tecnológica das Argilas Empregadas na Atividade Oleiro-Cerâmica de Abaetetuba – Pará

Waldirney Manfredi Calado¹
Marcondes Lima da Costa²
Thomas Scheller¹

1 Centro de Geociências/UFPA; e-mail: wmc calado@ufpa.br

2 Pesquisador CNPQ; e-mail: mlc@ufpa.br

Introdução

O município de Abaetetuba possui elevado potencial para depósitos de argilas. No rio Itacuruçá, afluente da Costa Maratauíra, onde foi realizado este trabalho, foram identificadas 43 olarias voltadas para a produção de telhas. Sua localização junto às vias fluviais, e próximo a Belém, capital do Estado do Pará, grande centro consumidor de materiais de construção, privilegia a região como produtora de cerâmica. Diante desta natural aptidão econômica da região, realizou-se o presente trabalho no sentido de estudar as características mineralógicas e tecnológicas da matéria-prima disponível, e fornecer subsídios para o melhoramento da mesma.

Materiais e Métodos

Foram investigadas 7 amostras de argilas *in situ*, coletadas na fase de campo deste trabalho, onde 5 delas fazem parte da seqüência sedimentar descrita na Figura 1, e duas foram coletadas em pontos isolados no Rio Itacuruçá. As atividades laboratoriais envolveram: análises mineralógicas e texturais por microscopia ótica, determinações mineralógicas por DRX, análises químicas por via úmida (SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 e TiO_2), caracterização física da argila queimada à temperatura de 1000^0 C e análises granulométricas. Todas essas análises foram realizadas em laboratórios da UFPA.

As Ocorrências de Argilas

As argilas encontradas na região de estudo podem ser agrupadas em dois tipos, segundo o modo de ocorrência: argilas quaternárias sub-atuais de planícies de inundação e argilas de terra firme. As primeiras são ricas em matéria orgânica, e constituem as argilas tidas empiricamente como as mais adequadas para a produção de cerâmica vermelha na região. Por outro lado as argilas de terra firme são de natureza areno-argilosa, e fazem parte da zona basal aflorante (nas cavas) da Formação Barreiras, idade incerta, provavelmente plioleistocênica (Góes, 1981) ou mesma miocênica superior (Arai *et al.*, 1988)

O perfil da figura 1 mostra a seqüência sedimentar nos depósitos de argilas quaternárias sub-atuais de planícies de inundação, a exemplo do no Igarapé Ilhaura, afluente do Rio Itacuruçá. São

intercalações de areia fina e silte com argila, com a matéria orgânica concentrando-se nas camadas superiores, localmente com grandes concentrações de diatomáceas, constituindo diatomitos (Camada B). camada E, na base da sequência estudada (Fig. 1), é constituída basicamente de argila e constitui a principal matéria-prima (argila) para uso em cerâmica vermelha na região. Encontra-se normalmente entre 1.5 a 2.0 m abaixo da superfície do terreno (Fig. 1). A presença de diatomáceas foi confirmada pelas imagens de microscopia ótica (Fig. 2) onde se pode reconhecer as frústulas das mesmas.

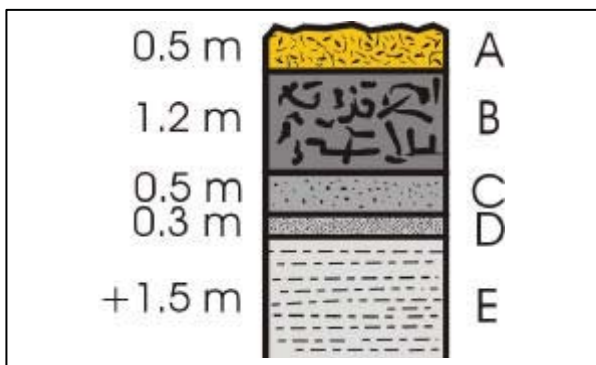


Figura 1 – Seqüência sedimentar esquemática da ocorrência de argilas no Igarapé Ilhaura, afluente do Rio Itacuruçá, equivalente às argilas quaternárias sub-atuais de planícies de inundação.

A = Camada argilo-arenosa com muita matéria orgânica, situada no topo; B = Camada argilosa rica em matéria orgânica, incluindo muitas diatomáceas, podendo ser considerada localmente como um diatomito; C = Camada com areia fina à silte com pouca ou sem argila; D = Camada argilo-arenosa; E = Argilas cinzas, raramente com areia, e sem as impurezas comuns a esses materiais, como raízes e concreções de óxidos de ferro.

Composição Mineralógica e Química

A Camada E, a principal fonte de argila utilizada para a cerâmica vermelha da região, é constituída, segundo as análises de DRX, ATD/TG, essencialmente de quartzo e caulinita. Óxi-hidróxidos de ferro, como goethita e hematita, comuns na região, não foram identificados nas argilas da Camada E. Por sua vez essas argilas contém ainda uma pequena quantidade de matéria orgânica, como mostra a análise química da Tabela 1 (amostra 7). A amostra 4 apresentou 57,40 % de PF, correspondente a sua grande quantidade matéria orgânica, representada por diatomáceas (equivalente a um diatomito). O elevado teor de SiO_2 da amostra 2 (argila arenosa) reflete a sua grande abundância de quartzo em granulometria areia.

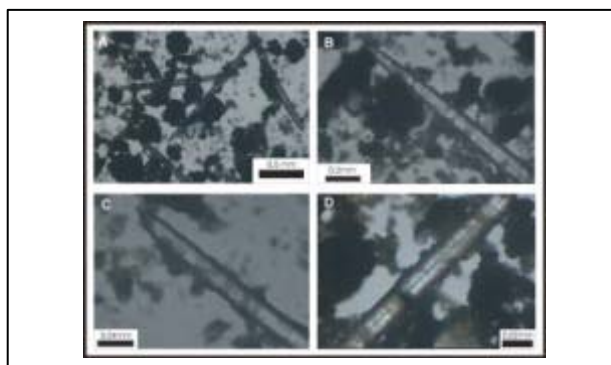


Figura 2 – Imagens capturadas por microscópio ótico em diferentes escalas de prováveis frústulas de diatomáceas.

Tabela 1 – Composição química parcial das amostras coletadas no Rio Itacuruçá

AMOSTRA	SiO₂ (%)	Al₂O₃ (%)	TiO₂ (%)	Perda ao Fogo(PF) (%)
2- Argila arenosa	81,90	14,70	0,09	04,72
4-diatomito	29,30	19,53	0,24	57,40
7-Camada E: matéria-prima	51,00	27,47	0,30	12,25

Ensaio Físicos Cerâmicos

As principais características cerâmicas das argilas estudadas (Camada E), obtidas pelos diferentes ensaios realizados, estão apresentadas na Tabela 2, e foram comparadas com os padrões da Associação Brasileira de Normas Técnicas (ABNT), que define os padrões de aceitabilidade para uso em cerâmica vermelha desse material. Com exceção da TRF, os demais parâmetros estão dentro da faixa da ABNT para argilas apropriadas para produção cerâmica vermelha.

Tabela 02 – Valores da Porosidade Aparente (Pa), Absorção de água (Aa), Densidade (D), Retração Linear (R), Tensão de Ruptura à Flexão (TRF) e Cor Após Queima.

AMOSTRA	Pa (%)	Aa (%)	D (g/cm³)	R (%)	TRF (kgf/cm²)	Cor Após Queima
ABNT	17- 35	Max 20	> 1.7	< 6	~ 60	Aceitável
07	31,76	17,26	1,84	3,02	82,94	Marrom Amarelada

Conclusões

A matéria-prima utilizada pelas olarias do Rio Itacuruçá, representada pelas argilas da Camada E dos depósitos de planícies de inundação, possui boa plasticidade e menor quantidade de areia, estando praticamente desprovida de impureza tipo matéria orgânica e óxidos de ferro. Os ensaios físicos-cerâmicos dessa matéria-prima revelaram valores de porosidade aparente, absorção de água e de densidade dentro dos padrões da ABNT, sendo adequadas para produção de telha.

A presença de uma camada rica em matéria orgânica silicosa, tipo diatomito, que contém ainda caulinita e quartzo (Camada B e amostra 4), abre oportunidade para pesquisa desses materiais na região. O diatomito devido as suas qualidades filtrantes é amplamente usado na indústria de adsorventes naturais, dentre outros (Fig.4).

A extração das argilas da Camada E, situadas há quase 2 m sob a superfície, além de provocar a abertura indiscriminada de cavas, promove o consumo de madeira para lenha, utilizada nos inúmeros fornos. Como consequência se tem a formação de valas que facilitam a proliferação

de doenças devido a estagnação das águas, o assoreamento causado pelo produto estéril descartado lateralmente a cata de extração, e o desmatamento gerado pelo consumo de madeira.

Mesmo assim a região estudada está se caracterizando como um importante polo oleiro (tijolos e telhas), graças a grande disponibilidade de argilas quaternárias sub-atuais adequadas para esse fim e ao grande centro consumidor, representado pela grande Belém. Urge no entanto um acompanhamento da atividade, tanto nos seus aspectos de extração e produção, como social e relativos aos impactos ambientais, procurando monitorá-los, o quanto antes, minimizando os mesmos da melhor forma possível.

BIBLIOGRAFIA

- ARAI, M.; UESUGUI, N.; ROSSETTI, D.F.; GOES, A.M. 1988. Condições sobre a Idade do Grupo Barreiras, no NE do Estado do Pará. *In*: Cong. Bras. Geol., 35. Anais... Belém, SBG, V.2 p. 738-752.
- COSTA M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Rev. Bras. de Geociências*. 21 (2): 146-160.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. *In*: Contribuições à Geologia da Amazônia. M.L. Costa & R.S. Angélica (Coord.). Belém, FINEP/SBG-NO, 15-90p.
- FRANCISCO, B.H.R.; LOWESNSTEIN, P.; SILVA, O.F.; SILVA, G.G. 1971. Contribuição à geologia da Folha São Luís (AS-23) no estado do Pará. Belém. Museu Paraense Emílio Goeldi; Série Geologia, 17.
- GÓES, A.M. 1981. Estudos Sedimentológicos dos sedimentos Barreira Ipixuna e Itapecuru, no Nordeste do Pará e Noroeste do Maranhão, Belém, UFPA/NCGG-55p.
- GOMES, Celso B., 1984 (coord.). Técnicas analíticas instrumentais aplicadas à geologia, São Paulo: Edgar Blucher. PROMINEIRO.
- IDESP, 1980 Instituto do Desenvolvimento Econômico-Social do Pará. Projeto “O Setor Oleiro Paraense”. Pesquisa Sócio-Econômica, Relatório Interno. Belém.
- LIRA, Sergio Roberto Bacury de, 1998 (coord.); Universidade Federal do Pará; Núcleo de Meio Ambiente; Programa Pobreza e Meio Ambiente na Amazônia; Instituto de Desenvolvimento Econômico - Social do Pará. Polo Oleiro-Cerâmico de Abaetetuba: expansão e crise. Belém: UFPA. NUMA, POEMA, IDESP, 88p.
- NOSKER, Henrik, 1990: Clay materials – for the self – reliant potter: a publication of Deutsches Zentrum für Entwicklungstechnologien – GATE in: Deutsche Gesellschaft für Technische Zusammenarbeit (GTZ) GmbH / Henrik Nosker. – Braunschweig: Vieweg.
- NOSKER, Henrik, 1999: Refractories and Kilns – for de Self-Reliant Potter: a publication of Deutsches Zentrum für Entwicklungstechnologien – GATE in: Deutsche Gesellschaft für Technische Zusammenarbeit (GTZ) GmbH / Henrik Nosker. – Braunschweig; Wiaesbaden: Vieweg, 2nd Edition.
- ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M.; TRUCKENBRODT, W. 1990. A Influência Marinha nos Sedimentos Barreiras. *Bol. Mus. Paraense. Emílio Goeld. Série Ciências da Terra*. 2: 17-29 p.
- SOUZA, D.J.L. 2000. Caracterização geológica, mineralógica, química e física do caulim da Mina da RCC – Rio Capim Caulim (PA). Belém, Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica - UFPA. 116 p.
- SOUZA SANTOS, P. 1989. Ciência e Tecnologia de Argila 2ª Edição. Ed. Edgar Blücher Ed.. Vol. 01. São Paulo p. 01 – 408.
- SOUZA SANTOS, P. 1992. Ciência e Tecnologia de Argila 2ª Edição. Ed. Edgar Blücher Ed.. Vol. 02. São Paulo. p. 409 - 854.
- SOUZA SANTOS, P. 1989. Ciência e Tecnologia de Argila 2ª Edição. Ed. Edgar Blücher Ed.. Vol. 03. São Paulo. p. 855 - 1089.
- WILSON, M.J. 1994. Spectroscopic and Chemical Determinative Methods. Ed. Chapman & Hall, London. 367p.

Gênese do Sistema de Veios de Quartzo Tricolor, Município de São Geraldo do Araguaia - Estado do Pará - Brasil

Taylor Araujo Collyer * & Basile Kotschoubey * *

*Secretaria Executiva de Estado de Indústria, Comércio e Mineração - SEICOM.. Av. Presidente Vargas, nº 1020, Centro, CEP 66.017-000, Belém – Pará, Brasil, fone : (0xx) 91 241-18-18, fax: (0xx) 91 223-26-89, e-mail: mineracao@prodepa.gov.br

**Universidade Federal do Pará – UFPa , Centro de Geociências, Av. Augusto Corrêa, nº 01, CEP 66.075-900, Belém – Pará, Brasil

Na porção setentrional do Cinturão Araguaia ocorrem diversos veios mineralizados com quartzo tricolor, de caráter hidrotermal, que pelo seu interesse gemológico foram investigados em detalhe.

O quartzo tricolor ocorre nas porções mais internas de veios de quartzo alojados em metarcósios e metarenitos da Formação Pequiizeiro, porção superior do Supergrupo Baixo Araguaia. Apresenta uma direção geral N15°W, com espessura de cerca de 2,5 m e exposto numa extensão de aproximadamente 50 m ao longo do "*strike*".

O maior veio apresenta um zoneamento razoavelmente definido e simétrico, cujas zonas de contato com a rocha encaixante possuem aproximadamente 20 cm de espessura. Essas zonas são constituídas essencialmente por quartzo fraturado, acinzentado, exibindo localmente formas prismáticas de até 8 cm de comprimento por 1,5 cm de diâmetro da seção.

As zonas intermediárias do veio tem espessura de até 45 cm e são constituídas por camadas irregulares e onduladas de quartzo tricolor, imersas em uma matriz composta de caulinita, hidróxido de ferro e diminutos cristais de quartzo. A zona mais interna do veio têm aproximadamente 1 m de espessura, sendo constituída por uma matriz argilosa composta de caulinita, goethita, hematita em cristais milimétricos, fragmentos angulosos de quartzo, bem como cristais milimétricos de rutilo. O quartzo tricolor apresenta-se em cristais prismáticos de até 6 cm de comprimento e 2,5 cm de diâmetro da seção. As faces dos prismas mostram estrias perpendiculares ao eixo C e as terminações exibem formas romboédricas positivas.

A base dos cristais é transparente a translúcida e exhibe colorações lilás e amarela distribuídas segundo um padrão alternado, de modo que os três romboedros maiores apresentam a cor lilás e os três menores a amarela. A extremidade dos cristais é translúcida a opaca e apresenta diversas tonalidades de vermelho, em particular as colorações vermelha amarronzada e vermelha amarelada.

O estudo por MEV do quartzo tricolor mostrou a presença de inclusões de torita e de mercúrio metálico na porção basal; de pirita, cinábrio e zircão na porção intermediária; e de pirita, rutilo, melanterita, anidrita e barita na extremidade dos cristais. Em geral estas inclusões apresentam

tamanho de 10 µm até milimétrico e distribuem-se de forma irregular nos cristais de quartzo hospedeiros, formando localmente agrupamentos. Localmente, encontram-se agrupadas formando nuvens, o que confere ao quartzo um zoneamento marcante, caracterizado pela alternância de zonas coloridas e de zonas de quartzo hialino

O zircão em forma de “franjas” de cor clara, forma contornos geométricos quadráticos e/ou piramidais, em sobrecrecimento epitaxial.

O rutilo tem cor vermelha a amarela, exibindo forma acicular ou geminadas em forma de “joelho” ou de “ponta de lança concentradas em zonas que se alternam com zonas de quartzo hialino segundo um padrão regular o que confere um microzoneamento à porção superior dos cristais de quartzo tricolor.

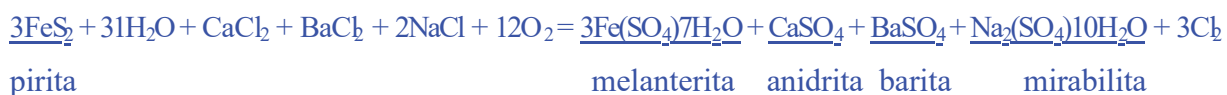
O estudo das inclusões fluidas mostrou que na zona de borda do veio, o quartzo contém fluidos do sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{CaCl}_2-\text{NaCl}$, de salinidade elevada (equivalente a 20,60 a > 23,18% em peso de NaCl) e Th entre 488 e 492°C. No quartzo tricolor foram identificados fluidos dos sistemas $\text{H}_2\text{O}-\text{CaCl}_2-\text{NaCl}$ e $\text{H}_2\text{O}-\text{FeCl}_2-\text{NaCl}$, na porção basal, e $\text{H}_2\text{O}-\text{FeCl}_2-\text{NaCl}$, na extremidade dos cristais. A salinidade dos fluidos da porção basal situa-se entre 13,83 a > 23,18% equivalente em peso de NaCl. Nas extremidades dos cristais, observou-se uma diminuição da salinidade (equivalente a 8,68 a 10,11% em peso de NaCl) acompanhada por uma diminuição de Th, que na porção basal é maior que 485°C e nas porções superiores dos cristais varia entre 272 e 305°C.

Traços de Na, K, Al e Fe, encontrados na porção basal dos cristais, sugerem condições de crescimento cristalino às do ametrino descrito por Collyer (1990) e Collyer et al. (1994) quanto à incorporação de elementos cromóforos ao longo do eixo C dos cristais, à velocidade crítica de crescimento e à compensação de cargas por Na e K. A concentração de ferro nessa zona é da ordem de 0,24%, teor suficiente para a geração de centros de cor, que é condicionada, segundo Balitsky & Balitskaya (1986), por um conteúdo mínimo da ordem de 0,01%. A cristalização dessa zona se deu entre 485 e 500°C onde, o primeiro valor corresponde à temperatura máxima de crepitação da IF, enquanto que o segundo é a temperatura máxima de mudança da coloração lilás para a amarela, devido à oxidação de Fe^{++} para Fe^{+++} (McLaren & Phakey, 1965 e 1966). Este intervalo é igualmente confirmado pela presença exclusiva de Hg metálico, sem sinais de metacínabrio (Potter & Barnes, 1978 a, b). Por outro lado, a pressão mínima de aprisionamento dos fluidos de 650 bars, estimada para as IF dessa zona, estaria próxima do real valor desta pressão.

A existência de torita, também nessa zona, sugere para esta, uma origem singenética com o quartzo hospedeiro, em depósitos hidrotermais de temperaturas superiores a 400°C (McMillan, 1982; Maurice, 1982; Ford, 1982). Em ambiente hidrotermal, a temperatura entre 400 e 500°C e na presença de soluções halogenadas, o tório apresenta grande mobilidade sob a forma iônica (ThO^{++}) e precipita sob a forma de torianita ou de torita, podendo ainda substituir de forma isomórfica ions

de Ca, Sb, U, Zr e Ce em óxidos, tais como perovskita, fergusonita, uraninita, euxenita e samarskita (Faure, 1977; Biondi, 1986).

Posteriormente, com o aumento da fugacidade do enxofre e com a diminuição progressivo da temperatura das soluções hidrotermais, provavelmente sob efeito da diluição por águas meteóricas, foi gerado o quartzo da zona intermediária e as inclusões de pirita, cinábrio e zircão, cuja associação sugere condições redutoras. Foi uma fase marcada pela mistura dos fluidos iniciais, de alta temperatura e significativa salinidade, com outras soluções mais tardias, de mais baixa temperatura e provavelmente de origem meteórica, resultando em diluição e em reações responsáveis pela precipitação do quartzo das zonas intermediária e superior do quartzo tricolor de acordo com o modelo proposto por Samson & Russel (1987) cristais cúbicos de pirita e agregados de sulfato de ferro hidratado, bem como de sulfatos de cálcio, de bário e de sódio hidratado, interpretados como produtos de alteração da pirita. Com efeito, segundo Strong et al. (1973) e Barnes (1979) melanterita, anidrita, barita e mirabilita podem ser geradas por oxidação da pirita, em caso de aumento da fugacidade do O₂ e do pH em presença de fluidos aquosos ricos em cloretos de Ca, Ba e Na, de acordo com a reação:



Esta reação se dá a temperaturas entre 125 e 300°C, intervalo que corresponde ao campo de estabilidade e de coexistência da anidrita e da melanterita. São valores compatíveis com a temperatura mínima de aprisionamento dos fluidos definida nas zonas consideradas. Segundo Rose & Burt *apud* Barnes (1979), anidrita e barita são estáveis em ambiente hidrotermal a temperaturas entre 125 e 300°C. Strong et al. (1973 e Holland & Malinin *apud* Barnes (1979) descrevem associações minerais semelhantes em depósitos de sulfetos de origem epitermal, resultantes da evolução magmática nas regiões de Agordo (Itália), Bodenmais (Baviera), Ducktown (Tennessee) e Sulitjelma (Suécia). Por outro lado, a existência de delgada zona de zircão na parte mais interna da zona intermediária é coerente com o ambiente hidrotermal em apreço. Segundo Caruba (1979), Watson & Harrison (1983), Vavra (1990) e Rubin et al. (1993), o zircão dissolvido no magma pode cristalizar desde as primeiras fases da diferenciação magmática até a fase hidrotermal, por volta de 240°C particularmente em meio alcalino ou cálcio-alcalino e na presença de elementos voláteis, tais como H, Cl, F, e B.

Uma fase final durante a qual a injeção de fluidos de baixa temperatura foi favorecida pelo microfraturamento, a deformação e a recristalização do quartzo, sugeridos pelas feições de estrangulamento de certa IF bifásicas. O conseqüente aumento da fugacidade do oxigênio e do pH no meio e o aporte de íons Ca, Ba e Na, teriam resultado em alteração parcial da pirita e formação de diversos sulfatos. Durante esta fase, cristalizou-se também o rutilo vermelho a amarelado

encontrado nas porções superiores dos cristais de quartzo tricolor. O titânio necessário para geração desse mineral proviria das rochas metassedimentares da Formação Pequizeiro.

- Balitsky, V. S. & Balitskaya, O 1986. The amethyst - citrine dischromatism in quartz and its origin. *Phys. Chem. Minerals*, 13: 415 - 421
- Barnes, H.L. 1979. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 2. ed. New York: John Wiley & Sons. 798 p.
- Biondi, J. C. 1986. Depósitos de minerais metálicos de filiação magmática. São Paulo, Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração - CBMM. 662. p.
- Caruba, R. 1979. Étude expérimentale de la cristalochimie, de la morphologie, de la stabilité et de la genèse du zircon e des zirconosilicates en vue d'applications petrogenetiques. Université de Nice, Lab. De Pétrol. – Mineral – C.N.R.S. 142 p.
- Collyer, T. A. 1990. A amethysta bicolor da região de Anay, Departamento de Santa Cruz de La Sierra - Bolívia. In: Relatório de Consultoria da ALADI -Associação Latino-americana de Integração, ao IBGE - Instituto Boliviano de Comércio Exterior e à CAMINO - Câmara Mineral Del Oriente. Departamento de Santa Cruz de La Sierra.
- Collyer, T. A., Schwarz, D. & Fuzikawa, K. 1994 C. Das Ametrin – Vorkommen von Anay, Santa Cruz, Bolivien. *Dt. Gemmol Ges. Stuttgart*. 43 (3/4): 117 – 126.
- Faure, G. 1977. *Principles of Isotope Geology*. 2. Ed. New York, John Wiley & Sons. 589. P.
- Ford, K.L. 1982. Uraniferous pegmatites of the Sharbot Lake area, Ontario. Y.T. Maurice (ed). *Geological Survey of Canada, Paper v. 1-23*, p 125-138.
- Maurice, Y.T. 1982. Uraniferous granites and associated mineralization in the Fury and Hecla. Strait area, Beffin Island, N.W.T.Y.T. Maurice (ed); *Geological Survey of Canada. Paper 81-23*, p. 101-113.
- McLaren, A. C. & PHAKEY, P. P. 1965. A transmission electron microscope study of amethyst and citrine. *Aust. J. Phys.*, 18: 135 –141.
- Mc Millan, W.J. 1982. The behaviour of U, Th and other trace elements during evolution of the Guichon Creek batholith. British Columbia. *Geological Survey of Canada. Paper 81-23*, p. 9-53, 1992.
- Potter, R.W. & Barnes, H.L. 1978 a. Mercuric sulfide stoichiometric and phase relations (abs): *Geol. Soc. America Programs With Abstracts*, v.3, n° 7, p.674/
- Potter, R.W. & Barnes, H.L. 1978 B. Phase equilibria in the binary Hg-S. *Am. Mineral.*, 63: 1143-1152.
- Rubin, J.N.; Henry, C.D.; Price, J.G. 1993. The mobility of zirconium and other “immobile” elements during hydrothermal alteration. *Chemical Geology*, 110: 29-47.
- Samson, I.M. & Russel, M.J. 1987. Genesis of the Silvermines zinc-lead-barite deposit, Ireland: fluid inclusions and stable isotopic evidence. *Econ. Geol.*, 82: 371-394.
- Strong, P. M. Mateos, J. P., Campomanes, P. G. B. 1973. *Mineralogia Descriptiva*. Madrid, Consejo Superior de Investigaciones Cientificas. Tono II. 536 p.
- Vavra, G. 1990. On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study. *Contrib. Mineral Petrol*, 106: 90-99.
- Watson, E.B. & Harrison, T.M. 1983. Zircon saturation revisited temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Plan. Sci. Letters*, 64: 295-304.

Caraterização das grandes unidades de solos nas localidades de Icoaraci e Outeiro – PA

Jucilene Amorim Costa, Dirse Clara Kern, Francisco Juvenal Frazão, Maria Emília da Cruz Sales, Maria de Lourdes Ruivo, José Francisco Berredo

Museu Paraense Emílio Goeldi, Coordenação de Ciências da Terra e Ecologia.
kern@museu-goeldi.br

Introdução

O Distrito Industrial de Icoaraci e a Ilha de Caratateua (localmente conhecida como Outeiro), pertencentes à região metropolitana de Belém, constituem exemplos típicos de regiões situadas próximas a grande centro urbano, que foram desenvolvidas sem planejamento, necessitando de urgente reordenamento no uso do solo para melhor aproveitar seus recursos naturais. Esta área vem acumulando graves problemas ambientais, resultantes de crescente e desordenada urbanização, que causaram transformações na sua topografia, tipos de solos, cobertura vegetal, recursos hídricos e até mesmo nas condições microclimáticas (Idesp, 1990; Berredo et al., 2000).

Este trabalho tem como objetivo identificar e cartografar as grandes unidades da paisagem da região, visando dimensionar os efeitos das modificações antrópicas.

Localização da área

A área está localizada na região nordeste do Pará, nas coordenadas geográficas 1° 08' e 1° 20' de latitude S e 48° 24' e 48° 30' longitude WGr. Limita-se ao norte pela Baía de Santo Antônio, ao sul pela cidade de Belém, a oeste pela Baía de Guajará e a leste pelo Furo do Maguari.

Metodologia

Inicialmente foi efetuado o mapa base, através da interpretação de fotografias aéreas na escala aproximada de 1:70.000, com a classificação preliminar das principais unidades de solos. Esses dados constituíram em mapa temático de solos, digitalizado no softwear Spring. Em cada unidade de solo foram abertas trincheiras ou coletados solos através de sondagem com trado de lama. A coleta e a descrição dos perfis de solo seguiu a metodologia proposta por Lemos & Santos (1984). As cores dos horizontes dos perfis foram determinados através da comparação com a escala de cores de Munsell (Munsell Colors, 1975). As amostras de solos foram secas ao ar, destorroadas manualmente com rolo de madeira e quarteadas. A análise granulométrica foi realizada através do método da pipeta. As análises químicas dos elementos Ca e Mg foram realizadas pelo método de volumetria de complexação; Na e K por fotometria de chama; H e Al por volumetria de

neutralização, utilizando as metodologias do Manual de Métodos de Análise de Solos (Embrapa, 1997; Fcap, 1991).

Resultados e Discussões

De acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos - 5ª aproximação (Embrapa, 1999), Foram identificados três grandes unidades de solos para a região.

Latossolo Amarelo Distrófico argissólico, textura média

Caracterizam-se por apresentar perfil profundo, com mais 1,50 m de espessura, assentados sobre arenitos e argilitos coloridos da série Barreiras. Trata-se de solos envelhecidos, ácidos e fortemente ácidos e de boa drenagem, apesar de por vezes apresentarem-se bastante argilosos. O Latossolo Amarelo concentra-se na porção sudoeste, com prolongamento em direção nordeste da Ilha de Outeiro. Nesta área, o relevo apresenta-se plano a suavemente ondulado e a rede de drenagem é composta por pequenos igarapés. Este solo apresentou a seguinte seqüência de horizontes: A0, A1, AB, BA, B1, B2, B3, com predominância de cores brunadas (10YR 3/2 e 10YR 6/8), em todo o perfil. A fração areia predomina, com pouco mais de 60% da composição.. A relação textural B/A de 1.8 demonstra características de argissolo, embora não caracterize um horizonte B textural, no perfil.

As características químicas (Tabela 3), demonstram que este solo é de baixa fertilidade natural, é distrófico por apresentar valores de saturação de bases (v), inferior a 50% em todo o perfil. A capacidade de troca de cátions (ctc), apresenta teores mais elevados apenas nas camadas superficiais, em função da quantidade de matéria orgânica presente, que além de aumentar a ciclagem de nutrientes, contrabalança com a fração mineral e aumenta a ctc. Segundo Rodrigues (1996), estes solos são desenvolvidos a partir de material retrabalhado, resultando, por esta razão, em solos quimicamente pobres. Tais características são reforçadas pelas condições climáticas da região, que intensificam os processos de lixiviação.

Neossolo Quartzarênico Órtico típico, textura arenosa

São solos em via de formação e estão presentes em diversos pontos da área, com maior ocorrência na parte sudeste e nordeste da Ilha de Caratateua, na margem esquerda do Furo do Maguari e ao longo dos igarapés Piraíba e Paracuri, em Icoaraci. O Neossolo Quartzarênico (Areias Quartzosas), apresentou em seu perfil os horizontes A1, A2, AB, BA, B1 e B2 e profundidade maior que 150cm. As cores variaram de bruno escuro (10YR 3/3) a bruno amarelado (10YR 5/6), demonstrando pouca diferenciação entre seus horizontes. A textura predominante é a areia franca, com valor médio de 74% da granulometria do horizonte B, o que o caracteriza como um solo extremamente permeável e de baixa capacidade de retenção de umidade.

As características químicas desse solo demonstram sua carência em nutrientes, visto que os valores de soma de bases (s), capacidade de troca de cátions (ctc) e saturação de bases (v), decrescem à medida que aumenta a profundidade do horizonte A para o B(Tabela 1), o que caracteriza intenso processo de lixiviação dos nutrientes e, conseqüentemente, baixa fertilidade natural, o que é reforçado pelos baixos teores de carbono orgânico e matéria orgânica. Apenas os valores de saturação por alumínio apresentam mais de 50%, o que o caracteriza como solo álico.

Gleissolo Háptico Tb distrófico típico

São formados a partir de sedimentos recentes (holocênicos), em áreas parcial ou totalmente inundadas durante grande parte do ano, de textura fina, onde as frações silte e argila aparecem como componentes predominantes na granulometria, confirmam a pouca evolução do solo. (Vieira, 1971; Falesi et al., 1986). Os gleissolos ocupam uma estreita faixa, situada na parte nordeste da Ilha de Outeiro e à margem da Baía de Santo Antônio. O perfil, recebeu as seguintes referências: I (0-5cm), II (5-15cm), III (15-40cm), IV (40-55cm), V (55-68cm) e VI (68-96cm). As cores cinzas escuro e muito escuro (10YR4/1 e 10YR 3/1), predominantes, são resultado da presença de grande quantidade de matéria orgânica, que conferem a estes solos um caráter redutor.

Com relação às características químicas(Tabela 2), destaca-se os valores de carbono orgânico, que mostram elevação de 35,9 g/Kg nos últimos 15 cm do perfil, atribuídos às condições anaeróbicas, proporcionadas pelo acúmulo de raízes e restos de folhas, o que contribui para uma alta capacidade de troca de cátions.

Considerações finais

As grandes unidades de solos identificadas e cartografadas na área apresentam-se ácidas e com baixa fertilidade natural, por serem altamente intemperizadas ou por possuírem textura muito arenosa. As características físicas e químicas impressas nesses solos devem ser levadas em conta no momento de tomadas de decisões referentes a ocupação antrópica, principalmente no tocante às areias quartzosas (Neossolos), que ocupam uma área considerável e são facilmente suscetíveis a degradação.

Referência Bibliográfica

- BERREDO, J.F.; MENDES, A.C.; PROST,M.T.; SALES,M.E. FAURE, J.F. & LINS, A. 2000. Efeitos das hidrocirculações superficiais e de superfícies sobre ecossistemas de manguezais da costa nordeste do Estado do Pará. Ecolab - Boletim de resumos. p 135-139.
- EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solo. (Rio de Janeiro, RJ). 1997. Manual de métodos de análise de solo. 2ª ed. ver. atual. Rio de Janeiro. 212p.
- EMPRESA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos.1999. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Brasília: Embrapa produção de informação, Rio de Janeiro: Embrapa solos, 412p.

FALESI, I. C. FREIRE, E. M. & SILVA, L. G. T. 1986. Levantamento de reconhecimento de média intensidade dos solos e avaliação da aptidão agrícola das terras de estrada de ferro carajás, Belém, CVRD.

INSTITUTO DE DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO SOCIAL DO PARÁ. 1990. Belém: estudo ambiental do estuário guajarinó. IDESP, Belém. 148p.

LEMOS, R. C. de & SANTOS, R. D. dos. 1984. Manual de métodos de trabalhos de campo.

MUNSELL COLORS COMPANY. 1975. Munsell soil colors charts. Baltimore.

RODRIGUES, T. E. 1996. Solos da Amazônia. In: O solo nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e o desenvolvimento sustentado. Viçosa/MG, UFV. p 19-60.

SILVA, S.B. 1991. Análise química de solos. Belém, 41p (Fcap. Informe didático, 11)

VIEIRA, L. S. 1971. Os solos do Estado do Pará. IDESP, Belém.

Tabela 1: Dados das análises químicas do Neossolo Quartzarênico

Horiz	Prof. cm	C g/Kg	Complexo Sortivo (Cmol/dm ³)								V %	100Al ³ Al+S	P mg/dm ³
			Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	S	H ⁺	Al ³⁺	T			
A1	0-8	25,6	4,40	0,99	0,07	0,06	6	4,70	4,4	15	38	44,35	1,72
A2	8-15	8,5	1,60	0,69	0,02	0,01	2	3,03	2,83	8	29	54,11	1,12
AB	15-33	6,4	0,75	0,81	0,03	0,01	2	3,43	3,13	8	20	66,17	0,07
BA	33-70	7,2	0,69	0,23	0,02	0	1	3,23	2,83	7	13	75,06	0,02
B1	33-70	6,8	0,34	0,7	0,03	0,00	2	2,94	2,74	7	16	71,91	0,01
B2	128-154	2,5	0,05	0,64	0,00	0	1	1,96	1,76	4	16	71,83	0,01

Tabela 2: Dados das análises químicas do Gleissolo Háplico Tb distrófico típico

Horiz	Prof. cm	C g/Kg	Complexo Sortivo (Cmol/dm ³)								V %	100Al ³ Al+S	P mg/dm ³
			Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	S	H ⁺	Al ³⁺	T			
I	0-5	23,8	4,0	6,48	0,04	0,30	4,34	6,37	4,87	15	28	52,87	0,16
II	5-15	30,2	2,66	6,56	0,02	0,28	9,52	8,43	6,23	24	39	39,55	0,22
III	15-40	31,3	2,32	6,67	0,03	0,27	9,29	6,76	5,06	21	44	35,26	0,25
IV	40-55	30,2	2,9	9,39	0,04	0,32	12,65	6,96	4,76	24	52	27,34	0,27
V	55-68	35,9	2,9	8,52	0,04	0,27	11,73	8,52	4,82	25	47	29,12	0,23
VI	68-96	49,1	3,19	3,24	0,04	0,16	6,63	14,2	5,75	26	25	46,44	0,20

Tabela 3: Dados das análises químicas do Latossolo Amarelo Distrófico argissólico

Hori z	Prof. cm	C g/Kg	Complexo Sortivo (Cmol/dm ³)								V %	100Al ³ Al+S	P mg/dm ³
			Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	S	H ⁺	Al ³⁺	T			
A0	0-9	11,1	0,23	0,81	0,04	0,03	1,11	4,60	3,3	9	12	78,82	0,02
A1	9-20	18,7	0,23	0,35	0,04	0,03	0,65	6,17	4,47	11	6	87,30	0,02
AB	20-29	11,1	0,17	0,81	0,03	0,02	1,03	5,29	3,89	10	10	79,06	0,02
BA	29-44	7,6	0,34	0,12	0,02	0,01	0,49	4,21	2,91	8	6	85,58	0,01
B1	44-70	2,5	0,17	0,41	0,01	0,00	0,59	1,41	0,51	2	23	46,36	0,08
B2	70-117	2,5	0,23	0,17	0,17	0,00	0,41	1,96	1,26	4	11	75,44	0,03
B3	117-160+	1,2	0,52	0,06	0,06	0,00	0,51	4,41	3,81	9	7	86,59	0,01

Mineralização de Fragmentos de Tecidos Ósseos Fósseis de Sedimentos da Bacia do Acre

Marcondes Lima da Costa,

Centro de Geociências/UFPA, Pesquisador CNPq, mlc@ufpa.br

Introdução Expedições geológicas realizadas ainda no século XIX e outras já em pleno século XX pelo Serviço Geológico do Brasil, além das pesquisas paleontológicas sistemáticas conduzidas por pesquisadores da UFAC desde os anos 80 têm demonstrado a grande riqueza de fósseis de vertebrados em sedimentos da Bacia do Acre, estendendo-se do Mioceno ao Pleistoceno. Atividades fluviais, intensificadas durante o Quaternário, tem proporcionado o quebramento e o espalhamento da ossada e dos coprólitos fósseis, que na ausência de rocha dura, serviram de material fonte para a formação de seixos e dos grãos de areia e silte que constituem os depósitos sedimentares fluviais e flúvio-lacustres da região. A alta fertilidade dos solos das terras acreanas despertou ainda nos anos 80 a atenção do signatário para a investigação da origem inorgânica da mesma. Foi quando se chegou ao conteúdo de fragmentos de fósseis, os quais se mostraram estar constituídos principalmente de apatita, calcita, contendo ainda siderita, gipso e minerais de argila, por vezes pirita. Os sedimentos portadores dos fragmentos fósseis são formados de montmorillonita, caulinita/halloysita, calcita, albita e quartzo. O presente trabalho reporta resultados obtidos sobre os estudos mineralógicos e químicos de fragmentos ósseos, coletados e cedidos pelo prof. Alceu Ranzi da Universidade Federal do Acre e também coletados pelo autor.

Materiais e Métodos As amostras são provenientes de vários sítios paleontológicos situados principalmente nas barrancas dos rios do Acre (Purus e Juruá e os afluentes de ambos) e estão indicados no mapa da figura 1. Essas amostras foram investigadas com auxílio de microscopia ótica, difração de raios X, espectroscopia de infravermelho (CG/UFPA, Belém); microscopia eletrônica de varredura (Nupegel/ESALQ/USP, Piracicaba); microsonda eletrônica (IG/USP, São Paulo) e determinação de isótopos estáveis de oxigênio e carbono em carbonatos (Institute of Geological and Nuclear Science, Nova Zelândia) e de Hg no Instituto Evandro Chagas, Belém-PA.

Resultados A quantidade de fragmentos de fósseis contida nos sedimentos desde submilimétricos a decimétricos é extremamente variável, podendo estar inclusive ausentes. Isso se traduz em valores de P_2O_5 muito variáveis, podendo alcançar várias unidades percentuais, conforme a amostragem. Os fragmentos ósseos representam distintas partes dos esqueletos de vertebrados como crocodilídeos, quelônios, mamíferos, entre outros. Os fragmentos estudados mostram que anatomia original ainda está relativamente bem preservada, normalmente representada por fluorapatita, substância original.

Por sua vez hematita e goethita encontram-se impregnando a estrutura apatítica, lhe conferindo tonalidade marrom escura.. Siderita também ocorre substituindo parcialmente a estrutura original apatítica e ainda ocupando os vasos do tecido ósseo, ou mesmo cavidades resultantes da dissolução da apatita, ou mesmo das cavidades centrais de fragmentos ósseos. O gipso é um mineral muito freqüente, preenchendo os vasos e as cavidades, como um mineral nitidamente secundário, pós minerais de ferro (siderita, hematita e goethita). A calcita também encontra-se como mineral secundários nas cavidades. Illita, quartzo, caulinita e quartzo são minerais da rocha encaixante impregnando os fragmentos ósseos, e são menos freqüentes. Os espectros de infravermelho espelham as bandas de $(\text{CO}_3)^{2-}$, $(\text{SO}_4)^{2-}$ e $(\text{SiO}_4)^{4-}$ que representam a presença dos carbonatos, sulfatos e silicatos, respectivamente, nas cavidades do tecido ósseo. Estes aspectos são nitidamente visíveis nas imagens de microscopia ótica e eletrônica.

Além de CaO e P_2O_5 , os componentes principais, os fragmentos ósseos contém Fe_2O_3 , MnO , Na_2O , F , SO_3 , em quantidades variáveis. Ocorrem ainda Sr , Ba , Y , U , Hg e Terras Raras (ETR). Esses ossos são pobres em K e Mg . Os primeiros confirmam a composição mineralógica, sendo que Mn está na estrutura da siderita e Sr , Ba , Y , U , Hg e ETR (dominados pelos leves) são típicos da fluorapatita. As concentrações de Hg , geralmente elevadas, atingem até 1256 ppb.

Os dados de isótopos estáveis nos carbonatos, minerais neoformados na estrutura óssea, mostram valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Smow}}$ em torno de + 23 ‰ e de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ de - 8 ‰, com pouca variação, com $\delta^{13}\text{C}$ de cerca de 13 ‰, que no diagrama Rollinson (1993) sugere diagênese tardia em rochas carbonáticas durante a metanogênese e descarboxilação em ambiente progressivamente anóxico.

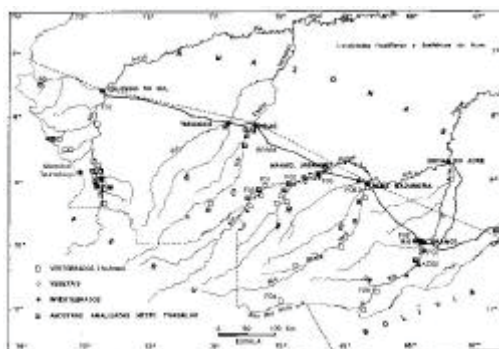
Conclusões Os dados apresentados mostram que os fragmentos ósseos são ainda constituídos pela sua substância de origem orgânica e representada pela fluorapatita, que contém ainda Sr , U , ETR, Y , Hg e U . Os teores de Hg , ETR e U são relativamente altos, refletem um ambiente com grande disponibilidade destes elementos ao tempo de vida dos animais representados pelos fragmentos ósseos estudados. Por outro lado minerais como calcita, siderita, hematita, goethita e gipso, encontrados nitidamente ocupando a estrutura óssea, se apresentam como minerais neoformados, sendo que gipso e calcita (?) representem a fase mais nova. Por outro lado siderita a fase primeira, substituindo parcialmente a fluoapatita. Por outro lado hematita e goethita estão impregnando a feição óssea, e podem ser produtos da oxidação da siderita e da pirita contida nos sedimentos e nos fragmentos de vegetais piritizados. Esses minerais são os componentes origem não orgânica, secundários, e provavelmente relacionados com a diagênese dos sedimentos encaixantes, como mostram os dados isotópicos, e que culminam com um ambiente semi-árido, indicado pela ampla abundância de gipso não somente nos ossos como nos sedimentos.

Referência Bibliográfica

Rollinson, H., 1993, Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical, New York, 352p.

Tabela – 1 Composição química de fragmentos ósseos fossilizados do Acre

<0.01	Ac.68-b1	Ac.68-a3	Ac.68-a2	Ac.68-b2	Ac.68-can 3	Ac.68-can 4	Ac.68- can 5
SiO ₂	0.51	-	0.44	-	4.41	3.55	7.17
TiO ₂	0.96	-	-	0.46	1.44	-	-
Al ₂ O ₃	0.77	0.53	-	-	2.95	3.29	4.90
Fe ₂ O ₃	5.39	4.19	7.22	5.46	30.89	52.36	55.91
Sc ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0.91	1.29	1.01	0.94	0.78	0.67	1.67
CaO	47.96	48.76	49.54	54.90	20.54	4.52	2.79
MgO	-	0.51	-	0.26	0.76	1.18	0.67
K ₂ O	-	-	0.28	-	0.59	0.51	-
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	41.82	42.51	39.48	34.74	33.84	29.97	21.95
SO ₃	1.12	1.37	1.65	2.38	3.48	3.59	4.54



Quantificação de minerais de minério complexos a partir de imagens de MEV

Oscar Jesús Choque Fernández¹
Marcondes Lima da Costa²
Herbert Pöllmann³
Paulo Roberto Gomes Brandão⁴

¹Centro de Geociências/UFPA ochof@ufpa.br:

² Pesquisador CNPQ mlc@ufpa.br

³Grupo de Pesquisa Mineralogia/Geoquímica, Universidade de Halle/Alemanha

⁴Dpto. de Eng. de Minas/UFMG

Introdução

O desenvolvimento da tecnologia digital, aplicada às imagens de microscopia eletrônica de varredura (MEV) vem se mostrando como uma valiosa ferramenta para quantificação de minerais em escala micro a nanométrica. Com os analisadores automáticos de imagens podem ser determinados a espécie mineral, quantificação, morfologia e tamanhos de partículas, quantificação das espécies minerais mesmo em associações, e complexas partículas de minério (Reid et al., 1984; Gabas, 1999). A aplicação, inicialmente restrita a minerais de sulfetos simples de fácil obtenção e confiável identificação, expandiu-se significativamente, para indicadores minerais, minerais com composição variável, rochas-reservatórios de petróleo, materiais carbonosos em sulfetos, cimentos *clinker*, MGP, lateritos (Gottlieb et al. 2000), entre outros.

Como há ainda poucos exemplos de análise de imagens específicos para análise modal na literatura (quase todos associados à liberação mineral), o presente trabalho descreve estudos em analisador de imagens acoplado com microscópio eletrônico de varredura (MEV), para a determinação de frações volumétricas de fases minerais do minério de cobre, tendo como exemplo o minério cuprífero de Salobo.

Materiais e Instrumentação

As análises foram realizadas em seções polidas de amostras de testemunhos de sondagem do minério de Salobo. Com a finalidade de avaliar a reprodutibilidade dos dados nas frações volumétricas, as imagens foram tomadas em dois MEV/EDSs, com um JEOL (Universidade de Halle, Alemanha) e um Leo (Escola Politécnica da USP), usando-se os programas CAMEO da Oxford e QWIN (que opera o analisador de imagens Quantimet 600) respectivamente. Imagens obtidas no MEV da Escola Politécnica da USP, foram analisadas também com o analisador de imagens Quantimet 500 do Laboratório de Petrografia da UFPA.

As medidas foram realizadas a partir de imagens binárias ou tons de cinza. O programa CAMEO pode distinguir até 3 tons de cinza (por diferença de imagem de fundo é possível obter um

quarto tom). Já com os Quantimet 600 e 500 (Leica, 1995) podem distinguir até 6 tons. No minério de Salobo, foram categorizadas 5 tons de cinza, derivadas das imagens de elétrons retroespalhados (BSE) geradas no MEV, sendo esses: bornita (br), calcocita (cc), calcopirita (cpy), magnetita (mg) e silicatos (sk) (inclusive fluorita). Os silicatos e a fluorita apresentam-se geralmente com mesmos tons cinza, por isso foram agrupados em fase mineral única. A obtenção de imagens para análises modal foi manual no MEV da Universidade de Halle e automático no MEV da USP.

Para o tratamento de dados a porcentagem em volume foi obtida pela relação entre a área de cada fase(s) e a área total das fases medidas. Para as conversões de porcentagem em volume para porcentagem em peso de cada fase, foram levadas em consideração as densidades de cada mineral: calcocita (5,7); bornita (5,1); calcopirita (4,4), magnetita (5,2) e silicatos (média 3,3) (greenalita, biotita, almandina, grunerita, fayalita, minessotaita, stilpnomelana, quartzo e clorita; + fluorita).

Resultados e Discussão

As porcentagens em peso dos minerais presentes em amostras de testemunhos do minério de cobre de Salobo, estão indicadas no histograma da figura 1. Esses resultados derivam da conjunção dos modos de operação (manual no CAMEO e automático no Quantimet 600 e Quantimet 500) usados para a análise modal. As variações entre os métodos situam-se na faixa de 2 - 5 %.

Bornita, calcocita e calcopirita são de fácil diferenciação nas tonalidades cinzas. Essas fases apresentam amplas variações entre as amostras (figura 1). A bornita pode variar de 0,4 a 9 %, enquanto a calcocita e calcopirita apresentam quantidades máximas de 5 e 3 %, respectivamente. A magnetita se distingue facilmente dos silicatos complexos e outros minerais acessórios, variando de quantidades ínfimas até 80 %, enquanto os silicatos de 20 a 90 %.

Em concordância com outros estudos mineralógicos (Pereira et al. 1987; Souza & Vieira 1998), os sulfetos de cobre são mais comuns, quando associadas à magnetita, fato demonstrado pelas análises 1 a 6 (figura 1). A bornita e calcocita ocorre também como inclusões nos silicatos (às vezes associada à magnetita), como evidenciado pelas análises 7 a 9 (figura 1).

Pelo histograma da figura 1, pode-se também identificar associações típicas da bornita com calcocita e, bornita com calcopirita, sejam elas como intercrescimentos de br/cc e br/cpy ou como substituições de br-cc e br-cpy, observados na microscopia.

A bornita, de maneira geral é um dos sulfetos de cobre mais importantes em Salobo, representando aproximadamente 4 % em peso do total das amostras analisadas (figura 2) (Souza & Vieira 1998, indicam a calcocita como majoritária). Segue-se calcocita com 2 % é calcopirita com 0,5 %. Do total das amostras usadas neste estudo, a magnetita e silicatos constituem em média 53 % e 40 % em peso, respectivamente.

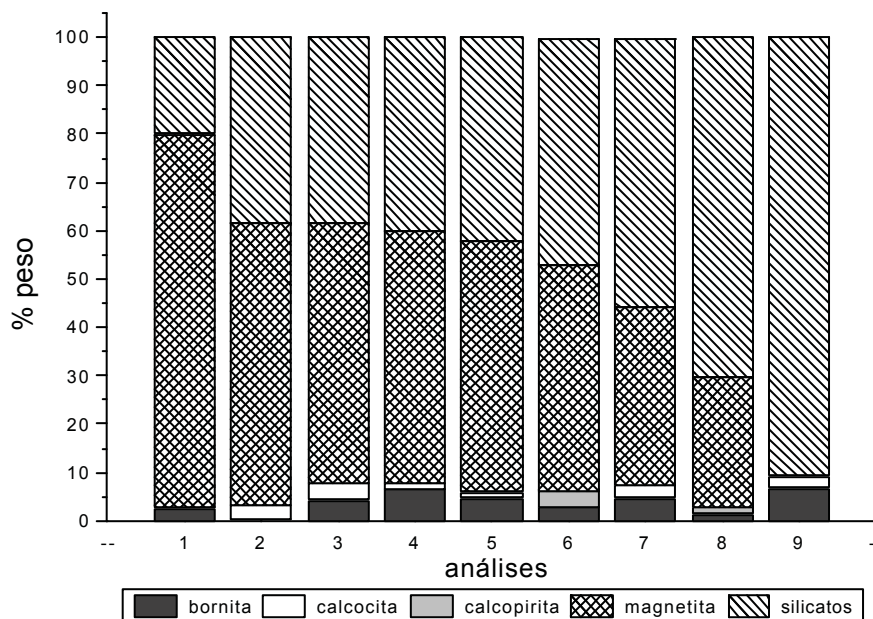


Figura 1. Frações volumétricas (% peso) dos sulfetos de cobre (br, cc e cpy), magnetita e silicatos (inclusive fluorita) de amostras selecionadas do minério de Salobo (Obs.: análises 1:F238, 2:F150, 3:F106, 4:F104, 5:F108, 6:F8, 7:F52, 8:F79 e 9:F102) (F=furo).

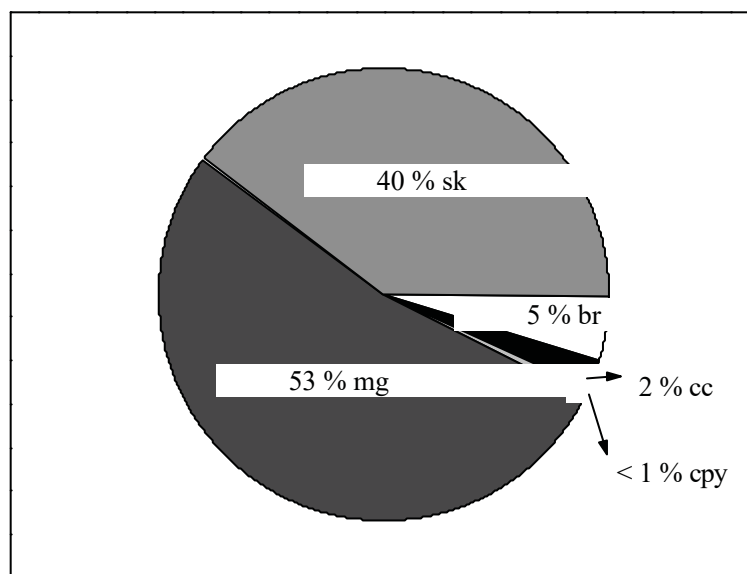


Figura 2. Análises modal (média % peso) dos sulfetos de cobre (bornita:br; calcocita:cc; calcopirita:cpy) magnetita:mg e silicatos:sk de amostras selecionadas do minério de Salobo.

Podem ser observados dois grupos de distribuição em frações de volume entre magnetita e silicatos (figura 1): o primeiro com magnetita acima de 50 % em peso (análises 1 a 6) e o segundo abaixo de 50 % (análises 7 a 9). No primeiro grupo com exceção da análise 1 (F238), as quantidades de magnetita e silicatos são quase proporcionais à razão 60:30. No segundo grupo pode ser notado um decréscimo gradativo da magnetita com crescimento proporcional dos silicatos indicando uma distribuição heterogênea dessas fases minerais no minério. Essas distribuições de magnetita e silicatos demonstram efetivamente a ocorrência de diferentes tipos de rochas presentes (litológicos) no minério do Salobo, sejam estas, formações ferríferas tipos 1 e 2 (Lindenmayer, 1990) ou rochas classificadas como X1 (>50 % de magnetita) e X3 (10-50 % de magnetita) (Souza & Vieira 1998).

Conclusões

A técnica de sistema de análises de imagens acoplada com MEV, resolve problemas relacionados à quantificação mineralógica e parâmetros associados de diferentes tipos de minério, já nas primeiras caracterizações de minérios ou de testes metalúrgicos.

As análises aqui realizadas, no minério de Salobo mostram, que essa técnica é uma ferramenta de quantificação de fases minerais de relativa rapidez e precisão, comparável com os dados obtido por outros métodos.

Bibliografia

- Reid, A.F.; Gottlieb, P.; MacDonald, K.J. & Miller P.R. 1984. QEM*SEM Analysis of ore minerals: volume fraction, liberation and observational variances In: Proceeding of the II International Congress on Applied Mineralogy in the Mineral Industry. Edited by: W.C. Park; D.M. Hausen and R.D. Hagni. Los Angeles, February, 22-25.
- Gottlieb, P.; Butcher, A.R., Ho Tun, E. & Sutherland, D.N. 2000. Applications of automated process mineralogy. Applied Mineralogy, Rammlmair et al. (eds) Balkema, Rotterdam, 321-323.
- Gabas, S.G. 1999. Análise de imagens aplicada à caracterização de minérios - Análise modal e liberação. Dissertação (Mestrado), Escola Politécnica da Universidade de São Paulo. Dpto. de Engenharia de Minas. 120 p
- Leica 1995. Image Processing and Analysis System. Leica Q500MC Qwin User Manual. 214 p.
- Pereira, C.E. , Andrade, V.L.L, Viana Jr. A. & Moreira, L.D. 1987. Beneficiation of the Salobo 3A sulphide copper ore. In: Copper 87, Mineral Processing and Process Control. Edited by A. Mular, G. Gonzalez & C. Barahona. 2:317-327.
- Souza, L.H. & Vieira, E.A.P. 1998. Projeto Salobo. Jazida de cobre Salobo/ouro/prata. Relatório final de geologia. Fase Salobo Metais S.A. (1997-1998), Rio de Janeiro, 82 p.
- Lindenmayer Z.G., 1990. Salobo sequence, Carajas, Brazil: Geology, Geochemistry and Metamorphism. University of Western Ontario, Department of Geology, Thesis Doctorate. 406 p.

Feições Rúpteis na Opala do Piauí

*o vermelho apaixonado do ruby
o verde magnífico da esmeralda
o amarelo dourado do topázio
o azul profundo da safira
e as ricas cores púrpuras da ametista
se encontram em uma única opala preciosa*
Plínio, imperador romano
(Suwa, 1994; Ward, 2000)

Érico Rodrigues Gomes - grupo de mineralogia aplicada/cpgg/cg/ufpa , bolsista cnpq
ericorg@vento.com.br; ergomes@ufpa.br ; ericorg@hotmail.com

Marcondes Lima da Costa - grupo de mineralogia aplicada/cg/cg/ufpa, pesquisador cnpq
mlc@ufpa.br

Introdução

A beleza de uma opala preciosa, que tem como características seu brilho e a variedade de lampejos de cores, é inigualável no reino mineral, sendo considerada como a mais bela de todas as gemas (Anderson, 1988).

O jogo de cor da opala preciosa tem origem na ordenação regular das esferas de sílica amorfa, de igual tamanho, com diâmetro em torno de 300 nm, formando uma rede de difração natural, (Sanders, 1964; Nassau, 1976; Manson, 1978; Schwarz, 1984; Klein, & Hurlbut Jr, 1993; Ward, op. cit.).

Em Pedro II (Piauí) a natureza foi caprichosa, conseguindo tornar o belo ainda mais belo. Nesse trabalho, apresentamos algumas microfalhas que deslocam as cores do jogo de cores das opalas preciosas, proporcionando um padrão único de beleza às mesmas, enquanto que nas opalas laranjas encontradas no município de Buriti dos Montes, também no estado do Piauí, as fraturas cimentadas pela opala incolor e os *feixes* de planos de concentração de deformação são marcantes. Todas as feições aqui descritas são resultantes de particularidades no modo de ocorrência dessas opalas.

No México e na Etiópia a opala é encontrada preenchendo amígdalas na rocha matriz, riolítica (Sanders, 1975; Johnson et al., 1996), enquanto que na Austrália a opala preciosa tem sua gênese ligada à variação do lençol freático sob clima árido, o que teria provocado a lixiviação da sílica de uma seqüência sedimentar, sendo a mesma acumulada sobre uma camada argilosa localizada 40 metros abaixo da superfície, levando ao aumento gradual na concentração até a saturação em sílica, culminando na precipitação da mesma como opala (Rosa, 1988; Ward, op. cit.).

No Brasil, no Piauí, a região mineralizada está sob os domínios do Lineamento Transbrasiliano (L.T.; figura 01). Historicamente, esse lineamento teria controlado a deposição dos

sedimentos dos Grupos Serra Grande e Canindé (Góes et al., 1993). A partir de reativações do referido lineamento, originou-se o vulcanismo básico, fissural, presente por toda a Bacia Sedimentar do Parnaíba, mas preferencialmente alojados nos sedimentos do Grupo Canindé (Góes, op. cit.). O *emplacement* de um *sill* na região de Pedro II, com 150 metros de espessura (Oliveira et al., 1979), no melhor aquífero da Bacia do Parnaíba (Neves et al., 1990), que são as rochas siliciclásticas da Formação Cabeças, teria originado o ambiente hidrotermal que desestabilizou os silicatos das rochas envolvidas, liberando a sílica formadora da opala, calcedônia e quartzo (Gomes, 1990; Gomes & Costa, 1992;1994).

As Feições Rúpteis

As feições rúpteis presentes nas opalas preciosas provenientes dos garimpos da região de Pedro II, registram uma reativação do L.T. nos estágios finais do processo de formação das mesmas. Nas microfalhas, com rejeito entre 100 µm e 5 mm, observa-se o deslocamento das cores do jogo de cores ao longo desses planos rúpteis; essa feição é destacada pela alternância de camadas/bandas milimétricas de opala cristal e opala branca marcadas pelo jogo de cores (Figura 02), chegando até a orientar a *célula de cor* (Figura 03). Na amostra ergpII2, observa-se ainda, duas direções preferenciais dos microfalhamentos, que fazem entre si um ângulo que varia entre 60 e 80° . (Figura 04).

Feições rúpteis também são encontradas nas opalas laranjas oriundas dos garimpos localizados nos arredores do povoado Tranqueira, município de Buriti dos Montes, também no estado do Piauí. Nestas opalas, encontra-se predominantemente as fraturas, normalmente cimentadas pela opala incolor (raramente com cor básica branca e vermelha), com espessura média de um milímetro, mas podendo alcançar até 3 mm. Algumas amostras apresentam duas direções de fraturamento, formando um ângulo que varia de 40° a 60° (Figura 05). Localmente, esse cimento presente na fratura está microfraturado, sendo seus fragmentos envolvidos pela opala com cor básica vermelha (Figura 06). Uma outra feição rúptil encontrada é o plano de concentração da deformação; geralmente ocorrem vários planos juntos, paralelos. Uma amostra apresenta duas direções bem definidas, formando um ângulo de 80° graus (Figura 07). Em seções polidas, perpendiculares aos planos, mostram uma coloração branca a creme, translúcidos, como se houvesse cuminuido o arranjo ordenado das esferas de sílica, formadoras da opala (Figura 08). As linhas de contorno desses planos podem ser bem definidas, retas ou irregulares ou com aspecto botrioidal.

Conclusões

As microfalhas, fraturas e planos de concentração da deformação, presentes nas opalas aqui estudadas, estão relacionadas com o modo de ocorrência das mesmas, que é associado às feições rúpteis resultantes de reativações do Lineamento Transbrasiliano; estas características, que

são típicas dos jazimentos piauienses, assumem uma importância maior quando se compara com os diferentes modos de ocorrências das opalas em diversas partes do mundo, tornando-se mais um elemento importante na definição da assinatura de origem destas opalas brasileiras, permitindo distingui-las das demais disponíveis no mercado mundial de gemas.

Agradecimentos

Ao técnico Douglas Vivona, do Laboratório de Petrografia Sedimentar (IG/USP) pelo apoio durante a tomada das imagens digitais.

Referências Bibliográficas

- Anderson, B. W. 1988. *A identificação das gemas*. Rio de Janeiro, Ed. Livro Técnico, 462p.
- Góes, A. M. de O.; Travassos, W. A. S.; Nunes, K. C. 1993. *Projeto Parnaíba -Reavaliação da Bacia e Perspectivas Exploratórias*. Belém. PETROBRÁS/DENOR, 3 vols.
- Gomes, E. R. 1990. *Contribuição à mineralogia, geoquímica e gênese das opalas de Pedro II, Piauí*. UFPa. Belém. CG/DGP/TCC, 94 p.
- Gomes, E. R. & Costa, M. L. da. 1992. Contribuição à gênese das opalas de Pedro II (Piauí), SBG/Congr. Bras. Geol., 37, *Anais ...*, São Paulo. Vol 2. p 116.
- Gomes, E. R. & Costa, M. L. da. 1994. Contribuição à gênese das opalas de Pedro II (Piauí). *Geochim. Brasil.*, 8 (1): 79-98.
- Johnson, M. L.; Kammerling, R. C.; DeGhionmo, D. G.; Koivula, J. I. 1996. Opal from Shewa province, Ethiopia. *Gems & Gemology*, 32 (2): 112-120.
- Klein, C. & Hurlbut Jr., C. S. 1993. *Manual of mineralogy*. N. York, John Wiley & Sons, 21ª ed., 683p.
- Manson, D. V. 1978. Plastic Impregnated Gem Opal. *Gem & Gemology*, 16 (2): 49-57.
- Nassau, K. 1976. A origem das cores dos minerais e das gemas. *Gemol.*, 22 (43/44): 17-52.
- Neves, C. A. de O.; Silva, A. B. e; Góes, A. M. de O.; Lima, M. P. de. 1990. *Projetos de Exploração, Bacia do Parnaíba*. (Rel. Int.), Belém, PETROBRÁS/DEPEX/DENOR. 24p.
- Oliveira, J. C. de; Cardoso, C. E. T.; Quinho, J. de S.; Amorim, H. J. 1979. *Projeto Opala em Pedro II*. Relatório final, Recife, DNPM/CPRM, 2 vols.
- Rosa, D. B. 1988. *Les gisements d'opales nobles de la region de Pedro II, dans l'etat de Piauí*. Nancy, Th. Docteur, INPL/ENSG, 327 p.
- Sanders, J. V. 1964. Colour of precious opal. *Nature*, 204 (4964): 1151-1153
- Sanders, J.V. 1975. Microestruutura and crystallinity of gem opals. *Am. Miner.*, 60:749-757.
- Schwarz, D. 1984. Gemas policristalinas e amorfas. *REM*, 27 (2): 34-43.
- Ward, F. 2000. *Opals*. the Fred Ward Gem Book Series. 2a ed.
- Suwa, Y. 1995. *Gemstones - Quality and value*. Santa Monica, GIA and Suwo & Sons, 142 p.

Mineralogia da Opala Preciosa do Garimpo Chã do Lambedor, Pedro II, Piauí

Érico Rodrigues Gomes - grupo de mineralogia aplicada/cpgg/cg/ufpa , bolsista cnpq
ericorg@vento.com.br; ergomes@ufpa.br ; ericorg@hotmail.com

Marcondes Lima da Costa - grupo de mineralogia aplicada/cg/cg/ufpa, pesquisador cnpq
mlc@ufpa.br

Introdução

Um novo garimpo de opala preciosa foi descoberto em janeiro do ano 2000, na localidade Chã do Lambedor, município de Pedro II, no nordeste do estado do Piauí, quando um caçador andando pela mata, nos arredores da cidade, encontrou fragmentos de opala preciosa junto ao material escavado por um tatu-peba (Figura 01). Ao vender algumas amostras a um dos comerciantes da cidade, este foi conhecer a área, arrendando-a e iniciando sua exploração com a participação de aproximadamente 100 garimpeiros. Este trabalho apresenta a caracterização mineralógica e gemológica dessas opalas.

O ambiente geológico onde esse garimpo se encontra está inserido na Bacia Sedimentar do Parnaíba, representada pelo Grupo Canindé, constituído pelos sedimentos marinhos transgressivos, das Formações Itaim e Pimenteirias, seguidos pelos diamictitos e arenitos deltáicos da Formação Cabeças, que gradam para folhelhos transgressivos da Formação Longá; encerrando esse ciclo, há os arenitos regressivos da Formação Poti (Góes, 1995). Durante o Mesozóico, a separação das placas Sul-Americana e Africana favoreceu o *emplacement* de rochas magmáticas, na forma de *sills* (e diques), principalmente diabásios, encaixados predominantemente nos sedimentos do Grupo Canindé (Góes et al., 1993), e alcançando espessura de 150 metros na região de Pedro II (Oliveira et al., 1979). A gênese dessa opala preciosa está relacionada com essa intrusão básica, que ativou a anomalia térmica do ambiente hidrotermal, desestabilizando os silicatos tanto das rochas siliciclásticas da Formação Cabeças como do próprio diabásio, liberando a sílica que veio a formar opala, calcedônia e quartzo (Gomes, 1990; Gomes & Costa, 1992;1994). Depósitos aluvionares e coluvionares recentes estão presentes na região, contendo concentrações de opalas. Coberturas lateríticas também são encontradas.

A caracterização da opala preciosa foi realizada nos laboratórios do GMA/DGP/CG/UFPa. Para a DRX, foi utilizado um difratômetro Philips, modelo PW 3710, com goniômetro PW 1050, tubo de cobre, tensão de 45 kv, corrente de 40 mA, varredura contínua, amostragem de 0,02° (2 ϵ) e intervalo de 4° – 65° (2 ϵ); ATD/TG foram realizadas simultaneamente num equipamento modelo PL-STA, com 20 mg de amostra, aquecida entre 50° e 1.100 ° C e uma taxa de aquecimento de 10° C/min; espectroscopia de infravermelho em pastilha com 0,8 mg de

opala e 200 mg de KBr, com varredura realizada num espectômetro Perkin Elmer FT-7700; testes físicos e gemológicos foram realizados.

Resultados

A mineralização encontra-se num depósito coluvionar de coloração cinza-escuro, localizado entre 0,1 e 1,0 m de profundidade, tendo na porção superior uma fácies argilosa que grada para arenosa na base, a qual contém seixos angulosos de arenito e fragmentos de opala, estas com tamanho entre 0,5 e 4,0 cm. Esse colúvio é sustentado pelo arenito da Formação Cabeças; localmente, algumas fraturas que cortam esses arenitos, contém opala (Figura 02).

Essas opalas preciosas têm cor básica branca, com cores do jogo-de-cores laranja-esverdeado, laranja-avermelhado e multicoloridos, principalmente nos padrões *flashfire* e *broad flashfire*, mostrando ainda o padrão *pinfire*, segundo a classificação de Downing (1992). Apresentam boa transparência; D 6,5; d 2,00-2,21; isotrópicas; algumas amostras exibem uma reação à fluorescência sob luz ultra-violeta em ondas curtas, mas permanecem inertes sob ondas longas, sendo inerte também sob o filtro Chelsea. Segundo análises de DRX, mineralogicamente são classificadas como opala amorfa, segundo a proposta de Flörke (1995), com uma banda larga típica, tendo $d=3,9 \text{ \AA}$ (Figura 03), semelhante às demais ocorrências de opalas preciosas da região de Pedro II (Moura, 1982; Rosa, 1988; Gomes, 1990). Ao infravermelho, exibe os três conjuntos de bandas que caracterizam as opalas (Marel & Beutelspacher, 1976) variando de amostra para amostra para: banda de vibração de estiramento da H_2O livre (de 3450 a 3469 cm^{-1}); banda de vibração de deformação da água livre (de 1.632 a 1638 cm^{-1}) e as três bandas do SiO (vibração de estiramento, de 1099 e 1104 cm^{-1} ; vibração de estiramento de 787 e 790 cm^{-1} , e vibração de deformação de 472 e 474 cm^{-1}), (Figura 04). As curvas de ATD exibem um padrão único, com uma banda endotérmica entre 50 e 350° C, relacionada com a perda de água, sem transformações estruturais (Figura 05). Já a curva da ATG mostra uma perda contínua de massa entre 150 e 700° C, entre 3,1 a 3,8% em peso, também devido a perda da água (Figura 06).

Conclusões

A opala preciosa do garimpo Chã do Lambedor apresenta uma cor básica branca, boa transparência, dureza 6,5 e teor de água entre 3,1 e 3,8%. Análises de DRX, ATD/TG e IV mostraram padrões típicos de opala-A. Essas opalas apresentam jogos-de-cores com os padrões *flashfire*, *broad flashfire* e *pinfire*, os quais são bastante apreciados pelo mercado.

Agradecimentos

Ao empresário Juscelino Araújo de Souza, pela doação das amostras usadas neste trabalho. Ao Grupo de Mineralogia Aplicada/DGP/CG/UFPa pela possibilidade de realizar o

presente estudo. Aos profs. Drs. Thomas Scheller e Rômulo Angélica, à técnica em difração de raios X Walmeire Melo, aos colegas mestrandos Carmen Rocha e Nélio Resende; ao doutorando Oscar Fernandez e ao amigo Carlos Cassini.

Referências Bibliográficas

- Downing, P. B. 1992. *Opal - Identification and value*. Tallahassee, Majestic Press, 210p.
- Flörke, O. W. 1995. Silicodioxide - SiO₂ - minerals. *Mitt. Österr. Miner. Ges.* 140: 9-34.
- Góes, A. M. 1995. *A Formação Poti da Bacia do Parnaíba*. IG/USP. Tese Doutor., São Paulo. 175p.
- Góes, A. M. de O.; Travassos, W. A. S.; Nunes, K. C. 1993. *Projeto Parnaíba -Reavaliação da Bacia e Perspectivas Exploratórias*. Belém. PETROBRÁS/DENOR, 3 vols.
- Gomes, E. R. 1990. *Contribuição à mineralogia, geoquímica e gênese das opalas de Pedro II, Piauí*. UFPa. Belém. CG/DGP/TCC, 94 p.
- Gomes, E. R. & Costa, M. L. da. 1992. Contribuição à gênese das opalas de Pedro II (Piauí)., SBG, Cong. Bras. Geol., 37, *Anais*. São Paulo, Vol 2. p 116.
- Gomes, E. R. & Costa, M. L. da. 1994. Contribuição à gênese das opalas de Pedro II (Piauí). *Geochim. Brasil.*, 8 (1): 79-98.
- Marel, H. W. Van Der & Beutelspacher, H 1976. *Atlas of infrared spectroscopy of clay minerals and their admixtures*. Amsterdam. Elsevier, 396p.
- Moura, F. de F. 1982. *Mineralogie des opales precieuses de Pedro II, Bresil – Contribution a la connaissance*. C.E.S.E.V., 17 p.
- Oliveira, J. C. de; Cardoso, C. E. T.; Quinho, J. de S.; Amorim, H. J. (1979) *Projeto Opala em Pedro II*. Relatório final, Recife, DNPM/CPRM, 2 vols.
- Rosa, D. B. 1988. *Les gisements d'opales nobles de la region de Pedro II, dans l'etat de Piauí*. Nancy, Th. Docteur, INPL/ENSG, 327 p.

Mineralogia da Opala Laranja de Buriti dos Montes, Piauí

Érico Rodrigues Gomes - grupo de mineralogia aplicada/cpgg/cg/ufpa, bolsista cnpq
ericorg@vento.com.br; ergomes@ufpa.br; ericorg@hotmail.com

Marcondes Lima da Costa - grupo de mineralogia aplicada/cg/cg/ufpa, pesquisador cnpq
mlc@ufpa.br

Introdução

No Brasil são conhecidas principalmente aquelas opalas provenientes da região de Pedro II, Piauí, enquanto que as opalas laranjas aqui estudadas, encontradas nas proximidades do povoado Tranqueira, município de Buriti dos Montes (230 km a leste da capital, Teresina, Piauí; figura 01), ainda são praticamente desconhecidas da literatura. Há apenas um registro em Rosa (1988) e uma pequena nota de Johnson & Koivula (1999). A primeira descoberta dessas opalas laranjas deve-se a um morador da região que saiu atrás do gado seguindo a trilha deixada pelo pisoteio dos animais, quando encontrou algumas pedras amarelas e laranjas, posteriormente identificadas como opalas (Monte, com. verbal, 1999).

Há notícias informais de que essas opalas tenham sido exploradas, de forma intermitente, desde 1946, alternadamente por empresários e/ou garimpeiros piauienses, cearenses e mineiros. Historicamente, nos diversos períodos em que isso aconteceu, foram utilizadas técnicas e equipamentos rudimentares. Atualmente uma empresa do estado de Minas Gerais detém os direitos de pesquisa mineral e lavra. A lavra é feita utilizando-se um trator com retroescavadeira, que abre trincheiras em busca da mineralização; esta ao ser localizada, tem o seu capeamento estéril retirado com um trator de esteira. Em seguida lava-se a zona mineralizada, sendo o minério coluvionar, peneirado, lavado, quando então é realizada a catação manual da opala.

A geologia da região em que essas opalas laranjas ocorrem, faz parte da Bacia do Parnaíba, que aqui é representada estratigraficamente pelo Grupo Serra Grande (Siluriano), constituído de arenitos, siltitos, folhelhos e conglomerados. Inseridos nos sedimentos desse grupo, ocorrem rochas ígneas básicas correspondentes à Formação Sardinha, representadas pelos diques básicos (Góes, 1995).

A opala laranja é encontrada principalmente em depósitos primários, na forma de vênulas e veios encaixados discordantemente nos arenitos do Grupo Serra Grande. As principais ocorrências estudadas foram denominadas de 01, 02 e 03 (figura 01). As ocorrências 01 e 02 estão associadas aos diques com direção N330°. Estes são constituídos de uma rocha de coloração creme, com espessura de um a dois metros, afanítica, porfírica, microfalhada e fraturada principalmente no contato com a rocha encaixante. A opala ocorre tanto preenchendo essas feições rúpteis como cimentando uma brecha escura, densa, constituída de concreções goethíticas, disposta na zona de

contato entre o dique e a rocha hospedeira. Na ocorrência 03, o principal jazimento, a rocha encaixante está silicificada no contato com o veio mineralizado, destacando-se na topografia como um morrote alinhado. Nesta ocorrência, associados à opala, encontram-se veios de quartzo, apresentando-se em cristais hexagonais, bipiramidais, nas variedades leitoso, hialino e prásio; ao lado, foi encontrado um colúvio mineralizado, de onde inicia um paleocanal, que é depósito secundário.

Materiais e Métodos

Amostras de opalas das várias qualidades e tonalidades de cores foram obtidas em diversas viagens realizadas pelo primeiro autor, sendo selecionadas 16 amostras representativas para esse estudo a partir de um lote com 50 kg de opalas brutas e outro lote com 300 unidades de opalas lapidadas. Os dados apresentados são de cinco amostras, que caracterizam os vários estágios de cristalinidade, obtidos nos laboratórios do Grupo de Mineralogia Aplicada (DGP/CG/UFPa). As análises consistiram de difração de raios-x (difratômetro Philips, modelo PW 3710, com goniômetro PW 1050, tubo de cobre, tensão de 45 kv, corrente de 40 mA, varredura contínua, amostragem de $0,02^\circ$ (2θ) e intervalo de $4^\circ - 65^\circ$ (2θ); análises térmicas diferenciais e gravimétricas (ATD/TG), foram realizadas simultaneamente num equipamento modelo PL-STA, com 20 mg de amostra aquecida no intervalo entre 50° e 1.100° C e uma taxa de aquecimento de 10° C/min. ; após ATD/TG, as amostras foram novamente analisadas por DRX; espectroscopia de infravermelho (IV), em pastilha prensada com 0,8 mg de opala e 200 mg de KBr, com varredura realizada num espectômetro Perkin Elmer FT-7700 e; testes físicos e gemológicos.

Características Gerais e Gemológicas

As cores básicas dessas opalas laranjas apresentam-se nas tonalidades amarelo-claro água, amarelo-claro, amarelo, amarelo-laranja, laranja, laranja-avermelhado, vermelho, vermelho-escuro e vermelho-amarronzado conforme a classificação de Downing (1992), além de azul-claro e branca. Somente a opala azul-clara apresenta jogo de cores, com delicadas cores lilás a azuladas; tem boa transparência, sendo que as cores vermelho-escuro e vermelho-amarronzada são menos transparentes; $D = 6,5$; d oscila entre 2,08 e 2,20; índice de refração é 1,455 (+0,005, -0,015); isotrópicas; não foi observado reação à fluorescência sob luz ultra-violeta, sendo inerte também sob o filtro Chelsea.

As análises de DRX permitiram classificá-las como opala amorfa (opala -A) e diversos estágios intermediários até opala cristobalita-tridimita (opala-CT), segundo a proposta de Flörke (1995). Elas estão ordenadas segundo o grau de cristalinidade. A opala-A caracteriza-se por uma banda larga e difusa ($d=4,10\text{Å}$; e um incipiente pico em $2,51\text{Å}$; amostra ergbd4); a amostra ergbd3 já apresenta um estágio intermediário para opala-CT, indicado pelas distâncias interplanares

$d=4,34\text{\AA}$; $4,11\text{\AA}$; $2,50\text{\AA}$ e fracos picos em $2,05$ e $1,62\text{\AA}$; por sua vez na amostra ergbd7 estão individualizadas as principais distâncias interplanares da opala-CT ($d=4,30\text{\AA}$; $4,10\text{\AA}$ e $2,50\text{\AA}$), bem definidos, e ainda picos em $2,05$ e $1,62\text{\AA}$, com menor definição; estes estão todos mais intensos na amostra ergbd8; enquanto que a opala opvtr-2, a mais típica opala-CT, além de todas as distâncias interplanares acima, observa-se também $d=3,84$ e $1,61\text{\AA}$ (Figura 02).

Após a ATD/TG, o difratograma da amostra ergbd4 exibe um estágio de transição bastante avançado para opala-CT, passando a apresentar as principais distâncias interplanares dessa opala ($d=4,30$; $4,10$; $2,50$; $2,05$ e $1,64\text{\AA}$). A amostra ergbd7, agora é uma típica opala-CT, com todos os picos bem definidos ($d=4,31$; $4,08$; $3,85$; $2,50$; $2,05$ e $1,64\text{\AA}$) enquanto que a opala opvtr-2 não apresentou alteração ($d=4,31$; $4,09$; $3,87$; $2,49$; $2,09$; $2,05$; $1,63$ e $1,61\text{\AA}$), (Figura 03).

Todas as amostras apresentaram sob infravermelho uma faixa de variação dentro do espectro da opala (Marel & Beutelspacher, 1976), exibindo os conjuntos de bandas: de vibração de estiramento da água livre (de 3447 a 3462 cm^{-1}), de vibração de deformação da água livre (de 1637 a 1640 cm^{-1}), e as três bandas do SiO (vibração de estiramento entre 1099 e 1104 cm^{-1} , vibração de estiramento entre 787 e 790 cm^{-1} , e vibração de deformação entre 472 e 474 cm^{-1}), (Figura 04).

A curva da ATG mostra uma perda contínua de massa, sendo as análises reunidas em dois conjuntos: num deles, essa perda é acentuada entre 100 e 650° C , e o outro conjunto, representado pela amostra ergbd8, onde a perda maior ocorre entre 40 e 440° C ; o teor de água dessas opalas oscilam entre $3,7$ e 10% (Figura 05). Na curva da ATD, os resultados exibem padrões distintos: uma banda endotérmica larga e arredondada (amostra ergbd4), outra banda endotérmica larga e assimétrica (amostra opvtr-2), ambas na mesma faixa de temperatura, entre 40 e 360° C ; as amostras ergbd3 e ergbd9 além de exibir o padrão da amostra ergbd4, mostram também uma banda exotérmica entre 400 e 700° C ; a amostra ergbd7, em 320° C , individualiza um pico exotérmico enquanto a amostra ergbd8 apresenta uma banda endotérmica entre 40 e 300° C , sendo que o espectro a partir da temperatura de 850° C até a temperatura final de 1.100° C apresenta uma curva ascendente (Figura 06).

Conclusões

Os estudos realizados mostram que a opala laranja, com cores básicas que vão do amarelo-claro ao vermelho-amarronzado, destaca-se por apresentar boa transparência, D 6,5 e teor de água entre $3,7$ e 10% , exibindo diferentes estágios de cristalinidade, da opala-A até opala-CT. Somente foi observado jogo de cores na opala azul-claro.

Ao infravermelho, mostram os espectros característicos da opala. Os diferentes estágios de cristalinidade e teores de água são refletidos nas diferentes bandas endotérmicas obtidas pela ATD, refletindo a desidratação dessas opalas. No caso da opala-A, seu espectro é semelhante aos

espectros das opalas preciosas de Pedro II (Gomes & Costa, 2001); o pico exotérmico exibido pela ATD mostra a transformação estrutural de opala-A para opala-CT, o que é confirmado pela DRX posterior à análise térmica. As amostras de opala-CT após serem submetidas à temperatura de 1.100 °C nas análises térmicas, permanecem como tal, enquanto que nas opalas-A e de níveis intermediários de cristalinidade há um rearranjo estrutural com aumento da cristalinidade nas mesmas, como mostram os difratogramas das amostras ergbd4, ergbd7 e opvtr-2.

Em 24 meses de observações em diferentes amostras de opalas brutas e lapidadas, na temperatura ambiente, observou-se que algumas amostras craquearam e outras, não; as análises mineralógicas evidenciaram que as amostras de opala-A permaneceram estáveis, enquanto que aquelas opalas de fases de cristalinidade intermediárias, foram ao mesmo tempo seguidas de um craqueamento progressivamente mais intenso, quanto maior é sua cristalinidade, ou seja, maior a cristalinidade, maior o craqueamento. Assim recomenda-se a opala-A para a indústria joalheira.

Embora não exerçam o fascínio das opalas preciosas de Pedro II, as opalas laranjas de Buriti dos Montes tem sido bastante apreciadas, apresentando-se como mais uma variedade de opala gemológica piauiense, praticamente a única região produtora dessa gema no Brasil. Isso mostra que a atividade termal resultante das manifestações subvulcânicas básicas em contato com os sedimentos paleozóicos da Bacia do Parnaíba, proporcionou um ambiente especial para a formação de opalas.

Agradecimentos

À família Soares dos Montes pela acolhida durante os trabalhos de campo. À Prefeitura Municipal de Buriti dos Montes, pelo apoio logístico. Ao Grupo de Mineralogia Aplicada/DGP/CG/UFPa pela possibilidade de realizar o presente estudo. Aos profs.drs. Thomas Scheller e Rômulo Angélica, à técnica em difração de raios X Walmeire Melo, aos colegas mestrandos Nélio Resende e Carmen Rocha; ao doutorando Oscar Fernandez e ao amigo Carlos Cassini.

Referências Bibliográficas

- Downing, P. B. 1992. *Opal - Identification and value*. Tallahassee, Majestic Press, 210p.
- Flörke, O. W. 1995. Silicodioxide - SiO₂ - minerals. *Mitt. Österr. Miner. Ges.* 140. pp 9-34.
- Góes, A. M. 1995. *A Formação Poti da Bacia do Parnaíba*. IG/USP. Tese Doutor., São Paulo. 175p.
- Gomes, E.R. & Costa, M.L. da. 2001. Orange Opals from Buriti dos Montes, Piauí, Brazil. *Rev. Pesq. Pós-Grad./ UFOP* (no prelo)
- Johnson, M. L. & Koivula, J. I. 1999. Opal in matrix from Brazil. *Gems & Gemology*, 35 (1): 53.
- Marel, H. W. Van Der & Beutelspacher, H. 1976. *Atlas of infrared spectroscopy of clay minerals and their admixtures*. Amsterdam. Elsevier, 396p.
- Monte, W. S. 1999. *Comunicação verbal*.
- Rosa, D. B. 1988. *Les gisements d'opales nobles de la region de Pedro II, dans l'etat de Piauí*. Nancy, These Docteur., INPL/ENSG, 327 p.

O Fogo do Piauí: uma Opala Laranja com 23.000 ct

Érico Rodrigues Gomes - grupo de mineralogia aplicada/cpgg/cg/ufpa , bolsista cnpq
ericorg@vento.com.br; ergomes@ufpa.br ; ericorg@hotmail.com

Marcondes Lima da Costa - grupo de mineralogia aplicada/cg/cg/ufpa, pesquisador cnpq
mlc@ufpa.br

Introdução

Entre as diversas ocorrências mundiais de opalas, são conhecidas tradicionalmente as opalas laranjas do México e as opalas preciosas da Austrália; ambas são exploradas há mais de um século (Downing, 1992; Smallwood, 1997). Nas ocorrências mexicanas destacam-se entre os espécimes encontrados, uma estátua do *Deus Sol* e uma escultura do último imperador *azteca*, Cuahtemoc, feita de um riolito negro intensamente incrustado de diminutas opalas vermelhas, verdes, azuis e amarelas, pesando 16.875,0 ct., o que mostra a importância da opala na cultura daquela civilização (Zeitner, 1989). Bariand et al. (1992) citam uma opala laranja pesando 143,2 ct., encontrada no México e uma opala preciosa pesando 61,3 kg., *the Panther Opal*, posteriormente dividida em três partes, que foi encontrada na Austrália. Zeitner (op.cit.), relata uma opala preciosa pesando 17.700,00 ct., denominada de *The Olympic Australis*. Souza (1985) e Galvão (com. verbal, 2000), citam uma pepita de opala preciosa, pesando 4.700 gramas (23.500,0 ct.), encontrada no garimpo da Roça, município de Pedro II, Piauí, que hoje pertence ao acervo do Museu de História Natural, em Londres. Koivula & Kameling (1990) analisaram uma excepcional pepita de opala preciosa branca, pesando 737,5 gramas (3.687,5 ct), proveniente da mina do Boi Morto, também em Pedro II, denominada de *Galaxy*.

Recentemente, foi encontrada uma fantástica pepita de opala laranja na localidade Tranqueira, município de Buriti dos Montes (Piauí), pesando 23.000 ct. Um fato raro, como se vê, pelos dados antes apresentados, das diversas pepitas de opalas já citadas na literatura. Para opala com propriedade similar, Downing (op. cit.) propõe a denominação de opala laranja. Nesse trabalho será utilizada essa denominação para se descrever esta peça, proveniente de uma área que produz opala laranja, em períodos irregulares, desde os anos 40. Essa região localiza-se na porção nordeste do estado do Piauí, a cerca de 230 km da capital, Teresina, nordeste do Brasil (Figura 01).

A área de influência do município de Buriti dos Montes, está geologicamente inserida na Bacia do Parnaíba, sendo representada pelo Grupo Serra Grande (Siluriano), que segundo Góes (1995) é constituído de arenitos, siltitos, folhelhos e conglomerados, sobrepostos discordantemente pelos sedimentos devonianos (arenitos, siltitos e folhelhos), do Grupo Canindé. Todas essas unidades sedimentares foram afetadas por um magmatismo fissural, expressando-se na forma de

soleiras e diques (Caldasso & Hama, 1978). No entorno do povoado de Tranqueira foram catalogadas várias ocorrências de opalas laranjas, sendo encontrada num depósito secundário a pepita objeto deste estudo. Ela encontrava-se a cerca de 5 m de distância de um veio mineralizado com opala. Trata-se de depósito de paleocanal, que na base de sua porção central apresenta uma lente com seixos e blocos de arenito, quartzo e opala, dentro de uma camada arenosa que grada para areno-argilosa no topo. A lente mineralizada situa-se numa profundidade que varia de 0,5 a 2,0 metros.

Foram realizadas as seguintes análises: determinações mineralógicas por difração de raios-x, ATD/ATG, espectroscopia ao infravermelho e caracterizações gemológicas nos laboratórios do Grupo de Mineralogia Aplicada/ Departamento de Geoquímica /CG/UFPa; análises químicas por via úmida (gravimetria, volumetria e colorimetria) no DGP/CG/UFPa, por ICP-AES (na empresa Lakefield-Geosol Ltda); análises morfológicas e microquímicas por MEV/EDS (LME/MPEG).

Características Gerais e Gemológicas

A pepita aqui estudada pesa 23.000,00 ct. (4.600,00 gramas) e mede 22,5 X 15,0 X 12,5 cm. Não apresenta jogo-de-cores. Sua cor, sob luz direta/refletida é laranja-amarronzada, e sob a luz indireta/transmitida é vermelha (Figuras 2 e 3). Sua transparência é boa. D 6,5; d 2,130 e índice de refração de 1,435. Não se observou qualquer reação à fluorescência sob luz ultravioleta, permanecendo inerte tanto sob ondas curtas como sob ondas longas; sob o filtro Chelsea também se apresenta inerte; isotrópica. Sob lupa de 10X e 40X, não foi observado qualquer inclusão. Observou-se uma única fratura seca e um conjunto de fraturas cicatrizadas pela opala incolor (Figuras 4 e 5). O exemplar denota um polimento natural, em decorrência do transporte e /ou de ter sido polido pela água corrente, quando exposto ao colúvio, fato mais provável. Mas exhibe também sinais externos de polimento mecânico e algumas fraturas conchoidais.

Os difratogramas de raios X revelam que sua cristalinidade encontra-se num estágio intermediário entre opala-A e opala-CT, segundo a proposta de Flörke (1995), pois mostram uma banda larga com $d=4,1\text{\AA}$, mas com um pico já definido, e um segundo pico com $d=2,51\text{\AA}$ característico da opala CT. Após a corrida na análise de ATD/TG, onde alcançou-se 1.100°C , um novo difratograma revelou que não houve alteração em sua cristalinidade, permanecendo assim estável nesta faixa de temperatura no tempo da corrida (Figura 6). A curva da ATG mostra uma perda em massa contínua entre 50 e 700°C , equivalente a aproximadamente 4% em peso, relativo a água contida. Já a curva da ATD exhibe uma banda larga e arredondada, endotérmica entre 50 e 500°C (Figura 7). O espectro de infravermelho mostra-se característico da opala, semelhante aos resultados obtidos por Jones & Signit (1971) e Farmer (1974), exibindo as bandas de vibração de

estiramento da H₂O livre em 3456 cm⁻¹, de deformação da H₂O livre em 1634 cm⁻¹ e as bandas diagnósticas do SiO: 1104, 790 e 471 cm⁻¹ (Figura 8).

Quimicamente a pepita de opala laranja aqui estudada é constituída de SiO₂, (92,76 %), H₂O como P. F. (5,69 %), Al₂O₃ (1,19 %). Fe₂O₃ e TiO₂ (na ordem de 0,2 %), sendo praticamente desprovida de P₂O₅, Ca, Na, K, Mg e Mn, com teores abaixo de 0,02 %. Entre os elementos traços apenas Ba (483 ppm), Cu (12 ppm), Sr (7,8 ppm) e Zr (7,9 ppm) apresentam valores acima dos limites de detecção dos métodos utilizados.

Conclusões

Esse espetacular espécime de opala laranja destaca-se por ser provavelmente a maior opala laranja do mundo até então registrado na literatura, apresentando uma dureza relativamente alta, com D 6,5; cristalinidade intermediária - num estágio inicial - entre opala-A e opala-CT; quimicamente ressalta-se seu elevado teor de bário e um teor de água em torno de 4,0 %. No entorno do povoado de Tranqueira foram identificados três veios que continham o mineral barita: em um deles a barita está associada com a opala e nos outros com o quartzo. Esse ambiente geológico enriquecido em bário poderia explicar o alto teor deste elemento presente nessa opala, e ainda indicar a sua filiação ao mesmo.

Agradecimentos

Ao Grupo de Mineralogia Aplicada/DGP/CG/UFPa pela possibilidade de realizar o presente estudo. Aos profs.drs. Thomas Scheller e Rômulo Angélica, à técnica em difração de raios X Walmeire Melo, ao químico Natalino Valente. À Dra. Dilce Rosseti, coordenadora dos laboratórios institucionais (MPEG) e ao Dr. Hilton Costi (LME/MPEG) pela acolhida; aos colegas mestrandos Nélio Resende e Carmen Rocha; ao doutorando Oscar Fernandez e ao amigo Carlos Cassini.

Referências Bibliográficas

- Caldasso, A.L.S. & Hama, M. 1978. Posicionamento estratigráfico das rochas básicas da Bacia do Parnaíba. In: SBG, Cong. Bras. Geol., Recife, 1978. *Anais ...*, Recife, SBG, v. 2, p. 567-568.
- Bariand, P.; Poirot, J. P.; Fritschie, E. 1992. *The Larousse Encyclopedia of precious gems*. N.York, VNR Press, 248p
- Downing, P. B. 1992. *Opal - Identification and value*. Tallahassee, Majestic Press, 210p.
- Farmer, V. C. 1974. *The Infrared spectra of minerals*. Min. Soc. Monog. 4. London, 539p.
- Flörke, O. W. 1995. Silicodioxide - SiO₂ - minerals. *Mitt. Österr. Miner. Ges.* 140: 9-34.
- Galvão, R. D. 2000. *Comunicação verbal*.
- Góes, A. M. 1995. *A Formação Poti da Bacia do Parnaíba*. IG/USP. Tese Doutor., São Paulo. 175p.
- Jones, J.B. & Segnit, E.R. 1971. The nature of opal—nomenclature and constituent phases. *J.Geol.Soc.Aust.*, 18:57-68.
- Jones, J.B., Segnit, E.R. ; Nickson, N.M. 1963. Differential thermal and x-ray analysis of opal. *Nature*, 4886:1191
- Smallwood, A. 1997. A new era for opal nomenclature. *Austral. Gemm.* 19: 486-496.
- Souza, W. C. 1985. *Perfil analítico da opala*. Brasília. DNPM. Bol., no. 57, 44p.
- Koivula, J. I. & Kameling, R. C. 1990. Exceptionally large white opal. *Gems & Gemology*, Winter, pp:304-305.
- Zeitner, J. C. 1989. Opals that made history. *Lapidary Journal* 43 (3):23-30.

Inclusões na Opala Laranja de Buriti dos Montes, Piauí

Érico Rodrigues Gomes - grupo de mineralogia aplicada/cpgg/cg/ufpa, bolsista cnpq
ericorg@vento.com.br; ergomes@ufpa.br; ericorg@hotmail.com

Marcondes Lima da Costa - grupo de mineralogia aplicada/cg/cg/ufpa, pesquisador cnpq
mlc@ufpa.br

Introdução

As opalas laranjas são encontradas nos arredores do povoado Tranqueira, município de Buriti dos Montes, Piauí, 230 km a leste da capital do estado, Teresina. Sua exploração iniciou na década de 40, tendo sido trabalhada de forma episódica por garimpeiros e/ou empresas de mineração cearenses, piauienses e mineiras. Representam pelo tempo que vem sendo explotadas e principalmente pela sua qualidade gemológica, a mais importante ocorrência de opala laranja do Brasil.

A opala laranja estudada tem sua cor básica abrangendo vários espectros do amarelo ao vermelho: amarelo claro água, amarelo claro, amarelo, amarelo laranja, laranja, laranja avermelhado, vermelho, vermelho escuro e vermelho amarronzado, além do azul claro. Comumente tem boa transparência; não exibem jogo-de-cores, exceto a variedade azul claro que apresenta um delicado jogo de cores lilás a azulado; mineralogicamente são do tipo opala amorfa (opala-A) e opala cristobalita-tridimita (opala-CT), contendo diversas fases de cristalinidade intermediária entre ambas (Gomes & Costa 2000; 2001).

As imagens das inclusões aqui estudadas, foram obtidas no Laboratório de Petrografia Sedimentar/IG/USP, utilizando-se do programa para captação de imagens Leica QWIN 550 e câmera SONY XC-003P para captação de imagens a partir do estereomicroscópio SV11, da Zeiss.

O conhecimento do conjunto de inclusões características de determinada gema é um importante instrumento para sua diferenciação das demais ocorrências mundiais. No caso da opala laranja, a única ocorrência expressiva conhecida encontra-se no México, onde é explotada desde a civilização azteca, entre os anos 1320 e 1520 (Zeitner, 1989; Spencer et al., 1992; Downing, 1992).

Em função da grande maioria das opalas encontradas em todo o mundo não ter inclusões ou estas não poderem ser observadas devido a gema envolvente não apresentar boa transparência (Gubelin & Koivula, 1986), somente em 1986 é que foram descritas inclusões em opalas, identificando-se bravoíta em opala preciosa brasileira; partículas finas do arenito encaixante, em opalas australianas e, principalmente, identificadas inclusões sólidas de hornblenda, quartzo, goethita e inclusões bi e trifásicas (Gubelin & Koivula, op. cit.) em opalas laranjas mexicanas, enquanto Smith (1990), analisou uma amostra de opala laranja preciosa, possivelmente mexicana, contendo uma inclusão atípica, com o formato de ovo (9,0 x 12,5 mm).

As Inclusões

As mineralizações de opalas provenientes da região de Buriti dos Montes ocorrem na forma de vênulas e veios relacionados aos diques de rocha básica, afaníticos, porfiríticos, encaixados discordantemente em arenitos pertencentes ao Grupo Serra Grande, integrante da Bacia Sedimentar do Parnaíba. Associados às opalas, localmente encontram-se veios de quartzo e goethita, esta, localizada entre os cristais de quartzo e a opala ou recobrando parcialmente a base dos cristais de quartzo ou formando concreções entre o dique de rocha básica e o arenito encaixante. Neste caso em que formam as concreções, as mesmas apresentam-se brechadas, sendo essas brechas cimentadas pela opala ou quartzo.

As inclusões identificadas, obtidas de 239 amostras com inclusões, foram classificadas como:

1. arenito: porções do arenito encaixante aprisionadas pela opala. São de granulometria fina, coloração normalmente avermelhada, sendo comumente envolvido por uma fina camada branca, e classificados como:
 - tubo ou canal: conduto alongado, recurvado, mais ou menos cilíndrico, podendo estar vazio ou parcialmente preenchido pelo arenito (figura 1);
 - vermicular: caracteriza-se pela presença de uma grande quantidade de tubos preenchidos pelo arenito (figura 2);
 - banco de coral: estruturas semelhantes aos bancos de corais, com aspecto botrioidal, nas cores vermelha, branco, cinza, amarronzado e negro; geralmente é encontrado quando grandes porções (maiores que 1,0 cm) do arenito são envolvidas pela opala (figuras 3 e 4);
 - estalactite, estalagmite e coluna: são semelhantes às estruturas colunares formadas respectivamente no teto ou no solo ou pela junção destas, no interior das cavidades subterrâneas pelo gotejamento da água subterrânea rica em materiais dissolvidos da rocha hospedeira (figuras 5 e 6);
 - bolha: com forma arredondada ou ovalada, com diâmetro entre 5 e 20 mm, translúcidas a opacas, com coloração branca ou creme ou cinza claro, podendo encontrar-se fraturada, exibindo coloração avermelhada na fratura. Às vezes são envolvidas por uma fratura que circunda toda a bolha, tipo uma “redoma”, sendo encontradas também associadas, fraturas de tensão e microconcreções gretadas. É uma estrutura zonada, tendo um núcleo avermelhado, de arenito menos alterado, e uma fina zona de borda ou de contato ou de reação com a opala, que confere cor à bolha. A identificação de uma amostra por DRX revelou quartzo, caulinita e goethita (figuras 7 e 8);

- irregular: são aquelas inclusões com aspecto terroso, granular, onde o arenito encaixante apresenta-se de modo característico, como tal (figura 9);
2. craqueamento: é um conjunto de diminutas fraturas que iniciam na borda de uma opala; vão tornando-se mais intensas, maiores e ao mesmo tempo avançam em direção ao núcleo da amostra, chegando até, em alguns casos, a fragmentar toda a amostra. São resultantes da desidratação da opala (figura 10);
 3. estrutura de fluxo: uma estrutura normalmente concêntrica ou com tendência a essa estruturação, resultante do fluxo da solução rica em sílica, com alta viscosidade, pela fratura do arenito encaixante; externamente essas amostras exibem um aspecto curvo, retorcido (figura 11);
 4. fraturas: foram classificadas em:
 - cicatrizadas: estas fraturas são preenchidas comumente pela opala incolor (raramente branca e vermelha), com espessura de até um milímetro; podem apresentar duas direções de fraturamento que formam um ângulo que varia de 40° a 60°. Em uma amostra estudada, esse cimento também apresenta-se microfraturado (figuras 12 e 13);
 - dendrítica: são fraturas onde a solução infiltrante distribui-se de forma irregular no plano da fratura, mas mantendo uma mesma estruturação, geralmente já individualizando pequenas porções do material infiltrante e, exibindo uma textura geral dendrítica (figura 14);
 - de tensão: são aquelas fraturas, circulares ou com tendência a tal, internas, secas, associadas a uma inclusão (figura 15);
 - secas: estas fraturas não contém qualquer preenchimento; geralmente são retilíneas, sendo sua origem possivelmente associada aos impactos sofridos pela opala;
 5. mancha de cor: é uma variação na cor básica predominante de uma determinada amostra de opala. É representada por uma porção de opala laranja junto com opala amarela ou opala laranja com opala vermelha amarronzada ou opala vermelha com opala amarela, e ainda, por porções de opala vermelha envolvidas pela opala amarela. Em uma amostra, entre a fração vermelha e a fração amarela, há uma película de goethita (?), (figura 16);
 6. plano de concentração de deformação: feição caracterizada por planos descontínuos e retilíneos, normalmente associado a outros planos, paralelos, formando um conjunto deles, aqui denominado de *feixes*; uma amostra exhibe duas direções principais, que formam ângulo de 80° graus. Em seção polida, perpendicular ao plano de concentração de deformação, apresenta uma linha de coloração branca a creme, como se houvesse uma cuminação da opala. A linha de contorno desse plano pode ser bem definida, reta ou irregular ou com aspecto botrioidal (figuras 17 e 18);
 7. teia: estrutura constituída de goethita (?) ou goethita junto com o arenito de granulometria fina, com cor amarronzada a avermelhada, dispostos de forma alongada e/ou acicular, entrelaçados,

sem direção predominante, semelhante a uma teia; localmente aparece parcialmente envolvida por uma “névoa” (?) branca (figuras 19 e 20);

8. quartzo: na ocorrência em que estas amostras foram coletadas, associados aos veios de opala, encontram-se veios de quartzo, apresentando-se em cristais hexagonais, bipiramidais; quando juntos num mesmo veio, este mostra-se zonado, sendo que o quartzo ocupa a zona externa, as vezes em drusas centimétricas, em contato com o arenito encaixante, enquanto que a opala ocupa a zona central do veio, recobrando os cristais de quartzo. Essa característica é mostrada aqui, representada pelos cristais de quartzo imersos na opala (figuras 21 e 22);
9. goethita (?): apresenta-se na forma de uma película de coloração avermelhada a amarronzada, formada pela união de diminutas “plaquetas” pentagonais a hexagonais, normalmente entre os cristais de quartzo e a opala; localmente foi observada entre as opalas de cores básicas vermelha e amarela. É comum encontrarmos pseudomorfos de quartzo, onde a sílica formadora do quartzo foi solubilizada, permanecendo a película de goethita que recobria esse cristal, com o formato do mesmo (figuras 23 e 24);

Conclusões

O conjunto das inclusões aqui descritas: arenito, craqueamento, estruturas de fluxo, fraturas, manchas de cor, plano de concentração da deformação, teia, quartzo e goethita, são um reflexo do ambiente geológico que estas opalas laranjas se encontram. O conhecimento desse conjunto de inclusões é uma importante contribuição para a definição da assinatura de origem das opalas oriundas das ocorrências localizadas no entorno do povoado Tranqueira, região do município de Buriti dos Montes.

Agradecimento

Ao técnico do Laboratório de Petrografia Sedimentar / IG/USP, Douglas Vivona pela orientação e acompanhamento, durante minha permanência no referido laboratório, para a obtenção das imagens digitais.

Referências Bibliográficas

- Downing, P. B. 1992. *Opal - Identification and value*. Tallahassee, Majestic Press, 210p.
- Gomes, E.R. & Costa, M.L. da . 2000. A Opala Laranja de Buriti dos Montes, Piauí. I Simpósio Brasileiro de Tratamento e Caracterização de Gemas, *Anais ...*, Ouro Preto, p. 35
- Gomes, E.R. & Costa, M.L. da. 2001. Orange Opals from Buriti dos Montes, Piauí, Brazil. *Rev. Pesq.Pós-Grad./ UFOP* (no prelo)
- Gubelin, E. & Koivula J. I.1986. *Photoatlas of inclusions in gemstones*. Zurich, ABD Edition, 532p
- Smith, C.P. 1990. Opal with an unusual inclusion. *Lab Notes. Gems & Gemology*. Fall, p. 222
- Spencer, R. J.; Levinson, A. A.; Koivula, J. I. 1992. Opal from Queretaro, México: Fluid inclusion study. *Gems & Gemology*, 28(1):28-34.
- Zeitner, J. C. 1989. Opals that made history. *Lapidary Journal* 43 (3):23-30.

Caracterização e Gênese da Cobertura laterítica fosfática do Morro do Jandiá-NE do Estado do Pará.

Daniele Freitas Gonçalves¹ & Basile Kotschoubey²

¹UFPA - Curso de Graduação em Geologia - daniele@ufpa.br

²UFPA - Departamento de Geoquímica e Petrologia, Centro de Geociências - basile@ufpa.br

Introdução

O Morro do Jandiá localiza-se na região Bragantina, no NE do Estado do Pará, a 4km a nordeste da localidade de Tracuateua e cerca de 190 km a leste de Belém. Trata-se de uma pequena elevação sustentada por uma couraça laterítica fosfática, pouco destacada numa área de feições geomorfológicas ligeiramente onduladas. De acordo com Costa (2000), o Morro do Jandiá situa-se no domínio da Suíte Intrusiva Tracuateua exposta numa janela de erosão da cobertura sedimentar do Terciário superior composta de sedimentos siliciclásticos do Grupo Barreiras e de calcários e margas da Formação Pirabas. A Suíte Intrusiva Tracuateua, de idade paleoproterozóica (cerca de 2,0 Ga), é constituída fundamentalmente por sienogranitos a duas micas e corpos pegmatíticos e aplíticos subordinados. Os afloramentos de rochas granitóides são, no entanto, escassos na região e limitam-se a algumas pedreiras. Predominam, em superfície, produtos arenosos a argilo-arenosos de coloração clara, comumente micáceos, resultantes da alteração intempérica das rochas granitóides. O estudo mais relevante desenvolvido, por ora, sobre a cobertura laterítica do Morro do Jandiá é devido a Costa (1990). Com base em resultados parciais de investigações ainda em andamento, é proposto aqui um modelo epigenético para a formação da laterita fosfática do Morro do Jandiá. Os métodos analíticos usados no estudo foram a difratometria de raios-x e a petrografia óptica.

Perfil laterítico do Morro do Jandiá

A rocha-matriz não aflora no Morro do Jandiá, porém a cobertura laterítica, dividida em três horizontes, se observa numa espessura de cerca de 12 m.

O horizonte inferior está exposto numa escavação no sopé do morro. É argilo-arenoso, possui coloração rosada a amarelada, e compõe-se essencialmente de quartzo e caulinita, sendo hidróxido de ferro e palhetas de mica fortemente degradada muito subordinados.

O horizonte intermediário exhibe feições areníticas a microconglomeráticas e coloração amarela-esbranquiçada. Consiste basicamente em grãos de quartzo subangulosos a arredondados, mal selecionados, e raras palhetas de mica sustentados por uma matriz friável, de aspecto porcelanado e coloração esbranquiçada. Ao microscópio, os grãos de quartzo mostram fortes sinais de degradação

química como fissuras e golfos de dissolução bem como estruturas esqueléticas. A matriz consiste em um plasma criptocristalino, de coloração bege em luz natural e exibindo texturas coloformes e fluidais. As análises mineralógicas revelaram ser a crandalita-goyazita $(Ca,Sr)Al_3(PO_4)_2(OH)_5 \cdot H_2O$ o principal constituinte da matriz.

O horizonte superior consiste em uma couraça laterítica fosfática, maciça, de espessura métrica, parcialmente desmantelada em grandes blocos. Comporta porções avermelhadas centimétricas a decimétricas de limites nítidos a difusos, que lhe conferem um aspecto manchado a brechóide. Essas porções avermelhadas estão imersas em uma massa esbranquiçada contendo filonetes, bolsões e até nódulos centimétricos de coloração verde escura. As porções avermelhadas são compostas essencialmente de plasma criptocristalino hematita-goethítico, no qual estão inclusos, em quantidades variáveis, grãos de quartzo com bordas irregulares e, localmente, feições esqueléticas, e palhetas de mica degradada. Goethita micro a mesocristalina forma cutanes, filonetes e revestimentos em fissuras e poros. Nas bordas dessas porções ferruginosas, observa-se comumente uma substituição mais ou menos acentuada do plasma hematítico -goethítico por diminutos cristais de hábito fibro-radial a tabular de um mineral fortemente pleocróico (amarelo, vermelho e verde) identificado como mitridatita $(Ca_2Fe_3(PO_4)_3(OH)_4 \cdot 1,55H_2O)$. Este mesmo mineral preenche comumente poros e fissuras nas partes mais internas das zonas ferruginosas. O contato entre as porções ferruginosas e esbranquiçadas é geralmente brusco embora possa localmente ser gradativo.

As porções esbranquiçadas, como as zonas avermelhadas, são porosas e ricas em grãos de quartzo exibindo acentuados sinais de dissolução. A matriz consiste em fosfatos de alumínio, essencialmente wardita $(Na,Ca)Al_3(PO_4)_2(OH)_4 \cdot 2H_2O$ e wavelita $(Al_3(PO_4)_2(OH)_3 \cdot 5H_2O)$ cripto a microcristalinos formando também, comumente, leques e esferólitos com hábito fibro-radial. Ao microscópio, em luz natural, a matriz apresenta abundantes texturas fluidais. Além de compor o fundo matricial das porções esbranquiçadas, os fosfatos de alumínio constituem vênulas geralmente zonadas que cortam as porções ferruginosas e agregados isolados de cristais tabulares ou esferólitos fibro-radiais de mitridatita. Tanto estes últimos como micro-zonas reliquias compostas de hematita/goethita \pm mitridatita sofrem “invasão” e substituição, tanto nas bordas como nas suas partes mais internas, por plasma microcristalino ou por esferólitos de fosfatos de alumínio, exibindo feições esqueléticas.

Discussão e Interpretação

As descrições acima permitem notar que:

1) não há fosfatos na base do perfil de alteração, enquanto que, no horizonte intermediário, ocorre exclusivamente fosfato de alumínio e, no horizonte superior, coexistem fosfatos de ferro e de alumínio.

- 2) em todos os horizontes do perfil ocorrem abundantes grãos de quartzo bem como palhetas de mica degradada, o que sugere que a cobertura formou-se a partir de uma rocha rica nestes minerais, provavelmente uma rocha granitóide.
- 3) as porções ferruginosas no horizonte superior do perfil compõem-se fundamentalmente de hematita e goethita. Tal composição bem como as características texturais e estruturais dessas zonas sugerem tratar-se de porções reliquias de uma crosta laterítica não fosfática.
- 4) as relações de substituição entre as porções hematita-goethíticas, os fosfatos de ferro e os fosfatos de alumínio estão bem definidas: os fosfatos de ferro substituem as porções hematita-goethíticas, porém são substituídos pelos fosfatos de alumínio. Ademais filonetes destes últimos cortam tanto as zonas hematita-goethíticas como as fosfáticas ferruginosas.
- 5) no horizonte intermediário, o plasma fosfático aluminoso preenche fissuras e golfos de dissolução nos grãos de quartzo, o que sugere que ele se formou numa fase tardia da evolução da cobertura de alteração.
- 6) tanto na zona intermediária como no horizonte superior, a matriz fosfática aluminosa exhibe texturas fluidais indicando que houve migração de produtos coloidais no meio.
- 7) que os fosfatos no Morro do Jandiá além de ferruginosos ou aluminosos, são na sua maioria cálcicos.

Com base nas observações acima, a cobertura laterítica fosfática do Morro do Jandiá é interpretada como produto da transformação epigenética, ou seja, da “fosfatização” de uma cobertura laterítica, formada às custas de rocha granitóide da Suite Intrusiva Tracuateua, provavelmente no final do Terciário inferior, e ainda representada pelas porções hematita-goethíticas. A ausência de fosfatos na parte inferior do perfil advoga a favor de uma fonte externa de fósforo e a presença de Ca e Sr nos fosfatos dos horizontes intermediário e superior é sugestiva de uma origem fosforítica desse elemento. Assim, supõe-se que sedimentos fosforíticos contidos no capeamento da cobertura laterítica, provavelmente na Formação Pirabas, foram a fonte do fosfato. A alteração intempérica destes depósitos teria resultado em dissolução dos fosfatos de Ca originais e a sua migração para a couraça laterítica, já fortemente degradada e parcialmente desferrificada, e a zona saprolítica subjacente. Reagindo com os óxi-hidróxidos de Fe da couraça, os fosfatos de Ca teriam formado a mitridatita. No topo da zona saprolítica, a reação dos fosfatos de Ca com a caulinita e/ou gibbsita da matriz original teria causado a formação de fosfatos de Al. A origem dos fosfatos de Al contidos na couraça é mais problemática, pois nada permite afirmar, hoje em dia, que este horizonte superior era originalmente bauxítico ou particularmente rico em minerais aluminosos. Na hipótese de que não havia quantidades elevadas de hidróxido de Al e/ou caulinita na couraça, o alumínio pode ter sido fornecido tanto por argilominerais constituintes dos sedimentos

fosforíticos depositados sobre a cobertura laterítica degradada como pela matriz argilosa envolvendo originalmente fragmentos de couraça ou preenchendo túbulos e outras cavidades nesta.

Conclusão

A laterita fosfática do Morro do Jandiá seria o produto da ‘fosfatização’ de uma cobertura laterítica, talvez aluminosa, desenvolvida sobre rocha granitóide. Este processo teria envolvido a mobilização de fosfato de Ca a partir de sedimentos fosforíticos do capeamento e a substituição gradativa de oxi-hidróxidos de Fe e de Al (?) bem como de caulinita por fosfatos de Fe e Al, em condições bastante parecidas com as que levaram à formação de depósitos fosfáticos coprogênicos em meio pseudocárstico na Amazônia oriental (Maurity & Kotschoubey, 1995; Gonçalves et al., 2001).

Referências Bibliográficas

- COSTA, J. L. 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. CPRM. Castanhal, Folha SA.23-V-C.
- COSTA, M. L. da .1990. Mineralogia, geoquímica, gênese e epigênese dos lateritos fosfáticos de Jandiá, na Região Bragantina(NE do Pará). *Geochim. Brasil.*, 4(1): 85-110.
- GONÇALVES, D. F. & KOTSCHOUBEY, B. 2001. Cobertura de alteração laterítica- bauxítica da Serra do Piriá e fosfatos associados - NE do Estado do Pará.In: SIMP. GEOL. AMAZ., 7. Belém, 2001. Anais... Belém, SBG/NO.
- MAURIYY, C. W. & KOTSCHOUBEY, B. 1995. Evolução recente da cobertura de alteração no platô N1, Serra dos Carajás-PA. Degradação, pseudocarstificação, espeleotemas. *Bol. Mus. Paraense E. Goeldi*, vol. esp.-Carajás, 7:331-362.

Cobertura de Alteração Laterítica- bauxítica da Serra do Piriá e Fosfatos Associados - NE do Estado do Pará.

Daniele Freitas Gonçalves¹; Basile Kotschoubey² e Clóvis Maurity³

¹UFPA - Curso de Graduação em Geologia - daniele@ufpa.br

²UFPA - Departamento de Geoquímica e Petrologia, Centro de Geociências - basile@ufpa.br

³GEP- Grupo Espeleológico Paraense - cloviswm@hotmail.com.

Introdução

A Serra do Piriá situa-se na porção NE do Pará, a aproximadamente 65 km a sudeste de Bragança (Fig.01). Consiste em um estreito platô dissecado, alongado na direção N-S, que segue o baixo curso do rio Piriá (Fig.02). A sua superfície é sustentada por uma possante couraça laterítica ferro-aluminosa, a qual apresenta localmente feições pseudocársticas, em particular grutas desenvolvidas na interface saprólito/couraça. Neste contexto, foram amostrados 2 perfis representativos da cobertura laterítica, amplamente expostos numa escavação da empresa CIBRASA. Foram igualmente coletadas amostras de revestimento de parede numa gruta situada a aproximadamente 500 m dos perfis supracitados. Também foram igualmente amostrados a rocha-matriz e, dentro da gruta, guano de morcegos.

Procurou-se, através deste trabalho, caracterizar a cobertura laterítica que capeia a Serra do Piriá e determinar as condições e fatores que levaram à formação dos fosfatos de Al e Fe presentes na área e assinalados por Costa (1982).

Trabalhos Anteriores:

Dentre os trabalhos enfocando as formações lateríticas da Amazônia Oriental destacam-se os de Costa (1980, 1991) e Costa & Oliveira (1984). Costa(1980), estudou diversas ocorrências lateríticas fosfáticas do NE do Pará e NW do Maranhão (Fig. 01), atribuindo a gênese destas formações à alteração de filitos e xistos do Grupo Gurupi em Cansa Perna e Pirocaua, de rochas pertencentes a complexos félsico-máfico-ultramáficos em Itacupim e Trauíra e a “arenitos” provavelmente fosforíticos em Jandiá. Costa (1991) propôs uma classificação genérica para as lateritas, em função do elemento ou do mineral de maior importância em termos de enriquecimento e significado econômico, distinguindo a categoria de laterita fosfática. Costa & Oliveira (1984) discutiram a geologia, mineralogia e importância econômica de cada ocorrência fosfática no NE do Pará e NW do Maranhão.

Contexto Geológico Regional

O Complexo Maracaçumé de idade pré-cambriana representa o embasamento da região, sendo constituído por gnaisses e migmatitos, corpos anfibolíticos, quartzitos micáceos e xistos associados. Sobrepondo-se a este têm-se a Formação Santa Luzia representada por xistos diversos (granatíferos, estaurolíticos, grafitosos, entre outros), quartzitos bem como ocorrências de crandalita e wavelita. A Formação Gurupi (Pré-cambriano) é representada por metamorfismo de baixo grau (facies xisto-verde) e recobre a Formação Santa Luzia. A Formação Tromaí (Pré-cambriano) composta por corpos granitóides corresponde a um evento de magmatismo posterior a Formação Santa Luzia. Sobrepondo-se a Formação Tromaí encontra-se a Formação Pirabas a qual consiste, sobretudo, de formações carbonáticas miocênicas. Recobrimo esta última estão a Formação Barreiras (Quaternário), constituída por uma sequência siliciclástica composta de argilas muito finas até leitos conglomeráticos, passando por arenitos e siltitos, as Formações Recentes que são depósitos de areias brancas, limpas, acumuladas em corpos de forma alongada, constituídos quase que totalmente de grãos de quartzo, arredondados e com granulação areia fina a média e também as formações lateríticas que ocorrem em toda a região.

Metodologia

Os métodos analíticos empregados foram essencialmente as análises mineralógicas feitas por difratometria de raios-X e microscopia ótica, além de análises térmicas (ATD e ATG) e espectrometria de infravermelho.

Resultados e Discussões

O perfil laterítico representativo da Serra do Piriá com uma espessura em torno de 7 m, comporta da base para o topo os seguintes horizontes: rocha-matriz, horizonte saprolítico, horizonte de transição e horizonte ferruginoso.

A rocha-matriz caracterizada como um filito acinzentado pintalgado de tons amarelados, é composta mineralogicamente por anatásio, caulinita, goethita, hematita e muscovita. Apresenta-se bastante fraturada e friável e exibe uma estrutura laminada reliquiar. O horizonte saprolítico, com espessura em torno de 1,5 m, consiste de um material areno-argiloso amarelado, friável com nódulos e lamelas horizontais e estruturação laminada reliquiar. É composto de anatásio, boehmita, caulinita, gibbsita e goethita, onde predomina a caulinita. O horizonte de transição, com espessura em torno de 2,5 m, constitui um material ferro-aluminoso, avermelhado com texturas laminada, nodular, coliforme, cavernosa e esponjosa. É friável e compõe-se de gibbsita, goethita, caulinita, anatásio e boehmita, com predominância de gibbsita. São encontradas neste horizonte cavidades métricas revestidas com estalactites, delgadas colunas, bem como formas botrioidais e em “couve-

flor”, constituídas por goethita. Ao microscópio, a trama geral corresponde a minerais finos dispersos em um plasma caulínítico-goethítico que exibe uma estrutura reliquiar bandada, estruturas de fluxo, cutanes e textura porosa. Em tais poros encontram-se hematita e gibbsita euédrica, mesocristalina e exibindo um maclamento polissintético. O horizonte ferruginoso, de espessura em torno de 3m, consiste de um material com texturas porosa a cavernosa, laminada, coliforme e friável. No topo deste horizonte ocorrem geodos goethíticos, bolsões oolíticos, fraturas aleatórias preenchidas por cutanes goethíticas e estruturas “box work”. Constituído mineralogicamente por gibbsita, goethita, anatásio, hematita e caulinita, onde predominam hematita e goethita. Ao microscópio a trama geral compreende minerais finos distribuídos em um plasma ferruginoso hematítico/ goethítico que exibe arranjos coliformes e oolíticos e estruturas em córtex.

Os fosfatos associados a couraça laterítica estão presentes somente na porção mediana (horizontes saprolítico e de transição da Gruta do Piriá) da parede da gruta, sob a forma de revestimentos. São eles: esfeniscidita $((\text{NH}_4)\text{Fe}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH})\cdot 2\text{H}_2\text{O})$, leucofosfita $(\text{K}_2(\text{Fe}^{3+},\text{Al})_4(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_2\cdot 4\text{H}_2\text{O})$, estrengita $(\text{FePO}_4\cdot 2\text{H}_2\text{O})$, fosfosiderita $(\text{FePO}_4\cdot 2\text{H}_2\text{O})$ e variscita $(\text{AlPO}_4\cdot 2\text{H}_2\text{O})$. Ao microscópio, estes fosfatos ocorrem em arranjos fibro-radiais preenchendo microfraturas. Esfeniscidita e leucofosfita, foram igualmente encontrados no guano de morcegos.

A análise dos perfis e da rocha-matriz permitiu evidenciar que não há indício de mineral de fosfato na rocha matriz e que a cobertura de alteração da Serra do Piriá é tipicamente laterítica-bauxítica, fortemente diferenciada e não contém fosfatos. A gênese dos fosfatos encontrados no revestimento de parede da Gruta do Piriá foi atribuída à reação química entre o guano rico em fósforo e os oxi-hidróxidos de Al e Fe constituintes da cobertura laterítica-bauxítica após a formação e estruturação desta. Teria havido, portanto, “fosfatização” coprogênica de laterita ferro-aluminosa exposta em grutas e outras cavidades à ação dos morcegos.

Referências Bibliográficas

- COSTA, M.L. 1980. *Geologia, mineralogia, geoquímica e gênese dos fosfatos de Jandiá, Cansa Perna, Itacupim no Pará e Trauíra e Pirocaua no Maranhão*. Belém. 146 p. (Tese de Mestrado, UFPA- Centro de Geociências).
- COSTA, M.L. 1982. *Petrologisch-geochemische Untersuchungen zur Genese der Bauxite und Phosphat-Laterite der Region “Gurupi” (Ost-Amazonien)*. Erlanger. 189 p. (Tese de Doutorado, Universität Erlanger-Numberg).
- COSTA, M.L. 1984. A dinâmica de formação de lateritas: o exemplo do NE do Pará e NW do Maranhão. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v.10, p. 4838-4849.
- COSTA, M. L. da .1990. Mineralogia, geoquímica, gênese e epigênese dos lateritos fosfáticos de Jandiá, na Região Bragantina(NE do Pará). *Geochim. Brasil.*, 4(1): 85-110.
- COSTA, M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da amazônia. *Rev. Bras. Geoc.*, 21(2): 146-160.
- OLIVEIRA, N.P. & COSTA, M.L. 1984. Os fosfatos aluminosos do Pará e do Maranhão: Estágio atual de conhecimentos e estratégia para o aproveitamento econômico. *Ciênc. Ter.*, 10: 16-19.

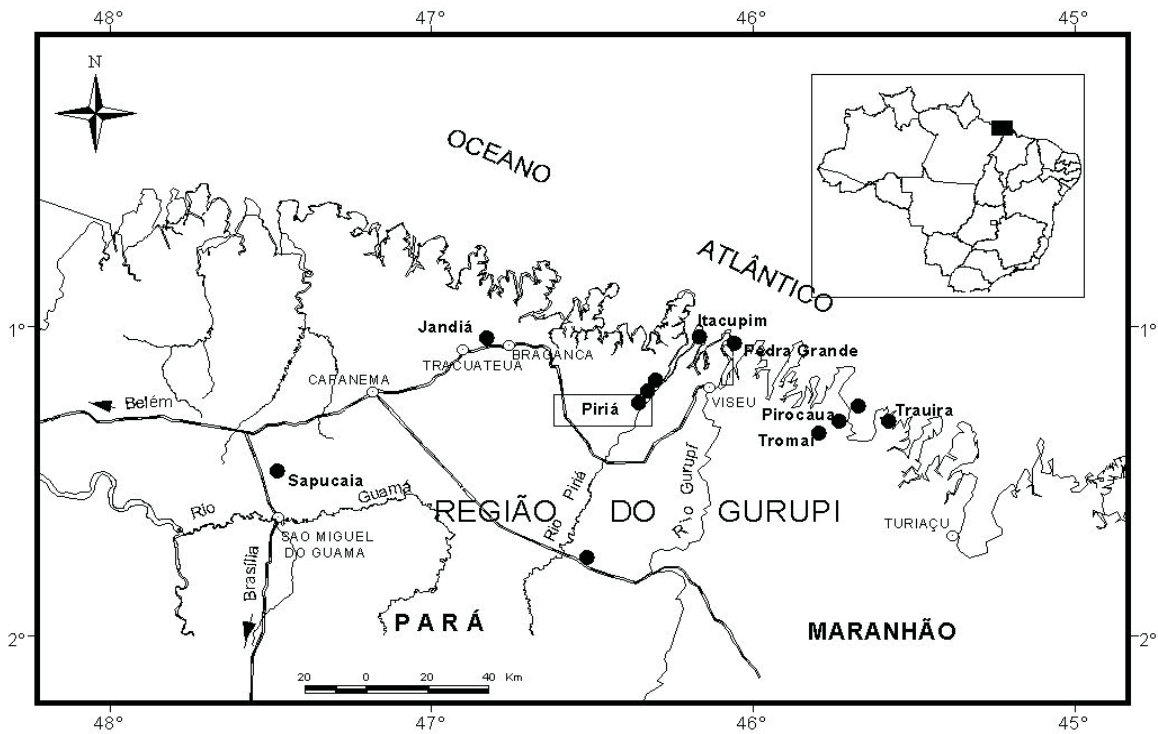


Fig. 01 - Ocorrências de lateritas maduras da região NE do Pará e NW do Maranhão (modificado de Costa, 1990).

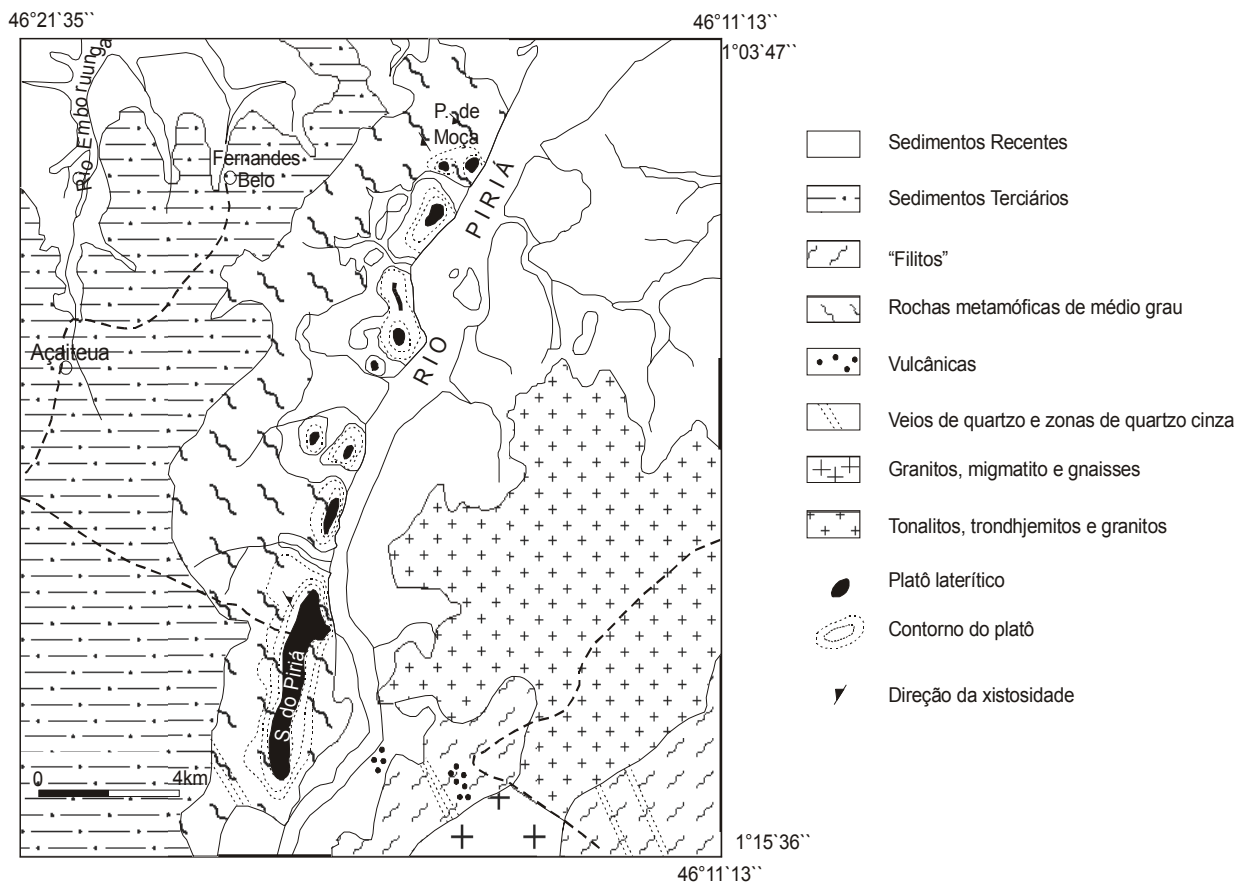


Fig. 02- Contexto Geológico Regional da Serra do Piriá segundo Costa (1982).

Contribuição ao Estudo das Ocorrências de Podzóis no Nordeste do Amazonas

Adriana Maria Coimbra Horbe¹, Marco Antonio Horbe², Kenitiro Suguio³ e Raimunda Larangeira¹

1- Departamento de Geociências – Fundação Universidade do Amazonas; Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM-MA; 3- Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo.
ahorbe@fua.br

Introdução

Em várias regiões da Amazônia ocorrem depósitos de areias brancas de gênese controversa, muitos deles explorados como material para uso na construção civil. Autores como Santos (1993) sugerem que algumas dessas ocorrências podem estar relacionadas à atividade eólica, enquanto outros, como Chauvel et al. (1987), Lucas et al. (1993) e Lucas (1997), relacionam esses depósitos à intensa lixiviação de Latossolos, gerando Podzóis. Outra possibilidade de gênese poderia ser atribuída à erosão seletiva com lavagem do material argiloso (Roose, 1980).

Os Podzóis são solos típicos de climas frios sobre os quais se desenvolvem florestas de coníferas, podendo ocorrer em regiões tropicais úmidas sobre rochas ricas em quartzo (Schwartz 1988; Lundström et al. 2000) ou sobre saprólitos de perfis intempéricos (Thomas et al. 1999). São essencialmente arenosos marcados pela acumulação relativa de quartzo em detrimento dos argilominerais, especialmente a caulinita. Esse acúmulo de quartzo é atribuído ao processo de podzolização, que pressupõe a destruição dos argilominerais e a migração da matéria orgânica e dos complexos organo-metálicos para subsuperfície, uma vez que o processo de hidrólise é mais intenso que o de dissolução do quartzo (Bravard & Righi, 1989).

Na área da presente investigação, Chauvel et al. (1987), Lucas et al. (1993) e Lucas (1997) sugerem que os Latossolos e Podzóis fazem parte de um sistema integrado de evolução progressiva de vertentes, onde os Latossolos representam a fase menos lixiviada pela ação de compostos orgânicos. Essa transformação é interna e relaciona-se ao fluxo de percolação d'água, sendo mais intensa quanto maior for a dissolução, a migração de soluções e os processos de neoformação que provocam alterações laterais ao longo de vertentes. Leal (1996) sugere, ainda, que são os sedimentos da Formação Alter do Chão que facilitam a formação dos Podzóis nesta área.

Este trabalho visa contribuir para uma melhor definição desses depósitos e da relação entre estas ocorrências e os solos Podzólicos e Latossolos, investigados no trecho da BR 174 entre Manaus e o km 60, onde ocorrem associados a perfis imaturos, truncados e fortemente desferrificados (Horbe et al. 2001). Das 12 ocorrências de areia branca identificadas ao longo da estrada, foram selecionados os cinco locais que apresentam os perfis mais espessos e completos. A quantificação da composição mineralógica e química foi feita no perfil 1, considerado como representativo dos demais.

Resultados Obtidos e Discussões

Os cinco perfis estudados não apresentam a estruturação completa dos horizontes A, B e C (Fig. 1). O horizonte superficial (A) apresenta espessura de até 5 m, formado por material arenoso, friável, de cor cinzenta a esbranquiçada. Acumulações de matéria orgânica ocorrem geralmente na forma de bandas crenuladas de cor preta, com espessura de até 4 mm. Em profundidade, o perfil permanece essencialmente arenoso, porém passa a exibir coloração amarelada a alaranjada, característica esta que individualiza o horizonte B. O contato entre os horizontes A e B é nítido, sendo encontrados restos deste último no horizonte superior cinzento a esbranquiçado.

O horizonte C foi identificado nos perfis 1 e 5. É friável, constituído de material argilo-arenoso creme a rosado. Na zona de contato entre os horizontes B e C geralmente ocorre um enriquecimento de matéria orgânica com até 10 cm de espessura, de cor preta que, em alguns locais, apresenta-se endurecida, caracterizando então verdadeiros ortsteins. Os ortsteins são formados por grãos de quartzo corroídos, de granulação heterogênea, cimentados por matéria orgânica iluvial, a qual ocorre ainda preenchendo fraturas no interior dos grãos.

A rocha fresca foi encontrada somente no perfil 1, sendo representada por um arenito silicificado de cor branca com manchas rosadas composto, basicamente, por quartzo com cimento sílico-ferruginoso, podendo ser correlacionado à litofácies “Arenito Manaus”, da Formação Alter do Chão (Franzlinelli & Rossi, 1996).

O quartzo é o mineral mais abundante ao longo de todos os perfis estudados, exibindo normalmente cor leitosa. No perfil 1 o quartzo apresenta teores que aumentam do horizonte C (74%) para o A (98%). A caulinita é mais abundante no horizonte C, onde atinge até 25%.

Em todos os horizontes, o SiO_2 é o componente principal, refletindo o caráter essencialmente quartzoso dos horizontes do perfil, enquanto que a variação de Al_2O_3 , com menos de 1% no horizonte A, alcançando quase 10% no C, reflete o aumento de caulinita em direção aos horizontes inferiores. O Fe_2O_3 , TiO_2 , CaO , MgO , Na_2O , K_2O e P_2O_5 ocorrem em teores inferiores a 1%. O pequeno aumento de Fe_2O_3 no horizonte A, no nível mais rico em matéria orgânica, sugere que ele mantém associação com a mesma, enquanto o TiO_2 , com teores decrescentes para o topo do perfil, indica a destruição dos minerais opacos, os possíveis portadores desse elemento. A correlação negativa entre $\text{SiO}_2 \times \text{Al}_2\text{O}_3$ e $\text{TiO}_2 \times \text{SiO}_2$, e a positiva para $\text{TiO}_2 \times \text{Al}_2\text{O}_3$, demonstram a progressiva transformação química que ocorre no perfil, de modo que do horizonte C em direção ao A, há aumento gradual na quantidade de SiO_2 e diminuição mais acentuada de Al_2O_3 e TiO_2 em relação ao Fe_2O_3 .

A variação observada na distribuição dos elementos químicos em relação aos diferentes horizontes caracteriza uma evolução *in situ* para os perfis estudados, com desenvolvimento

progressivo dos horizontes superiores a partir dos inferiores, representando as areias altamente puras o produto final do processo de lixiviação intempérica.

A matéria orgânica ao se acumular parcialmente, formando as bandas encontradas no horizonte B ou os ortsteins, sugere condições não hidromórficas no desenvolvimento dos perfis 3, 4 e 5, refletindo condições de clima relativamente seco que possibilitou a cimentação dos grãos de quartzo pela matéria orgânica, conforme foi observado por Schwartz (1988) em perfis similares. Nos perfis 1 e 2, a cor cinzenta exibida pelo horizonte A sugere menor lixiviação da matéria orgânica, indicando presença de um ambiente mais hidromórfico, com lençol freático mais alto ou mesmo suspenso.

As idades obtidas para a matéria orgânica dos ortsteins e para a areia orgânica friável e os valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre $-28,6\%$ e $-29,3\%$, típicos de matéria orgânica gerada por vegetação tipo C_3 permitem afirmar que as acumulações orgânicas se formaram no mínimo entre 1.960 e 2.810 anos AP, sob a presença de uma cobertura vegetal do tipo floresta tropical e condições de clima úmido.

Conclusão

A estruturação dos perfis, a presença de ortsteins e bandas de matéria orgânica, a predominância de quartzo, e conseqüentemente de SiO_2 , no horizonte A em relação a caulinita, Al_2O_3 , Fe_2O_3 e TiO_2 , com teores mais elevados no horizonte C, são indicadores da evolução progressiva da base para o topo do perfil. Essas características permitem correlacionar as ocorrências das areias brancas na região estudada com os Podzóis e estes com os perfis truncados e, conseqüentemente, com o horizonte saprolítico da fácies Arenito Manaus da Formação Alter do Chão, que ocorre nas cotas mais baixas. Considerando que o saprolito é naturalmente menos lixiviado e, portanto, mais rico em quartzo e feldspatos, e que a matéria orgânica tem maior facilidade em atacar os argilominerais, é pertinente concluir que este horizonte reúne as condições favoráveis para a formação dos Podzóis, enquanto que nos horizontes superiores, mais ricos em Fe e Al, formam-se os Latossolos e os solos Podzólicos, nos quais a retenção da matéria orgânica impede que esta migre em profundidade e lixivie o perfil. Esse processo de podzolização, que continua se desenvolvendo atualmente, é muito agressivo, tendo sido necessários menos de 3.000 anos, sob cobertura vegetal do tipo floresta tropical, mas provavelmente em condições mais úmidas que as atuais, para desenvolver os perfis estudados.

Referências Bibliográficas

- BRAVARD, S. & RIGHI, D. 1989. Geochemical differences in an Oxisol-Spodosol toposequence of Amazônia, Brazil. *Geoderma* 44:29-42.
- CHAUVEL, A.; LUCAS, Y. & BOULET, R. 1987. On the genesis of the soil mantle of the region of Manaus, Central Amazonia, Brazil. *Experientia* 43:234-241

- FRANZINELLI, E. & ROSSI, A. 1996. Contribuição ao estudo petrográfico e geoquímico do Arenito Manaus. In: Simp. Geol. Amaz. 5°. Belém, p. 209-211.
- HORBE, A.M.C.; NOGUEIRA, A.C.R.; HORBE, M.A.; COSTA, M.L. & SUGUIO, K. -no prelo- A lateritização na gênese das superfícies de aplanamento da região de Presidente Figueiredo-Balbina, nordeste do Amazonas. Contribuições a Geologia do Amazonas II.
- LEAL, P.C. 1996. Caracterização e interpretações genéticas de alguns solos da região de Manaus – AM. Dissertação de Mestrado. UFPe. 109p.
- LUCAS, Y. ; LUIZÃO, F.J.; CHAUVEL, A.; ROUILLER, J. & NAHON, D. 1993. The relation between biological activity of the rain forest and mineral composition of soils. Science 260:521-523.
- LUCAS, Y. 1997. Biogeoquímica em ambiente equatorial: exemplo dos sistemas Latossolos-Podzóis da Amazônia. In: Cong. Intern. Geol. 4°, 9-12.
- LUNDSTRÖM, U.S.; VAN BREEMEN, N. & BAIN, D. 2000. The podzolization process. A review. Geoderma 94:91-107.
- ROOSE, E. 1980. Dynamique actuelle des sols ferrallitiques et ferrugineux tropicaux d’Afrique Occidentale. Thèse Doct. Univ. Orléans, 586p.
- SANTOS, J.O.S. 1993. O pantanal setentrional e os campos de dunas da Amazônia Ocidental. In: Intern. Symp. Quaternary of Amazônia. Resumos. p.110.
- SCHWARTZ, D. 1988. Some podzol on Bateke Sands and their origins, People’s Republic of Congo. Geoderma 43:229-247.
- THOMAS, M.; THORP, M. & McALISTER, J. 1999. Equatorial weathering, landform development and the formation of white sands in north western. Catena 36:205-232.

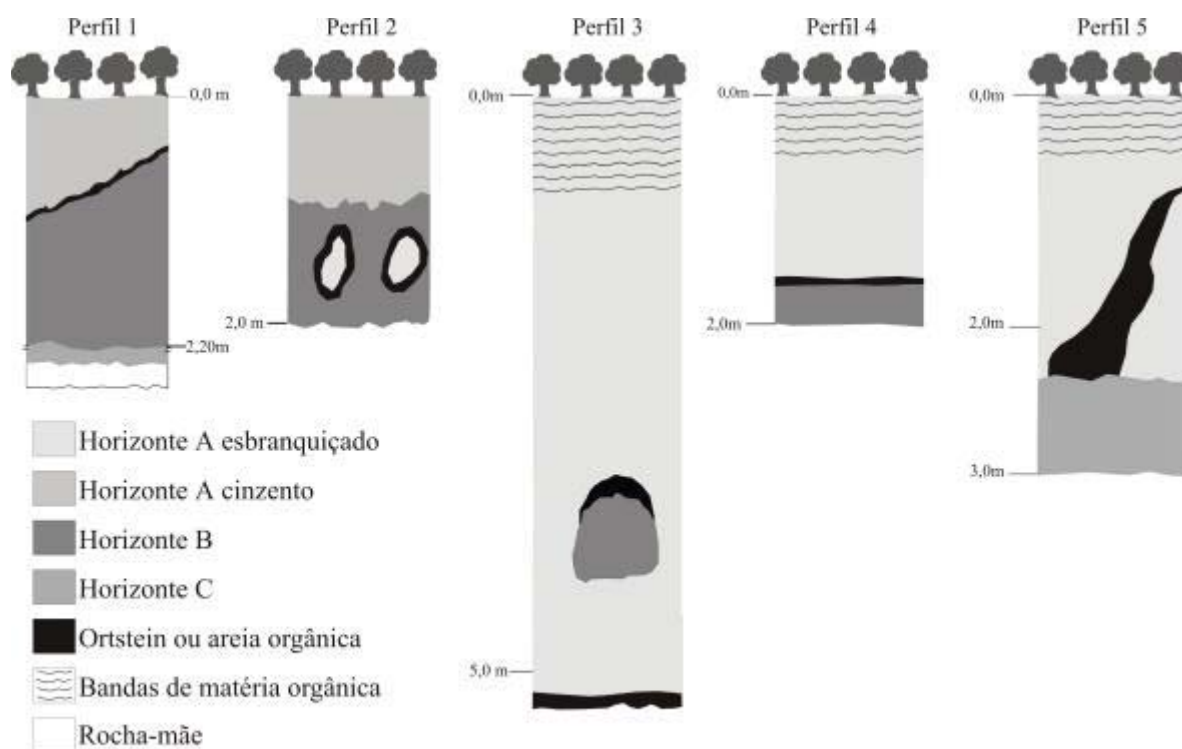


Figura 1: Representação esquemática dos perfis estudados

O Refinamento de Rietveld como um método para o controle de qualidade de minérios de ferro

Uwe König¹, Herbert Pöllmann¹, Rômulo Simões Angélica²

¹Universidade de Halle, Alemanha, koenig@geologie.uni-halle.de

²Centro de Geociências-UFPA, Belém-PA, angelica@ufpa.br

Introdução – Além da composição química dos minérios de ferro, a composição das fases minerais presentes é também um fator de grande importância nos controles de qualidade e do processamento. A análise quantitativa através do refinamento de Rietveld é um método ideal para a caracterização de todas as fases existentes, simultaneamente, sem grande consumo de tempo, de pessoal e equipamento. Este método é baseado na comparação do padrão de difração de raios-x observado, com um padrão calculado dos dados de estruturas (parâmetros cristalográficos) das fases existentes. Após a preparação das amostras, todas as medidas e cálculos podem ser feitos automaticamente. Neste trabalho, um ensaio de refinamento através do método de Rietveld foi realizado com misturas de 4 fases minerais: hematita, magnetita, goethita e quartzo. Calcita e siderita, como minerais acessórios, foram adicionados, posteriormente, durante outros ensaios. A hematita, o mineral mais comum em minérios de ferro, apresenta diferentes propriedades, dependendo da sua proveniência. As amostras utilizadas neste trabalho foram obtidas de diferentes depósitos (Cumberland/Grã Bretanha, Itabira/Brasil, Arkansas/EUA, Sishen/Africa do Sul e Ilha de Elba/Itália), a fim de se avaliar as variedades e características (lamelar, radial, agregados maciços, etc.) das hematitas de cada depósito (Figuras 1 e 2).

Estrutura Cristalina – A hematita (do grego: *haima* = sangue) é o principal mineral minério das jazidas de ferro. É isoestrutural com o corindon. A cela unitária é hexagonal, com parâmetros $a = 0.5034$ nm e $c = 1.3752$ nm (Blake et al., 1966), com 6 fórmulas mínimas por cela unitária. A hematita também pode ser indexada no sistema romboédrico, cuja cela unitária seria $a(\text{rh}) = 0.5427$ e $\alpha = 55.3^\circ$, com 2 fórmulas mínimas por cela unitária (Cornell & Schwertmann 1996). O arranjo dos cátions produz pares de octaedros de $\text{Fe}(\text{O})_6$, cada um compartilhando suas arestas com três octaedros vizinhos, no mesmo plano, e uma com um octaedro, em um plano adjacente (Figura 3).

Condições e preparação das amostras – Minerais com hábitos na forma de agregados lamelares, como a hematita, apresentam forte efeitos de textura na difração de raios-x, sendo mais acentuado na reflexão (006). Conseqüentemente, as intensidades das reflexões observadas levam a cálculos

errados dos dados cristalográficos. Para se obter intensidades exatas dos picos unitários deve ser realizado um procedimento estatístico relacionado ao tamanho das partículas. Os seguintes métodos foram examinados, no contexto deste trabalho, para se estabelecer:

- (a) redução dos efeitos de textura pela variação no tempo de moagem;
- (b) utilização de diferentes métodos de moagem (planar, disco rotatório, gral de ágata) para reduzir o tamanho da partícula;
- (c) uso de diferentes métodos de preparação (frontal, lateral e *back*) para reduzir o efeito de orientação preferencial das partículas;
- (d) uso de diferentes tempos de contagem, tubos de voltagem e intensidades de corrente, no difratômetro de raios-x;
- (e) uso de várias fontes de radiação para reduzir o efeito de fluorescência das amostras ricas em Fe;
- (f) medições múltiplas da mesma amostra com diferentes formas de preparação;
- (g) melhoria na estatística de partícula e redução dos efeitos de textura através da rotação dos testes;

Todos esses fatores influenciam nas intensidades, individualmente e no conjunto, das reflexões presentes no difratograma de raios-x (Figura 4). Dessa forma, uma das questões principais foi encontrar uma relação ideal entre a granulometria (tamanho das partículas) e a forma dos grãos, após a moagem, sem agregados lamelares e fases amorfas. A figura 4 ilustra a dependência dos fatores FWHM (*Full Width at Half Maximum*), intensidade e área do pico com a duração da moagem. Os parâmetros foram calculados com o programa WINFIT (Krumm, 1999), disponível na internet (<http://www.geol.uni-erlangen.de/html/software/soft.html>). As intensidades relativas foram usadas para evitar a influência das condições instrumentais ou falhas durante a preparação. Com o aumento na duração da moagem, as intensidades e as áreas dos picos diminuem exponencialmente, enquanto o fator FWHM aumenta. Devido ao baixo número de análises (6 medidas), os gráficos registrados tem que ser considerados apenas como *trend lines* e por essa razão não foi indicada uma equação da curva. O uso da radiação $\text{CuK}\alpha$ leva a níveis de *background* elevados devido a fluorescência. Assim, o uso da radiação $\text{FeK}\alpha$ ou de um monocromador secundário foi investigado. Trabalhos adicionais ainda estão em andamento.

Quantificação

Um modelo de quantificação desenvolvido em diferentes misturas físicas conhecidas foi aplicado a minérios de ferro naturais. Durante as primeiras análises, foi realizado um refinamento com misturas de 2 fases (hematita, quartzo) e três fases (hematita, magnetita, goethita). Os resultados para a mistura com 3 fases estão apresentados na Tabela 1 e na Figura 5.

A mistura com 75% de hematita (Itabira), 10% de magnetita e 15% de goethita foi preparada e analisada 4 vezes. O desvio padrão relativo (DPR) – que depende da variedade de hematita – é de 0.8% para a hematita, 3.0% para a magnetita e 2.6% para a goethita. Misturas binárias de agregados radiais de hematita (Cumberland) e quartzo puderam ser calculados com um DPR de 1%. Para uma quantificação da mesma mistura com agregados lamelares de hematita (Itabira), o DPR foi calculado em 2%. Os limites de determinação para as fases unitárias foram determinados em misturas binárias e o valor obtido foi de 2%. O limite de detecção foi calculado em 0.2%.

Tabela 1 – Resultados da quantificação de 3 fases

Mistura	Hematita (75%)	Magnetita (10%)	Goethita (15%)
Quantificação 1	75.0	10.1	14.9
Quantificação 2	74.3	10.1	15.6
Quantificação 3	75.6	9.8	14.6
Quantificação 4	74.4	10.5	15.1
Média	74.8	10.1	15.1
Desvio Padrão	0.6	0.3	0.4
R		11.7 a 13.08	
Rwp		24.9 a 26.7	

Conclusões

1. Em princípio, é possível fazer uma quantificação boa e confiável de minérios de ferro através do Método de Rietveld.
2. Os parâmetros ideais tem que ser determinados para a preparação e análises antes de cada quantificação de cada minério de ferro particular.
3. Os limites de determinação para hematita, magnetita, goethita e quartzo foram calculados em 2% e os limites de detecção em 0.2%.

Referências bibliográficas

- Blake, R.L. et al. 1966. Refinement of the hematite structure. *Amer. Min.* 51:123-129.
- Cornell, R.M. & Schwertmann, U. 1996. *The Iron Oxides*. VCH: Weinheim: 573p.
- Göske, J., Schuckmann, W.K., Costa, M.L., Pöllmann, H. & Angélica, R.S. 1997. Determinação quantitativa por difração de raios-x de caulinita e quartzo em caulins da amazonia. In: Costa, M.L. & Angélica, R.S.: *Contribuições à Geologia da Amazônia. V Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém do Pará. Brazil: 397-422.
- König, U. 1999. Quantitative X-Ray Analyses of different iron ores by Rietveld Refinement. Abstract. *Beih. z. Eur. J. Mineral.* Vol. 11, No. 1.
- König, U. & Pöllmann, H. 2000. Investigations on quantitative X - ray diffraction of iron ores using the Rietveld method. *AS IS. 31st IGC. Abstracts Volume*. Rio de Janeiro. (Em CD-ROM)
- Krumm, S. 1999. The Erlangen geological and mineralogical software collection. *Computers & Geosciences*, 25: 489-499.
- Rietveld, H.M. 1969. A profile refinement method for nuclear and magnetic structures. *J.Appl.Cryst.*2: 65-71.

Mapeamento de Regolitos na Área Jacapae - Carajás (PA)

Carlos Augusto de Medeiros Filho¹, Carlos Monte Lopes¹, Rômulo Simões Angélica²

¹DOCEGEO, carusto@cvr.d.com

²Centro de Geociências-UFPA, Belém-PA, angelica@ufpa.br

Introdução – Na Amazônia é comum a presença de perfis de intemperismo (regolitos) profundos, com espessura variando de poucos metros até mais de 150 m e apresentando muitas variações, tanto composicionais, como texturais / estruturais. O entendimento das características e variações dos horizontes lateríticos, bem como de suas distribuições em superfície, são de grande importância para exploração mineral, bem como para trabalhos de cunho ambiental e mapeamento geológico (Costa, 1993; Davy et al, 1999; Anand & Smith, 2001).

Mapeamento de regolitos foi desenvolvido na área Jacapae, localizada próximo a confluência dos rios Itacaiúnas e Aquiri, distando cerca de 75 km a oeste do Núcleo Urbano de Carajás; 30 km a SSW do depósito do Salobo e a 23 km a WNW da mina do Igarapé Bahia. Trabalho de prospecção geoquímica de solos foi efetuado, concomitante ao mapeamento geológico e de regolitos, abrangendo uma malha regular com área de 15 km². A geologia da área é constituída predominantemente por metassedimentos da Formação Águas Claras, e diques gabróicos subordinados.

Geomorfologia – O relevo da região de Carajás é formado, em linhas gerais, por uma série de platôs escarpados, com mais de 500 m de altitude, que constituem a Serra de Carajás e por uma região plana a ondulada com cotas de 250 a 350 m (Lopes, 1999). A diferença de nível entre os platôs e as depressões vizinhas varia de 200 a 450 m. Os trabalhos na área Jacapae foram desenvolvidos na parte Este de um relevo na forma de platô, com direção geral EW, inflexionando para NNE na porção Oeste. A diferença de cotas topográficas, entre a base do platô e o seu ponto mais elevado é de cerca de 410 m. Apresenta uma vertente íngreme, iniciando na cota de 200 m e se estendendo, com aclive forte, até as cotas de 500 a 550 m. De maneira geral, a partir da cota 500 m, o relevo torna-se plano a suavemente ondulado caracterizando a zona de topo do platô. Em algumas partes da serra, entretanto, o relevo começa a ficar suave somente a partir de 550 m. O platô da área Jacapae abriga nascentes de diversas drenagens, ao longo de toda sua extensão, produzindo vales estreitos e fechados. Devido a isto, a zona de platô apresenta uma forma recortada e ameboidal, explicando, também, algumas das ondulações suaves observadas.

A área Jacapae apresenta porções com características de relevo similares, o que permite individualizar uma série de regimes geomorfológicos. Este processo de interpretação torna-se interessante na medida que esses regimes guardam uma relação direta com os horizontes regolíticos

aflorantes, servindo de importante critério a ser utilizado na metodologia de mapeamento de regolitos. Outro fator a ser considerado é que os regimes geomorfológicos auxiliam na classificação da natureza dos regolitos aflorantes, quanto aos aspectos de ser residual, transportado ou uma mistura semi-residual. Foram individualizados, aqui, quatro regimes geomorfológicos : a) Regime de topo de platô – com relevo plano a levemente ondulado, residual, podendo ocorrer entre as cotas de 500 até acima de 600 m; b) Regime de encosta suave – localiza-se nas bordas do topo do platô, sendo composto por material semi-residual com pouco transporte; c) Regime de encosta abrupta – ocorrendo nas vertentes de platôs, com material de mistura semi-residual com fator de transporte mais acentuado que o anterior; d) Regime de planície de inundação – ocorre ao longo das correntes, sendo mais expressivo em vales mais abertos, contendo material predominantemente transportado.

Geologia dos regolitos – Foram descritos e estudados perfis lateríticos em minas e prospectos em Carajás, a partir de exposições nas frentes de trabalho e de furos de sondagem, além do mapeamento de algumas estradas que cortam alguns platôs, com o objetivo de criar subsídios para uma integração e interpretação mais segura dos dados coletados. Foram definidos e individualizados, na área estudada, quatro horizontes regolíticos principais, acima da rocha são estreitamente relacionados aos quatro regimes geomorfológicos anteriormente descritos: saprolito, zona de transição, crosta desmantelada e latossolo. A Figura 1 apresenta o mapa da área, separando os horizontes regolíticos, relacionando-os, ainda, com os regimes geomorfológicos.

O **horizonte de Latossolo** ocorre no regime de topo de platô, nos seus níveis topográficos mais elevados. Nas bordas do platô e, especialmente nos regimes de encostas, esse horizonte se encontra erodido, tornando o perfil laterítico incompleto ou truncado. Normalmente se posiciona em cotas superiores a 600 m, aparecendo, localizadamente, entre as cotas 550 a 600 m. Sua espessura é mais significativa na sua parte oeste, onde chega a atingir cerca de 4 a 5 m, diminuindo para as bordas e no sentido leste do platô. É composto por material argiloso fino, inconsolidado e com aspecto plástico, constituído principalmente de caulinita e quartzo. Nota-se, nas zonas mais espessas, uma sutil diferenciação de uma cor mais vermelha na base para uma mais amarelada no topo. A textura é, tipicamente, muito homogênea e fina, sem nenhuma estrutura de sedimentação visível.

O horizonte de **Crosta Desmantelada** ocorre exclusivamente no regime de topo de platô, principalmente a partir da cota 600 m, mas também aparecendo, especialmente na parte leste, entre as cotas 550 e 600 m, com espessura estimada de 3 m.. Aflora com mais constância nas bordas do platô, diminuindo, normalmente, sua representatividade em direção ao centro, onde as cotas topográficas são mais elevadas, encontrando-se encoberto pelo latossolo. O contato entre latossolo e crosta desmantelada é, em geral, bem marcado e, quase sempre, ocorrendo de forma abrupta. É composto, de uma forma geral, por uma grande quantidade de nódulos, fragmentos e blocos

ferruginosos (ricos em goethita e hematita) de dimensões variada, envolvidos numa matriz argilosa. Este horizonte, bem como o de latossolo, são interpretados como originados do processo de desmantelamento, principalmente por intemperismo químico, de uma crosta endurecida (*duricrust*) anterior, formada em condição climática diferente da atual. Nos locais onde este horizonte é mais espesso ou relativamente mais preservado, pode-se notar que os fragmentos maiores estão mais concentrados na base, havendo, normalmente, uma diminuição do tamanho em direção ao topo, onde fica caracterizada uma zona nodular, apresentando forma de pseudopisolitos e concreções. O contato da crosta com o horizonte subjacente ocorre gradacionalmente ou de forma brusca.

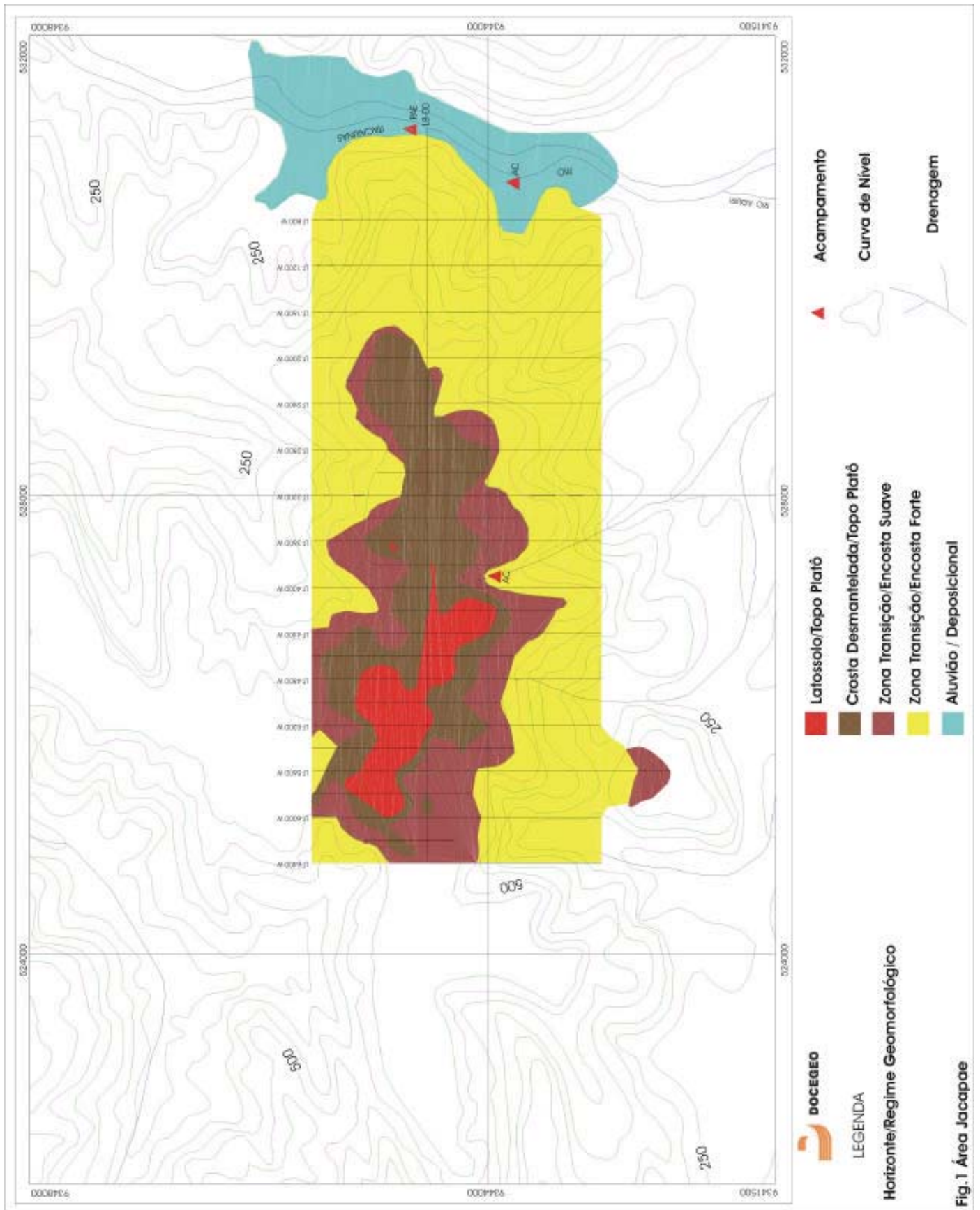
A **Zona de Transição** é representada por solos argilosos e arenosos, finos a médios, de coloração variadas, com predomínio de cor avermelhada e apresentando caráter homogêneo a localizadamente mosqueado. Fragmentos de saprolitos e litorelictos, envolvidos pelo solo, são comuns, aumentando de tamanho e quantidade em direção a base. As variações composicionais, de coloração e granulometria devem refletir os tipos litológicos subjacentes. O contato com o horizonte de saprolito é, em geral, difuso e definido a partir do predomínio de feições saprolíticas sobre as pedolíticas. O horizonte de zona de transição aflora a partir do truncamento do perfil laterítico, pela erosão dos horizontes superiores de crosta desmantelada e latossolo. A representatividade da zona de transição, em superfície, começa no regime de encosta suave que ocorre nas bordas do platô e continua a aflorar nas encostas com declividade mais forte.

Discussão / Aplicações na prospecção – O tratamento geoquímico, em andamento, está permitindo separar os elementos analisados em classes com características semelhantes, em relação ao comportamento geoquímico ao longo do perfil de intemperismo.

Os horizontes que compõem o perfil laterítico são, na exploração geoquímica, os meios de amostragem dominantes nos estágios iniciais da maioria dos programas exploratórios. Diferentes meios amostrais e, portanto, diferentes horizontes regolíticos apresentam variados valores para *background* e anomalias. Em vista disto, a produção de mapa de regolitos é de suma importância para delinear áreas onde os dados podem ser tratados uniformemente.

Referências bibliográficas

- Anand, R.R. & Smith, R.E. 2001. The importance of regolith in mineral exploration. In I.D.M. Robertson, Ph. Freyssinet and C.G. Porto, Workshop WI : 20th IGES, Santiago, Chile.
- Costa, M.L. 1993. Gold distribution in lateritic profiles in South America, Africa and Australia : applications to geochemical exploration in tropical regions. *J.Geochem.Explor.*, 47:143-163
- Davy, R.; Pirajno, F.; Sanders, A.J.; Morris, P.A. 1999. Regolith geochemical mapping as an adjunct to geological mapping and exploration; examples from three contiguous Proterozoic basins in Western Australia. *J.Geochem.Explor.*, 66:37-53
- Lopes, C.M. 1999. Lateritas em Carajás. Relatório interno da DOCEGEO.



Transformações Mineralógicas e Geoquímicas do Resíduo do Processamento Mineral do Minério Aurífero Laterito – Gossânico do Igarapé Bahia (Carajás-PA)

Carmen Silvia Galvão da Rocha¹
Marcondes Lima da Costa¹

¹Grupo de Mineralogia Aplicada, CG-UFPA; Apoio CNPq, CAPES
csg@ufpa.br, mlc@ufpa.br

Introdução

Encontra-se em Carajás, no sul do Estado do Pará, a mais importante mina de ouro do Brasil. Trata-se da mina Igarapé Bahia, que iniciou sua lavra em 1990, quando apresentava uma reserva de 12 milhões de toneladas de minério laterito-gossânico, rico em hematita, magnetita e goethita, além de caulinita, quartzo e algumas vezes fosfatos do grupo da crandalita. A mina produz atualmente cerca de 10 a 12 toneladas de ouro ao ano, a partir de minério com teor de 4-5 g/t, gerando grande quantidade de resíduo, cerca de 2 milhões de t/ano. Esse material que constitui os resíduos é retirado de seu ambiente "natural", sofre processamento industrial para retirada do ouro, onde é modificado fisicamente, recebe adição de cal e cianeto, e transforma-se em polpa com alta concentração de água. É então depositado em bacias (módulos) parcialmente fechadas, sujeito a intensa insolação e pluviosidade. Essas bacias foram construídas especificamente para essa finalidade, no topo do platô Bahia que fica a uma altitude de 660m e a aproximadamente 800 m da usina. Exceção se faz aos resíduos da planta piloto que foram armazenados em pilhas separadas. Elas medem cerca de 225mx250m e aproximadamente 15 a 20m de profundidade com paredes inclinadas para o interior, revestidas por uma manta plástica. É de se esperar que esse material depositado, procure ao longo do tempo novo equilíbrio sob novas condições tropicais superficiais. Este trabalho visa conhecer e monitorar as reações/transformações químico-mineralógicas que poderão estar ocorrendo nesses materiais, e verificar a formação de novas fases minerais, mobilidade e concentração de elementos e complexos químicos nesse sistema, levando-se em consideração o fator tempo de deposição, e, ainda, complementar os estudos de Costa et al. em 1996, cujos resultados serão comparados com os dados atuais.

Metodologia

As amostragens foram realizadas em dois períodos distintos, sendo a primeira feita em março de 1995, onde se tomaram amostras do módulo 1, a um metro de profundidade, em 7 pontos distintos; dos rejeitos da planta piloto foram coletadas 4 amostras no perfil de um metro, além de uma amostra do ROM e outra do efluente. A segunda amostragem foi feita em outubro de 2000, coletando-se 3 amostras dos módulos 7 e 8, num perfil de 3 metros; uma amostra nos resíduos da

planta piloto a 2m de profundidade, e uma amostra do ROM e outra do efluente. Para todas as amostras das duas fases de coleta foram feitas medidas de pH, Eh, determinações mineralógicas por difração de raios-x e análises químicas para os elementos maiores e traços. Adicionalmente no material coletado na etapa 2, recursos complementares analíticos, como análises de MEV/EDS e microsonda eletrônica estão sendo utilizados.

Resultados e Discussões

Os resultados dos primeiros estudos (Costa et al., 1996) mostraram que os resíduos do material mais novo (módulo 1) apresentavam pH ainda alcalino (pH=8.23) (resultante da alcalinização exigida pelo processo industrial), semelhante ao do efluente (pH=8.65). Entretanto os valores médios dos rejeitos mais antigos, da planta piloto (pH=5.60), assemelhavam-se aos do ROM (pH=5.64), o que já indicava uma tendência natural de diminuição do pH com o passar do tempo. A mesma conclusão foi obtida para os resultados de Eh. Diante desses dados deduziu-se que os rejeitos, com o tempo, retomam suas condições naturais de Eh-pH, ou, mesmo, que poderiam ultrapassar esses limites gerando um ambiente ácido e oxidante. Os dados atuais confirmam essas interpretações, visto que os rejeitos da planta piloto, após mais 5 anos, vêm, progressivamente, sofrendo uma pequena, porém contínua, diminuição em tais valores (pH=5.20), ficando desta maneira mais baixo que o ROM (pH=5.70). Com relação às bacias mais recentes, pode-se fazer a mesma avaliação, onde o pH inicialmente alcalino e com o decorrer do tempo vai diminuindo, as bacias 7 e 8 apresentaram pH médios de 8.45 e 9.04, respectivamente, mostrando também uma semelhança com o rejeito atualmente depositado (pH=9.89).

Quanto à mineralogia, as primeiras amostras estudadas eram formadas pelos mesmos minerais do ROM e não apresentaram àquela altura a formação de nenhuma espécie mineral. Os minerais identificados foram a hematita (mais abundante), seguida de caulinita, gibbsita, goethita, anatásio e Al-fosfatos (florencita). Esses materiais que constituem as bacias de resíduo apresentaram mineralogia diferente, visto que as bacias mostraram concentrações diferentes destes minerais, ou até mesmo ausência destes entre si. Considerando também que com o passar dos anos o minério muda sua composição, face ao avanço das escavações na mina, atingindo horizontes distintos, com domínio do saprólito. Uma particularidade enfatizada nas pesquisas iniciais foi em relação à cristalinidade do anatásio, que embora fosse semelhante em todas as bacias, nos rejeitos da planta piloto desenvolveu uma cristalinidade melhor, provavelmente devido ao envelhecimento. Nessa mesma bacia notou-se ainda a ausência da goethita, provavelmente já tenha sido decomposta, pois que estava presente no minério (ROM).

As concentrações químicas médias percentuais dos elementos maiores nos materiais das diferentes bacias podem ser visualizados na tabela 1.. As bacias mais antigas apresentam as maiores

concentrações de Al_2O_3 , SiO_2 e PF, e mais baixas de Fe_2O_3 e P_2O_5 , enquanto que, nas bacias mais recentes (módulo 1, em 1995 e módulos 7 e 8, em 2000) as mais altas concentrações são de Fe_2O_3 e P_2O_5 e as mais baixas de Al_2O_3 , SiO_2 e PF. Como o sistema é praticamente fechado, quimicamente não deve ocorrer grandes mudanças.

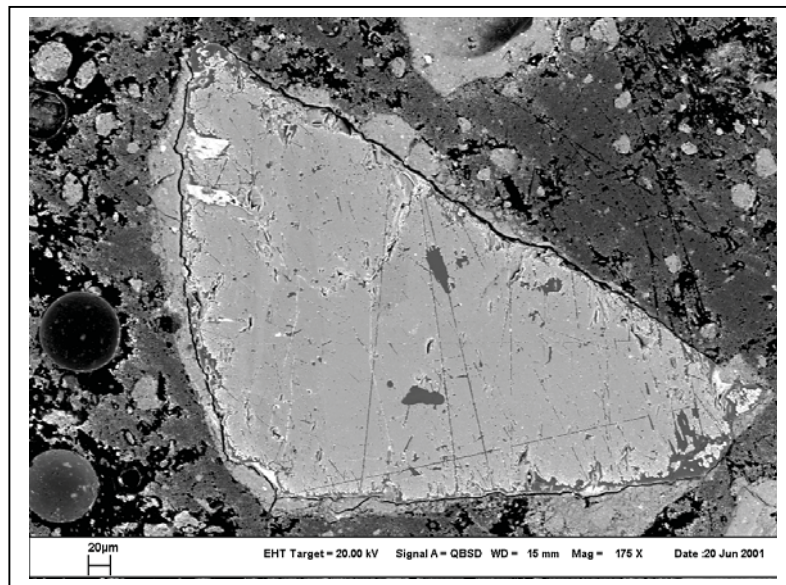
Tabela - 1 Composição química dos diferentes materiais estudados na Mina Igarapé Bahia

Amostras	% SiO_2	% Al_2O_3	% Fe_2O_3	% P_2O_5	% TiO_2	%P. F.	ppm Ca	Ppm Na
Planta Piloto*	15.80	29.90	39.30	0.06	1.79	15.00	18	79.85
Módulo 1*	6.76	9.41	73.10	0.64	1.55	7.82	202	196
ROM*	13.23	16.11	57.90	0.50	1.33	8.40	6	90
Efluente*	12.97	19.15	53.09	0.43	1.25	10.33	245	307
Planta Piloto**	13,29	30,98	37,36	1,67	0,02	15,42	59	143
Módulo 7**	9.87	15.09	64.38	1.06	0.47	8.68	126.5	261.7
Módulo 8**	17.27	18.19	53.31	1.05	0.73	8.97	738	175.3
ROM**	15,03	13,09	61,04	1,15	0,67	8,60	91	219
Efluente**	15,70	14,33	58,54	1,22	0,73	7,92	364	451

* Segundo Costa et al., 1996

** 2000

Através das imagens do MEV podem ser observadas alteração nas bordas dos fragmentos (Figura 1) resultantes da cominuição, e que são constituídos de hematita, maghemita e goethita. Também observa-se vênulas penetrando das bordas para o interior, indicativo de mobilidade de soluções atuais nos fragmentos (Figura 1).



Conclusões

Os resultados obtidos na primeira fase dessa pesquisa mostraram diferenças entre os rejeitos depositados nas bacias de idades diferentes. Essas diferenças foram verificadas tanto nos parâmetros físico-químicos, como nos mineralógicos, cristaloquímicos e químicos. Os valores de pH e Eh modificados inicialmente durante o processo, nas bacias, voltam aos valores originais do minério lavrado, confirmando o que se concluiu na época, embora a velocidade com que os valores de pH estejam diminuindo seja mais lenta. Quanto à mineralogia e à composição química, nos dois

períodos de pesquisa, indicam que os materiais das bacias, são provenientes de minérios com composição mineralógica e química diferentes. Pôde-se notar ainda que com o tempo de deposição há uma tendência à recristalização de minerais como o anatásio e à decomposição de hidróxidos como a goethita. Dessa maneira verifica-se que o estudo desse tipo de material nos dá condições de entender a cinética químico-mineralógica, e ainda de monitorar o comportamento do sistema, podendo também ser utilizado como uma ferramenta para profissionais que trabalham com controle de impactos ambientais.

Agradecimentos

Agradecemos à toda atenção que recebemos da CVRD – Companhia Vale do Rio Doce, durante as pesquisas de campo, especialmente ao Dr. Humberto de Araújo Costa e do Técnico em Mineração Luiz Carlos Guimarães Lima, da mina Igarapé Bahia, bem como à Eco Serviços na pessoa dos Técnicos em meio ambiente Raimundo Paiva de Andrade e José Martins de Souza Neto. Essa pesquisa foi apoiada financeiramente pelo convênio binacional BMBF (RDL)/CNPq e pela CAPES, na forma de bolsa de pesquisa do primeiro autor.

Bibliografia

- Angélica, R. S., 1996. Mineralogia e geoquímica de *gossans* e lateritos auríferos na região de Carajás: depósitos Igarapé Bahia e Águas Claras. Tese de Doutorado, CG/UFPA, 115p.
- Bigareli, W. 1996. Igarapé Bahia: Uma verdadeira mina de ouro. *Minérios & Minerales*, 214: 33-35.
- Costa, M. L.; MORAES, E. L.; ANGÉLICA, R. S.; PÖLLMANN, H. 1996. Contrastes geoquímicos nas bacias de rejeitos da mina de ouro supergênico do Igarapé Bahia (Carajás-Pa). *In: V Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém.
- Ribeiro, P. S. 2000. Igarapé Bahia: a maior mina de ouro do país. *Minérios & Minerales*, 245: 24-27.

Contribuição à Mineralogia dos Níveis Esverdeados das Formações Poti e Piauí - Bacia do Parnaíba (Carbonífero Inferior).

Mauricio Alan de Melo Soares* & Rômulo Simões Angélica**

*Curso de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica-UFPA, mauricioalan@bol.com.br

**Departamento de Petrologia e Geoquímica-UFPA, angelica@ufpa.br

Introdução – Nos arredores da cidade de Monsenhor Gil-PI, a ocorrência de níveis psamo-pelíticos esverdeados foi observada em diferentes afloramentos, representando por vezes, extensas áreas de exposição. Esses níveis intercalam-se em diferentes unidades litoestratigráficas da Bacia do Parnaíba, mais especificamente nas Formações Poti e Piauí, sendo citada com frequência nas publicações sobre a geologia da região (Góes, 1995). A área da trabalho está compreendida entre as coordenadas UTM 762.000 a 772.000 e 9.380.000 a 9.390.000, mais precisamente localizada na região do município de Monsenhor Gil, a sul de Teresina, capital do estado do Piauí (Figura 1). O objetivo principal deste trabalho é a caracterização mineralógica dos níveis psamo-pelíticos esverdeados intercalado na Formações Poti-Piauí, através da utilização de técnicas instrumentais aplicadas à mineralogia, dentre elas, a Difração de Raios-X (DRX) e a Microscopia Eletrônica de Varredura com Sistema de Energia Dispersiva (MEV-SED).

Metodologia – A metodologia deste trabalho consistiu principalmente de etapas de campo e de laboratório. O campo objetivou a obtenção do material psamo-pelítico e localização dos pontos de ocorrências dos níveis esverdeados. A fase analítica consistiu de descrição petrográfica e preparação e análise das amostras ao DRX e ao MEV-SED. A preparação foi feita através de dois modos distintos, em função do grau de intemperismo da amostra. Para as não alteradas foi feito, inicialmente, a decantação da fração argilosa em uma lâmina (orientada), impregnação com etilenoglicol (lâmina glicolada) e aquecimento a 550°C (lâmina aquecida). Para as amostras intemperizadas, a mesma foi pulverizada sem nenhum tratamento anterior, e analisada por DRX no intervalo de 5° a 65°, para determinação mineralógica total e não somente dos argilominerais. O difratômetro utilizado para as análises, pertencente ao Laboratório de Raios-x do Centro de Geociências da UFPA, é da marca PHILIPS, modelo PW 3710, equipado com ânodo de cobre ($\lambda_{CuK\alpha_1} = 1,54060$), utiliza monocromador, gerador de tensão com 45Kv e gerador de corrente com 40mA. O intervalo de varredura foi de 5° a 65° (2 θ), para amostra total e de 3° a 30° (2 θ), para as amostras orientadas/glicoladas/aquecidas. As composições mineralógicas foram obtidas a partir das interpretações dos difratogramas utilizando-se o software APD – *Automatic Powder Diffraction* (PHILIPS), que utiliza os padrões difratométricos do ICDD-JCPDS.

Resultados

Descrição Petrográfica – As amostras possuem em média 50% de grãos detríticos, dentre estes a maior quantidade destes é de quartzo (45-55%) e feldspato potássico (35-40%), além de quantidades menores de plagioclásio (2-5%) e de muscovita (em torno de 5%). A matriz possui uma coloração que varia de verde-acinzentada à cinza-esverdeado, a luz natural. As principais características petrográficas dessas lâminas, podem ser descritas a seguir, com base em Tucker (1991): a granulometria variando de areia muito fina à silte muito grosso, caracterizando uma textura bimodal, os grãos apresentam uma esfericidade que varia de média a baixa e sub-arredondados, o tamanho dos grãos varia de 0,05 mm a 0,15 mm, estando moderadamente sortido.

Resultados Mineralógicos da Difração de Raios-x – As análises feitas com a fração argilosa dos níveis esverdeados não alterados, mostram um padrão mineralógico variável (Figura 2). Os argilominerais mais presentes nesses níveis, são: illita, esmectita, caulinita, e em menor quantidade o interestratificado caulinita-montmorilonita, além de muscovita, feldspato potássico e quartzo (Tabela 1). Nas análises de DRX feitas com as amostras intemperizadas, observou-se uma sensível diminuição da quantidade de argilominerais 2:1, com a presença apenas de caulinita, além de quantidades menores de hematita e/ou goethita (Tabela 2).

Tabela 1: Análises de DRX feitas com as frações argilosas.

amostras	<i>esmectita</i>	<i>illita</i>	<i>caulinita</i>	<i>caulinita-montmorilonita</i>	<i>k-feldspato</i>	<i>mica</i>	<i>Quartzo</i>
AM-1	***	**	*	*	*	**	**
AM-2	*	**	***	**	*	*	***
AM-3	**	***	**	**	*	**	**
AM-4	***	**	*	*	*	*	*
AM-5-A	*	***	***	**	*	**	**
AM-6	**	***	**	*	*	**	**

*** FREQUENTE ** POUCO FREQUENTE * TRAÇO - NÃO DETECTADO

Tabela 2: Análises por DRX em amostras totais.

amostras	<i>esmectita</i>	<i>illita</i>	<i>caulinita</i>	<i>mica</i>	<i>k-feldspato</i>	<i>quartzo</i>	<i>hematita</i>
AM-5-C	-	**	*	*	*	**	***
AM-5-D	-	-	**	*	*	***	**
AM-7	-	*	**	**	**	***	*

*** FREQUENTE ** POUCO FREQUENTE * TRAÇO - NÃO DETECTADO

Análises químicas e micromorfológicas através de microscopia eletrônica de varredura com sistema de energia dispersiva – Análises micromorfológicas e químicas do material estudado só foram possíveis com o auxílio das técnicas de MEV-SED. As figuras 3 e 4 mostram cristais de illita de hábito placóide de dimensões variáveis, dispostos em camadas, envolvidos por uma matriz essencialmente quartzosa (Figura 4), com a esmectita revestindo em proporções menores os grãos maiores de illita. Observa-se ainda cristais caulinita superpostos, em forma típica de “booklets” (Figura 3). Os resultados da microanálise mostram teores de SiO₂ variaram entre 46 e 52% e os de Al₂O₃ ficaram na faixa de 34,65 a 37,64%. Merece destaque a presença de TiO₂, com teores variando de 0,92 a 1,21% e os teores relativamente elevados de FeO (4,62 a 6,20%) e K₂O (5,60 a 10,05%), na estrutura deste mineral.

Conclusões – Os argilominerais presentes nos níveis psamo-pelíticos esverdeados que pertencem aos arenitos da Formação Poti, apresentados neste trabalho, são: a illita, esmectita, caulinita e o interestratificado caulinita-montmorilonita. A associação da esmectita com a illita e caulinita é tida como uma seqüência típica de ambientes deltaicos (Chamley, 1989), porém não foi encontrada a clorita que completaria esta associação, mesmo assim fica caracterizado este nível como de origem transicional de flúvio-deltaica para marinho raso de clima quente. Com base nas microanálises realizadas, apesar do seu carácter semi-quantitativo, conclui-se que o argilomineral analisado é a illita, em função, principalmente, dos elevados teores de K encontrados. Descartou-se a possibilidade de esmectitas/montmorilonitas devido a ausência de Mg nestas análises. Em relação ao material mais intemperizado, conclui-se que os níveis esverdeados quando submetidos ao intemperismo, são pedologicamente transformados em um material de coloração amarelo-avermelhada, sendo composto mineralogicamente de hematita e caulinita, com K-feldspato, illita e micas, além do quartzo, como minerais residuais.

Referências Bibliográficas

- CHAMLEY, 1989. Clay Sedimentary; Ed. Springer - Verlag; Berlin; 623 p.
- GÓES, A. M. 1995. A Formação Poti - Carbonífero Inferior - da Bacia do Parnaíba; Universidade de São Paulo. Tese (doutorado); Instituto de Geociências, 171p.
- TUCKER, M. E; 1991. Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks; 2^a ed; Ed. Blackwell Science LTD; Oxford; 260 p.
- VELDE, B. 1985, Origin and Mineralogy of Clays; Ed. Springer - Verlag; New York; 334 p.

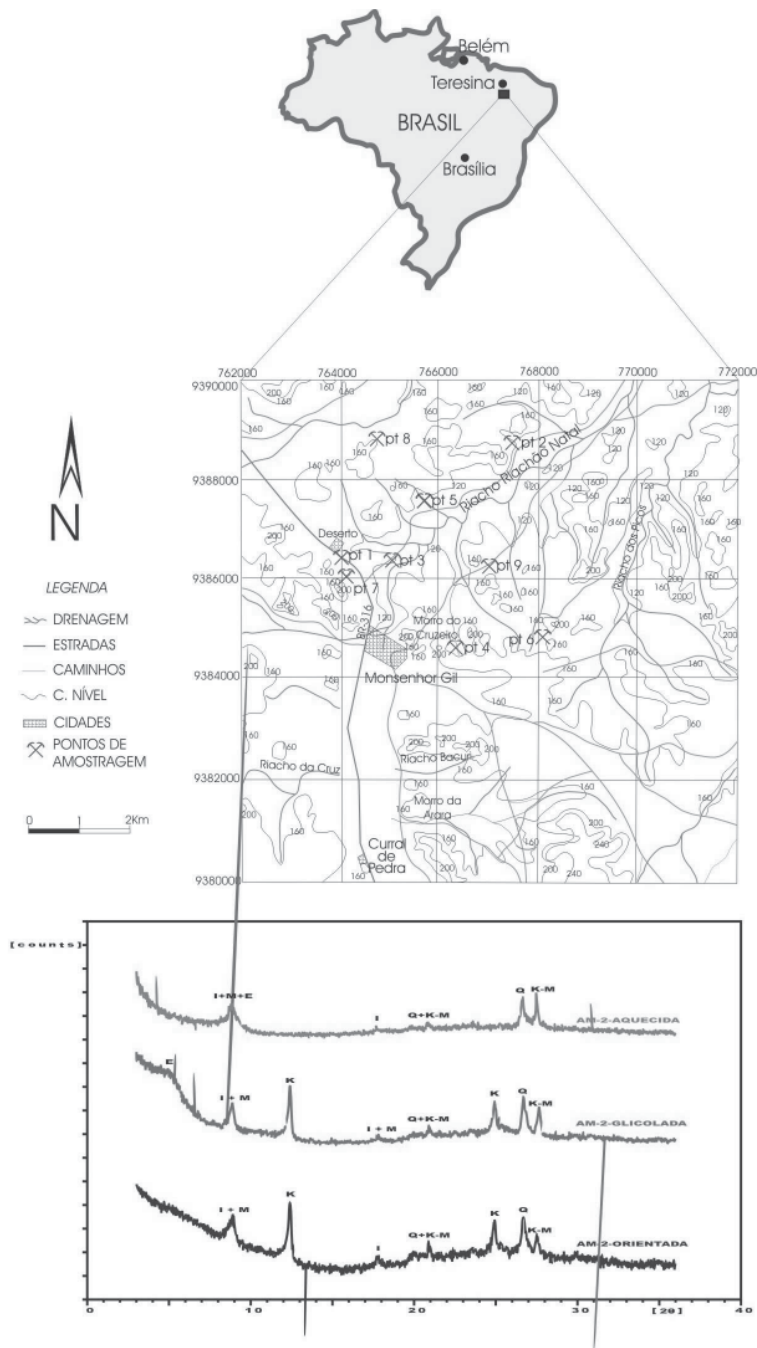


Figura 1: Mapa de localização da área estudada e pontos amostrados dos níveis psamo-pelíticos esverdeados da região de Monsenhor Gil - PI.

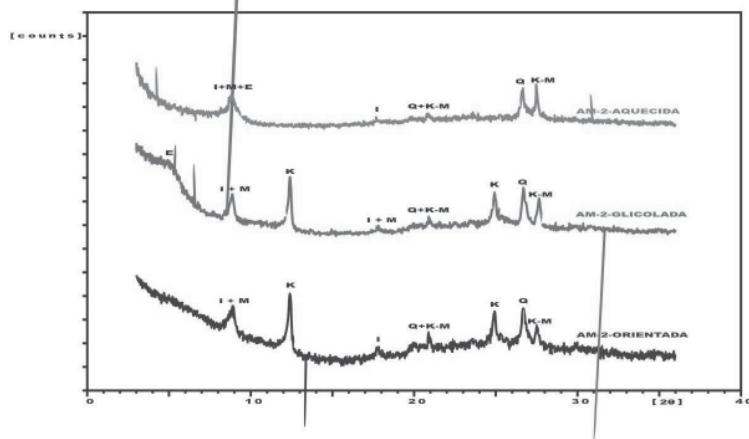


Figura 2: O predomínio dos argilominerais se dá através da illita (I), caulinita (K) e o interestratificado caulinita-montmorilonita (K-M), observa-se ainda uma quantidade significativa de mica rica em potássio, provavelmente a muscovita (M), e em frações traços a esmectita, observada somente na lâmina glicolada, devido a sua propriedade de expansão, mostrada no pico de 5,2 Å.

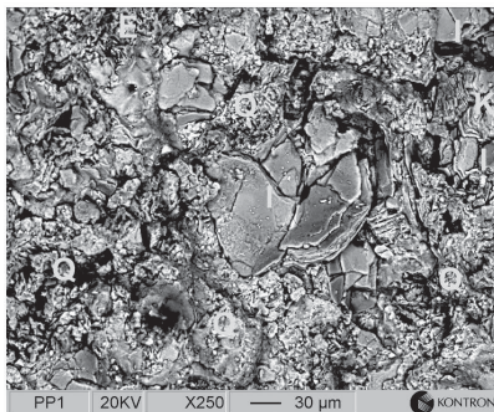


Figura 3: Fotomicrografia ao MEV, destacando a illita (I) no centro, circundada por uma matriz quartzosa (Q). Subordinadamente aparecem a esmectita (E) e a caulinita (K).

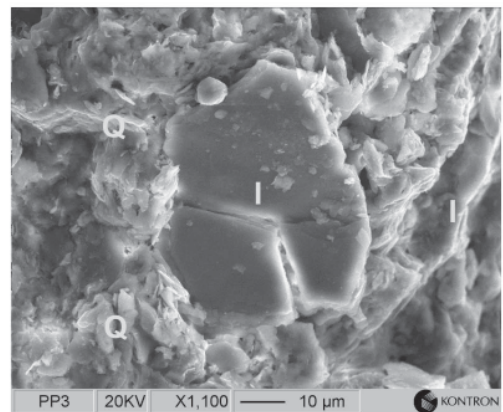


Figura 4: Fotomicrografia ao MEV, detalhe da illita (I), circundada por uma matriz quartzosa.

Evidências da Atuação de Diferentes Processos na Geração de Linhas de Pedra na Região Nordeste do Amazonas

Lena Simone Barata Souza¹; Adriana Maria Coimbra Horbe¹ & Marco Antonio Horbe²

1- Departamento de Geociências – Fundação Universidade do Amazonas – ahorbe@fua.br

2- CPRM – Serviço Geológico do Brasil – Sureg/Manaus – suregma@cprm-ma.gov.br

Introdução

A região tropical e intertropical úmida da Terra vêm sofrendo, desde o Terciário, um longo processo de intemperismo que levou ao desenvolvimento de expressivos perfis lateríticos. A região Amazônica está inserida neste contexto e apresenta evidências desse processo. Estas evidências são reveladas pela presença de crostas lateríticas que são de grande importância para o entendimento da geologia do Cenozóico, por constituírem excelentes marcadores paleoambientais, cuja abundância em quase toda a extensão da Amazônia é uma prova incontestável de que os processos de laterização se desdobraram por toda a região. Nas regiões de Manaus e Presidente Figueiredo, são numerosos os registros dos processos lateríticos com a formação de crostas ferruginosas e aluminosas.

Na Amazônia, os perfis lateríticos alóctones são conhecidos por linhas de pedra (*stone lines*) ou paleopavimentos e, parecem ser mais restritos do que os autóctones. Geralmente, as linhas de pedra formam corpos lenticulares, constituídos por fragmentos angulares e subangulares, resistentes, como blocos de rochas, minerais de quartzo e concreções lateríticas (derivadas dos horizontes ferruginosos e aluminosos), envolvidos ou não por matriz argilo-arenosa, de coloração variando entre o amarelo e o marrom, proveniente de latossolos e do horizonte mosqueado. Estas linhas de pedra podem chegar a espessuras métricas ou ser quase imperceptíveis, representadas por tênues concentrações de grânulos e pequenos seixos, que acompanham ou não a morfologia das vertentes atuais (Costa, 1991; Bigarella et al. 1994).

Várias teorias, compiladas por Bigarella et al. (1994) e Thomas (1994), são cogitadas para a origem das linhas de pedra e do seu recobrimento: a) seriam resultado do intemperismo residual com a deposição dos fragmentos próximo à área fonte, na forma de avalanches, escorregamentos, erosão diferencial (eluviação) e transporte por processos fluviais e lacustres em épocas de clima mais seco; b) os processos de bioturbação provocariam a remoção seletiva das frações finas de subsuperfície para a superfície, pela ação de cupins, vermes e formigas, formando um tipo de *lag* biológico, constituído de fragmentos grosseiros, principalmente de fenoclastos de quartzo; c) formadas *in situ* pela deposição de óxi-hidróxidos de ferro no solo; d) como resultado do afundamento de fragmentos, devido a diferença de densidade, não estando, portanto, associadas a

processos erosivos, apesar de haver evidências de estarem relacionadas com períodos de clima seco e fragmentação da crosta laterítica (Lecomte, 1988). Esses conceitos, muitas vezes, não explicam casos em que as linhas de pedra são constituídas por fragmentos de quartzo subarredondados e de cascalho laterítico, evidenciando desgaste num meio de transporte fluido.

Considerando que as linhas de pedra podem ser resultantes de vários processos, inclusive sobrepostos, torna-se importante definir a relação das linhas de pedra com os horizontes sobre e sotopostos, visando, assim, definir a evolução/transformação sofrida pelos perfis lateríticos ao longo do tempo geológico. Com esse objetivo, foram estudados perfis na cidade de Manaus e ao longo das rodovias BR-174 e AM-240, na região nordeste do Amazonas. Destes, foram selecionados cinco para estudos de detalhe através de análises granulométricas, mineralógicas e químicas.

Resultados e Discussões

Na região estudada, no nordeste do Amazonas, os perfis lateríticos se desenvolveram sobre as rochas do Supergrupo Uatumã e da Bacia do Amazonas (Formações Nhamundá, Prosperança, Pitinga, Manacapuru e Alter do Chão). Atualmente esses perfis apresentam-se completos ou truncados, com ou sem linhas de pedra (Fernandes Filho et al. 1997; Horbe et al. 2001). Os perfis completos apresentam-se estruturados, de baixo para cima, nos seguintes horizontes: rocha-mãe, saprólito, mosqueado, crosta aluminosa e/ou ferruginosa e solo, estando restritos às porções mais elevadas do relevo que correspondem aos topos dos platôs. Nas encostas e vales, os perfis estão truncados, geralmente com a crosta ausente e o solo sobreposto diretamente sobre o mosqueado ou, como normalmente ocorre, há uma linha de pedra entre esses dois horizontes, discordante com a superfície topográfica atual. Em vários locais as linhas de pedra estão falhadas. Existem, ainda, perfis próximos aos topos dos platôs com crostas lateríticas preservadas, mas com delgadas linhas de pedra sobrepostas, intercaladas por um material argilo-arenoso ocre, o que sugere truncamento do solo. O solo que recobre as linhas de pedra tem espessura desde poucos centímetros até vários metros.

De acordo com os horizontes preservados e da forma, granulometria e arranjo dos fragmentos, foram identificados cinco tipos de perfis truncados com linhas de pedra, estruturados de baixo para cima nos seguintes horizontes (Fig. 1): 1- horizonte mosqueado, crosta ferruginosa, material argilo-arenoso ou areno-argiloso ocre (paleossolo ?) com poucos centímetros de espessura, linha de pedra com fragmentos geralmente menores que 3 cm, e solo sobreposto; 2- similar ao anterior, mas com uma segunda linha de pedra logo acima da crosta, com fragmentos, em geral, maiores que 3 cm, intercalada por um material argilo-arenoso ou areno-argiloso ocre; 3- similar ao tipo 1, mas sem crosta ferruginosa; 4- similar ao tipo 2, mas, também, sem crosta ferruginosa; 5- horizonte mosqueado com uma ou duas linhas de pedra sobrepostas, formadas de fragmentos maiores que 3

cm, que estão intercaladas por material areno-argiloso ocre e recobertas pelo solo. Os perfis 1 e 2 localizam-se próximos ao topo dos platôs e os demais nas encostas e vales.

Com base no exposto foram identificados dois tipos de linhas de pedra: A) formadas por fragmentos mais grosseiros (até 8 cm de diâmetro), com formas, em geral, angulosas, estando totalmente envolvidos por uma matriz areno-argilosa ou argilo-arenosa, totalizando até 70 cm de espessura e sendo típica dos perfis 2, 4 e 5, podendo, inclusive, encontrar-se duas linhas desse tipo sobrepostas; B) tem espessura menor que 10 cm, é formada por fragmentos menores (< 3 cm), geralmente mais arredondados, melhor classificados e com pouca matriz, de modo que os fragmentos estão em contato entre si. Ocorre nos perfis 1 e 3 e, simultaneamente, com a linha de pedra do tipo A, configurando o perfil 5 (Fig. 1). A crosta e as linhas de pedra são separadas por material areno-argiloso a argilo-arenoso ocre que representa, provavelmente, um paleossolo.

As análises granulométricas realizadas em perfis similares aos tipos 3, 4 e 5 (este último com duas linhas de pedra tipo A) indicam que a proporção de fragmentos maiores que 2 mm varia entre 29% e 67% nas linhas de pedra tipo A, enquanto nas do tipo B, a quantidade de fragmentos é maior, entre 59% e 89%. Os fragmentos, com formas irregulares variando de angulosos a semi-arredondados, são constituídos por grãos de quartzo e plasma ferruginoso de origem laterítica, possuem coloração avermelhada e estão envolvidos por filmes de goethita marrom. Os fragmentos menores têm, geralmente, maior dureza. Nos perfis 4 e 5, a distribuição do tamanho dos fragmentos ao longo do horizonte é irregular, enquanto no perfil representativo do tipo 3 há uma pequena diminuição na proporção de fragmentos em relação à matriz, para o topo da linha de pedra mais próxima a superfície (89% para 85%). Em três dos cinco perfis estudados, o horizonte mosqueado, a matriz da linha de pedra e o solo apresentam distribuição granulométrica similar nas frações inferiores a 1,00 mm, enquanto nos demais há variações acentuadas, inclusive entre as matrizes do topo e base da mesma linha de pedra.

Mineralogicamente, os perfis são constituídos de quartzo, caulinita, gibbsita, hematita, goethita e anatásio, os dois primeiros predominando no solo e no horizonte mosqueado, enquanto nas concreções das linhas de pedra, os três últimos ocorrem em maior proporção. A gibbsita tende a predominar nos fragmentos e, subordinadamente, na matriz da linha de pedra, em relação inversamente proporcional com a caulinita, sendo possível, em dois dos cinco perfis estudados, diferenciar esse horizonte dos demais, havendo, inclusive, diferenças entre seu topo e base.

Em quatro dos cinco perfis estudados não houve diferenças na composição de SiO_2 , Al_2O_3 , provavelmente em consequência desses elementos estarem presentes em mais de um mineral (quartzo, caulinita e gibbista). O Fe_2O_3 e TiO_2 apresentaram teores sempre mais elevados nas concreções, não havendo diferenças marcantes entre as linhas de pedra tipo A e B.

As semelhanças granulométricas e mineralógicas ao longo do perfil sugerem que a linha de pedra é autóctone em relação aos demais horizontes do perfil, enquanto as diferenças indicam fonte externa ao perfil. O arranjo diferenciado entre os fragmentos e a matriz das linhas de pedra sugere diferenças no estágio evolutivo da linha de pedra.

Os dados apresentados, apesar de preliminares, mostram que o estudo das linhas de pedra é muito complexo, não só devido as várias teorias sugeridas para a sua formação, mas, também, em consequência dos aspectos estruturais, texturais, mineralógicos e, possivelmente, químicos (elementos-traço) diferenciados entre as linhas de pedra e os demais horizontes do perfil. Isto sugere que mais de um processo pode ter influenciado na formação das linhas de pedra e que pode haver diferentes estágios evolutivos.

Referências Bibliográficas

- BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; SANTOS, G.F. 1994. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. Ed. UFSC, vol. 1, 425p.
- COSTA, M. L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. Rev. Bras. Geol., 21, p. 146 – 160.
- FERNANDES FILHO, L. A.; COSTA, M. L.; COSTA, J. B. S. 1997. Registros neotectônicos nos lateritos de Manaus – Amazonas. Geociências, São Paulo, 16 (1): 9 – 33.
- HORBE, A.M.C.; NOGUEIRA, A.C.R.; HORBE, M.A.; COSTA, M.L. & SUGUIO, K. -no prelo- A lateritização na gênese das superfícies de aplanamento da região de Presidente Figueiredo-Balbina, nordeste do Amazonas. Contribuições a Geologia do Amazonas II.
- LECOMTE, P. 1988. Stone line prolifes: importance in geochemical exploration. J. Geochem. Explor., 30: 35 – 61.
- THOMAS, M.F. 1994. Geomorphology in the tropics. John Wiley & Sons. 460p.

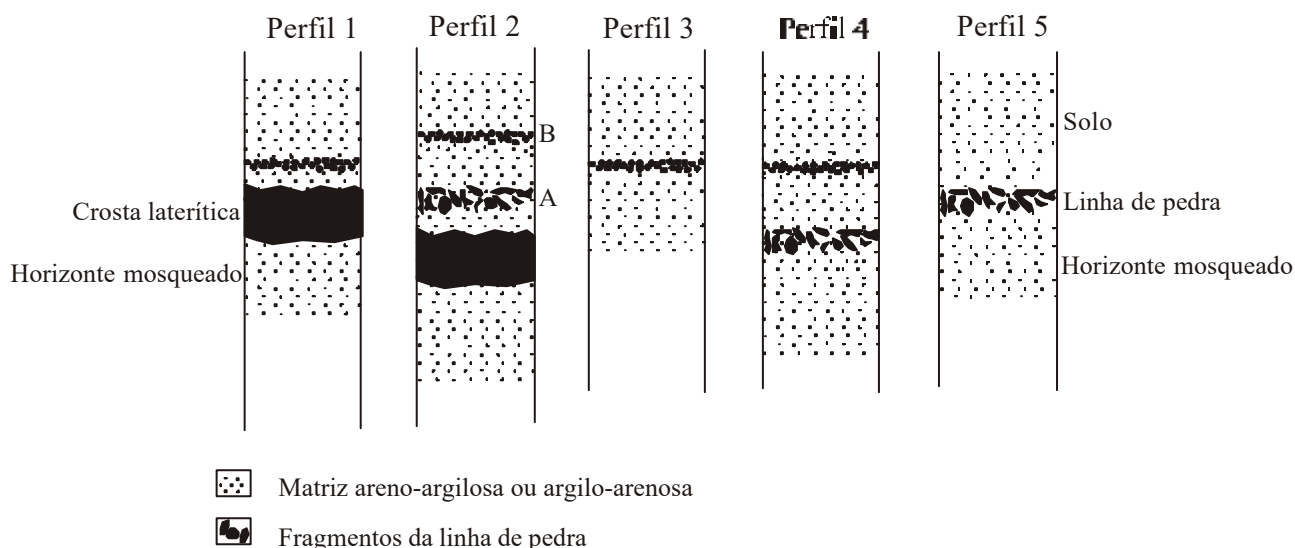


Figura 1: Perfis esquemáticos mostrando a disposição das linhas de pedra A e B em relação aos demais horizontes

Mapeamento Temático para Planejamento Municipal: Aplicação no Município de Ariquemes (RO)

Amílcar Adamy¹
Luiz Antonio da Costa Pereira¹

¹CPRM - Serviço Geológico do Brasil - Porto Velho (RO)
cprmrepo@enter-net.com.br

O desenvolvimento pela CPRM do Programa de Integração de Recursos Minerais em Municípios da Amazônia - PRIMAZ, efetuado nos últimos anos, propiciou a execução de mapeamentos temáticos distintos em alguns municípios do Estado de Rondônia, visando subsidiar o planejamento municipal com as informações básicas do meio físico. Esse processo apresentou uma evolução gradativa, com novos produtos e resultados mais eficazes, conforme se pode apreciar no Projeto PRIMAZ do Município de Ariquemes, realizado recentemente.

Essas informações contendo as indicações de potencialidades, limitações e vulnerabilidades do meio físico, reunidas de forma sistemática, devem por sua vez orientar o ordenamento territorial do município contribuindo para a racionalização do uso e ocupação do solo, bem como subsidiar a elaboração do Plano Diretor Municipal, fundamental para o ordenamento das ações governamentais.

Atualmente com a busca do desenvolvimento sustentável torna-se imprescindível o levantamento e a sistematização dos variados meios componentes do ambiente - nesse caso particular as potencialidades e vulnerabilidades do meio físico - visando contribuir em última instância com os processos de transição para a denominada sustentabilidade ampliada, que tem sua estrutura suportada pelas dimensões ecológica, ambiental, econômica, social e política.

Foram levantadas e sistematizadas em cartas georreferenciadas as seguintes informações temáticas referentes àquele município: base cartográfica, mapa político, geologia, recursos minerais, pedologia, aptidão agrícola, zoneamento agro-ecológico, suscetibilidade à erosão, direitos minerários, uso e ocupação do solo e aspectos de degradação ambiental, geomorfologia e planta urbana. Complementarmente, estão sendo executados estudos dos recursos hídricos superficiais e subterrâneos, indispensáveis à boa gestão municipal.

Os resultados preliminares obtidos até o momento indicam que a configuração do meio físico do município demonstra condições geológicas estáveis para uso e ocupação, uma satisfatória distribuição de recursos minerais não metálicos utilizáveis como materiais de uso imediato na construção civil e na recuperação da malha viária rural; destaca-se ainda a presença de inúmeros corpos graníticos que favorecem a existência de mineralizações de estanho, entre as quais a Mina de

Bom Futuro. Além disso, foram identificadas ocorrências de ouro associadas a zonas de fraturamento, bem como de rochas calcissilicáticas e graníticas de alta potencialidade para rochas ornamentais, de grande aplicação no mercado consumidor.

Predominam solos do tipo latossolos vermelho-amarelo álicos, seguidos por solos podzólicos vermelho-amarelo, ambos com distintas associações. Essas características revelam que apenas 20% do espaço territorial do município apresentam terras agricultáveis com boa aptidão e que 25% sejam impróprias para agricultura, indicando então a necessidade de elaboração de projetos bem dimensionados para um melhor aproveitamento econômico.

As características morfológicas de um relevo suave ondulado a quase plano observado na maior parte do município favorece uma ligeira a baixa suscetibilidade à erosão dos solos, tornando-se mais forte em áreas de relevo fortemente ondulado que possuam declives de 20 a 45%, como por exemplo, no quadrante NE, em direção a Machadinho d'Oeste. Evidências de processos erosivos associados a ravinamento ou voçorocamento em uma dimensão que possa comprometer a sua utilização não foram observadas.

A vegetação original, em sua maior parte associada a floresta tropical, encontra-se preservada em aproximadamente 80% da área total do município, cujos dados foram obtidos a partir da interpretação e análise de imagem de satélite Landsat, ano 1.996 , embora tenha ocorrido o aproveitamento da espécies florestais mais nobres e valiosas.

Os impactos ambientais identificados no trato urbano estão relacionados mais freqüentemente à poluição hídrica e a disposição inadequada de resíduos sólidos urbanos, enquanto que na área rural associam-se aos desmatamentos, queimadas e trechos desmatados e posteriormente abandonados – capoeiras. Esse cenário, no âmbito rural, conduz freqüentemente ao assoreamento de drenagens e alterações no regime fluvial da região; se associado ao desmatamento das cabeceiras de igarapés, conforme observado em muitos locais, certamente se traduzirá em extinção de pequenos cursos d'água e o rebaixamento do nível freático. A introdução de culturas irrigadas, defendida por muitos arautos de desenvolvimento, deverá ser conduzida com extrema cautela, estudando-se o comportamento das drenagens ao longo do tempo e simulando condições de uso, visando avaliar a capacidade de suporte.

Como produto final desse levantamento, resultará um mapa de uso recomendado de solo, conferindo ao município condições de melhor gerir seu espaço municipal em bases sustentáveis e de preservação do meio ambiente. Um produto intermediário foi produzido, denominado Mapa de Zoneamento Agroecológico, que levou em consideração apenas as informações referentes aos solos e suas aptidões naturais. Entretanto, a esse produto, deverão ser acrescidos dados como a natureza do substrato rochoso, o relevo, a cobertura vegetal, as unidades de conservação e proteção, as áreas de proteção hídrica, entre outras, gerando então um mapa final subsidiando as ações municipais.

Todas essas informações foram reunidas sistematicamente em volumes de texto temáticos, tendo como anexos principais os respectivos mapas, configurando-se em uma contribuição institucional ao conhecimento técnico e científico daquela porção da Amazônia e particularmente ao município contemplado, que assim poderá complementar suas informações de planejamento para a continuidade na caminhada ao desenvolvimento sustentável.

Referências Bibliográficas

CPRM - Serviço Geológico do Brasil. *Programa de Integração Mineral em Municípios da Amazônia - Município de Ariquemes (RO)*. Porto Velho. (no prelo)

GESTÃO dos recursos naturais; subsídios à elaboração da Agenda 21 Brasileira. Brasília: Ministério do Meio Ambiente/Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis/Consórcio TC/BR/FUNATURA, 2000. 200p.

Ensaio Preliminar para Identificação de Material Húmico Bruto em Extratos Aquosos Naturais (Arenito de Pilões, Ilha de Itarana, São João de Pirabas, NE do Pará)

¹Alcântara, B. D. P., ²Lima, W. N.

Centro de Geociências, Ufpa, Belém (Pa)

¹bdpa@bol.com.br

²cpgg@ufpa.br

Introdução - Três amostras de arenito de Pilões (ilha de Itarana, São João de Pirabas, NE do Pará) e quatro amostras de extratos aquosos naturais resultantes da percolação de terrenos podzólicos foram submetidas a análise química (determinação de carbono orgânico, nitrogênio orgânico, sílica) e ensaio espectroscópico de material húmico bruto. Os resultados obtidos foram comparados com dados de literatura visando estudo biogeoquímico preliminar.

Fisiografia - Na porção NW da zona fisiográfica costeira do município de São João de Pirabas (NE do estado do Pará) ocorrem, principalmente, depósitos terciários e quaternários distribuídos em duas unidades morfológicas distintas: o planalto costeiro e a planície costeira (Fig. 1). O planalto consiste de terrenos com relevo colinoso, suavemente ondulado, sustentado por sedimentos Pós-Barreiras (no topo) e do Grupo Barreiras (imediatamente abaixo, no perfil). A planície costeira é caracterizada por sistemas de terraços, ambientes de manguezais, “cheniers”, paleodunas, interdunas, lagos, dunas costeiras atuais, praias e barras arenosas (Silva Júnior, 1998).

A ilha de Itarana, cujo acesso mais imediato se faz, em barco, a partir da vila de Cuiarana (município de Salinópolis), apresenta características bem representativas dessas duas unidades morfológicas. No extremo SE dessa ilha destaca-se o sistema de terraços no geoambiente denominado Pilões. Trata-se de arenito constituído de areias muito finas, de coloração variando do amarelo-esbranquiçado ao marrom-escuro, facilmente fragmentável a golpe de martelos; aparece sob a forma de falésia, que se estende por cerca de 300m, exibindo, no topo, formas erosivas (cavidades), que se assemelham a “marmitas” e pequenas cavernas, de formas variadas (de 0,50m a 1,50m de extensão). Adjacente a esse arenito e recobrimdo o mesmo, aparece uma falésia de sedimentos arenosos do Pós-Barreiras (areias brancas finíssimas), em cujo topo se encontram vegetação costeira característica (em geral, arbustiva) e pequenos lagos de água pluvial, acumulada no período chuvoso (de janeiro a julho, notadamente). A percolação dessas águas no perfil arenoso atinge o arenito de Pilões , este mais exposto, e recebendo impacto das ondas e correntes de maré; essa percolação transporta (provavelmente) material húmico dos solos e do perfil podzólicos, que circundam e estão adjacentes e subjacentes aos lagos. A água acumulada nas cavidades de Pilões apresenta coloração castanho-avermelhada características de material húmico, dissolvido e particulado.

Material e Métodos - Coletou-se amostra de água acumulada nessas cavidades (extratos aquosos naturais) e procedeu-se filtração em Millipore 0,45 μ m, de modo a se obter quantidade suficiente para realizar ensaio pela espectroscopia de absorção na região do infravermelho. Coletou-se, também, três amostras de arenito de Pilões, de modo a proceder-se quantificação de matéria orgânica associada, mediante dosagem de carbono orgânico e nitrogênio orgânico, bem como de sílica. Para o ensaio espectroscópico utilizou-se equipamento Perkin-Elmer, modelo FT 1760X, com prensagem do material bruto em KBr, registrando-se o espectro no intervalo de 4000-400 cm^{-1} . O carbono orgânico foi determinado pelo clássico método da oxidação da matéria orgânica por solução de dicromato em meio sulfúrico, segundo procedimento descrito por Gaudette et al. (1974). O nitrogênio orgânico foi determinado pelo clássico método da digestão ácida segundo Kjeldahl seguida do arraste de amônia e dosagem espectrofotométrica com o reativo de Nessler (Sistema Hach Digesdahl, comprimento de onda em 460nm). A dosagem de sílica foi procedida segundo o tratamento clássico por gravimetria (Maxwell, 1968). O carbono orgânico nos extratos aquosos naturais foi determinado pela oxidação da matéria orgânica pelo permanganato em meio ácido (APHA, AWWA, WPCF, 1976).

Resultados e Discussão - A matéria orgânica marrom de solos está diretamente associada com a decomposição bioquímica de matéria vegetal pela atividade metabólica de microorganismos e formação de novas espécies químicas condensadas; o material húmico amorfo domina entre seus componentes (Aiken et al., 1985). A separação dos componentes químicos nesse material húmico leva à obtenção de três frações principais: os ácidos húmicos (insolúveis sob pH abaixo de 2), os ácidos fúlvicos (solúveis em qualquer valor de pH) e humina (a fração insolúvel). Enquanto os ácidos húmicos apresentam peso molecular da ordem de 2000 a 5000 daltons, os ácidos fúlvicos variam de 500 a 2000 daltons; em geral, os percentuais de C orgânico elementar se encontram entre 40,7 a 50,6 % nos ácidos fúlvicos, sendo mais elevados nos ácidos húmicos, de 53,8 a 58,7% (Drever, 1988); por sua vez, os percentuais de N orgânico elementar variam de 0,9 a 3,3% nos ácidos fúlvicos e de 0,8 a 4,3% nos ácidos húmicos, produzindo diferentes valores para a razão C/N.

Em geral, os trabalhos relativos à caracterização química de substâncias húmicas consideram origem (solos, águas, material carbonoso), isolamento (separação química das três frações principais), propriedades (quantificação de grupos funcionais orgânicos pela acidez, capacidade de troca catiônica, determinação de peso molecular), análise química elementar (C, N, H, O, P, S) e caracterização estrutural (espectroscopia no infravermelho, raios-X, ressonância magnética nuclear, microscopia eletrônica, por exemplo). Os espectros de absorção na região do infravermelho de ácidos húmicos e fúlvicos, de diferentes origens, são semelhantes, porém não são idênticos. Uma notável característica desses espectros é o registro de bandas nítidas (mais ou menos largas, médias) devidas ao estiramento da ligação C = O de vários grupos funcionais orgânicos (ácidos carboxílicos

e seus derivados, aldeídos, cetonas) às proximidades de 1720 cm^{-1} ; o deslocamento dessa banda para regiões menos energéticas (às proximidades de $1630\text{-}1600\text{ cm}^{-1}$) indica presença de carboxilatos e/ou de complexação por metais como o Fe e o Al (Stevenson, 1982; Aiken et al., 1985); outros registros importantes de bandas no infravermelho serão considerados posteriormente.

No ensaio espectroscópico aqui procedido em material húmico bruto registrou-se uma banda nítida, com desdobramento às proximidades de 3698 , 3621 e 3436 cm^{-1} , atribuídos à presença de grupos hidrofílicos (principalmente do estiramento da ligação O-H); outra banda nítida, com desdobramentos em 2929 e 2858 cm^{-1} foram atribuídas aos grupamentos metileno, $-\text{CH}_2-$; uma banda quase imperceptível em 1720 cm^{-1} , foi atribuída ao estiramento da ligação $\text{C}=\text{O}$ de grupos carboxílicos; outra banda registrada em 1651 cm^{-1} é atribuída à presença de carboxilatos e/ou de complexação de metais como Fe e Al. As demais bandas de absorção estão relacionadas principalmente com as ligações Si-O e Al-OH: um registro bem acentuado com desdobramentos em 1094 , 1034 e 1009 cm^{-1} ; uma nítida banda em 913 cm^{-1} ; e outras bandas nítidas em 798 , 754 , 693 , 538 , 470 e 432 cm^{-1} (Fig. 2).

Neste estudo, a quantificação da matéria orgânica associada às três amostras de sedimentos de arenito de Pilões levou a resultados tais como 2,36%, 2,76% e 9,62%, dependendo da intensificação de coloração marrom presente no sedimento. A razão C/N, envolvendo os percentuais de carbono orgânico e nitrogênio orgânico, produzem índices mínimos de 26,67 e máximo de 50,73, observados nessas amostras de sedimentos arenosos; nesses casos, a variação depende da maior ou menor influência de compostos orgânicos nitrogenados (como a lignina) ou não-nitrogenados (como a celulose) presentes nos restos vegetais que produziram o material humificado. Quanto à sílica, esta varia de 79,31% a 86,23%, o que é coerente.

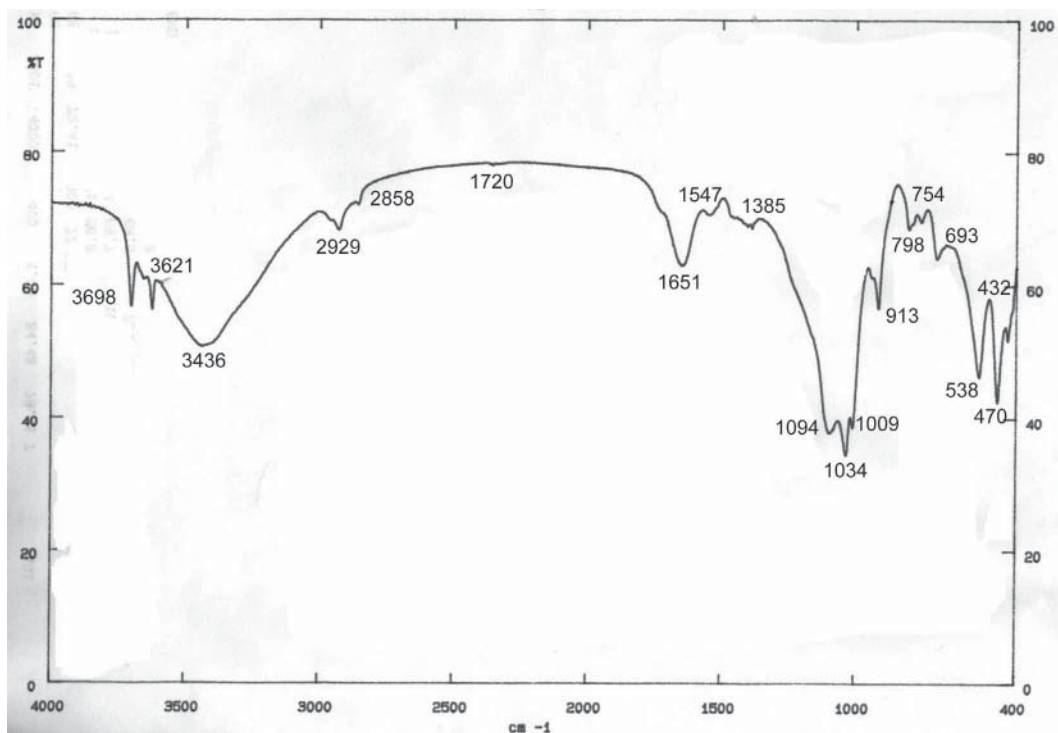
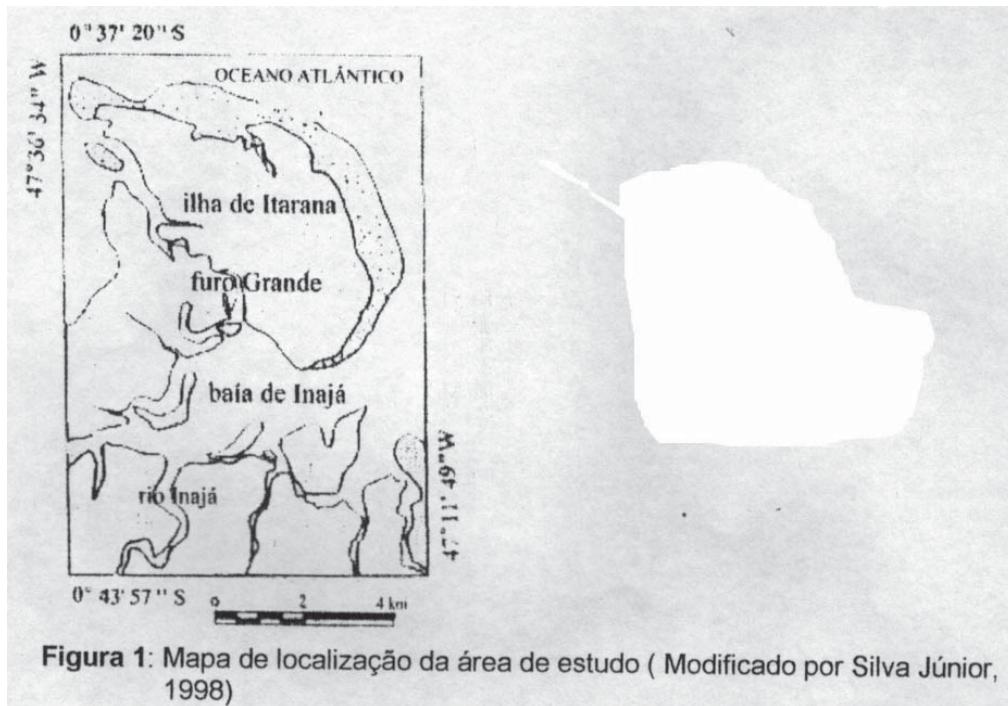
O que se espera é que a percolação das águas no perfil podzólico produza material húmico que dá coloração ao sedimento arenoso. Por sua vez, a determinação de carbono orgânico no extrato aquoso bruto de material húmico coletado nas cavidades do arenito de Pilões levou a índices variáveis entre 8,27 e 11,7 expressos em mg de C por litro.

Com efeito, os trabalhos de Leenheer (1980), envolvendo diferentes rios, incluídos os rios Negro (na Amazônia) e Suwanee (na Geórgia, EUA), ricos em material húmico, o conteúdo em carbono orgânico dissolvido mostrou-se elevado para o rio Negro (11,7mg de C por litro) e ainda mais rico no rio Suwanee (30,2mg de C por litro). No caso do rio negro, na bacia amazônica, Leenheer (1980) concluiu que a origem primária dessas substâncias húmicas é a de águas subterrâneas drenadas da superfície solos podzólicos, sendo responsáveis pela coloração escura das águas superficiais, e correspondem a aproximadamente a 50% do material orgânico solúvel.

Referências Bibliográficas

- Aiken, G.R.; Mcknight, D.M.; Wershaw, R.L; McCarthy, P. (eds). 1985. Humic substances in soil, sediments, and water: Geochemistry, isolation, and characterization. New York, Wley. 692p.
- APHA, AWWA, WPCF. 1976. Standard methods for the examination of water and wastewater. American Public Health Association. Washington, D.C. 1193p.

- Drever, J.A. 1988. *The Geochemistry of Natural Waters*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J. 436p.
- Gaudette, H.E.; Flight, W.R.; Toner, L.; Folger, D.W. 1974. An inexpensive titration method for the determination of organic carbon in recent sediments. *Journal of Sedimentology and Petrology* 44(1):249-253
- Leenheer, J.A. 1980. Origin and nature of humic substances in the waters of the Amazon River Basin. *Acta Amazonica* 10(3): 513-526
- Marel, H. Van der; Beutelspacher, H. 1976. *Atlas of Infrared Spectroscopy of Clay Minerals and their Admixtures*. Elsevier
- Maxwell, J.A. 1968. *Rock and Mineral Analysis*. New York, Interscience. 584p.
- Silva Júnior, O.G. da. 1998. *Morfoestratigrafia da Planície Costeira do município de São João de Pirabas (porção NW-NE do estado do Pará)*. Belém, Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará. Dissertação de Mestrado. 88p.
- Stevenson, F. J. 1982. *Humus Chemistry: Genesis, composition, reactions*. New York, Wiley-Interscience.



Áreas de Riscos Geoambientais na Cidade de Manaus-AM

Elias V. da C. Santos Júnior¹, Armando J. H. Takaki¹, José D. Alecrim², Mauro J. V. Bechman³,
Alberto R. Jovinape Filho⁴.

¹Curso de Pós-Graduação em Geociências/U. A. Santos@amazongeo.zzn.com; ²Prof. Departamento de Geociências/U. A.; ³Curso de Pós-Graduação em Natureza e Cultura na Amazônia/U. A.;

⁴Geólogo.

e-mails: santos@amazongeo.zzn.com, jalecrim@fua.br

Introdução:

A cidade de Manaus nos últimos 33 anos tem sofrido um processo de intensa expansão de sua área urbana, tal fato deve-se ao fluxo migratório originado pela implantação da Zona Franca de Manaus. Este crescimento acelerado ampliou a área urbana da cidade de Manaus, que em 1967 era de aproximadamente 1.600 ha, para acima de 26.000 ha nos dias de hoje, acarretando uma explosão populacional acima das demais capitais do país, passando de 200 mil habitantes em 1965 para acima de 1.4 milhões de habitantes.

De acordo com Santos Júnior (2000), esta expansão acelerada associada à crise econômica instalada no final da década de 80, que gerou a diminuição de empregos nas indústrias da Zona Franca, vem ocasionando a ocupação urbana de áreas inadequadas a esse fim, tais como: planícies de inundação, leito de igarapés e encostas de platôs; estes locais apresentam-se como áreas de risco potencial, haja vista o alto índice pluviométrico da região que acarreta a aceleração dos processos erosivos a partir da retirada da cobertura vegetal, o que pode ocasionar a geração de voçorocas e deslizamentos, além do assoreamento de igarapés provocando inundações, que aliadas a carência de saneamento básico e ausência de infra-estrutura adequada para a instalação de adensamentos populacionais, constitui-se em fatores geradores de degradação ambiental urbana.

Com objetivo de identificar áreas inadequadas a ocupação urbana na cidade de Manaus, determinar o grau de risco geo-ambiental, os agentes causadores desses riscos, assim como propor medidas mitigadoras aos impactos causados por essa ocupação, a equipe de Geologia Ambiental do DEGEO/UA, vem realizando inúmeros levantamentos na cidade de Manaus.

Metodologia:

A metodologia empregada neste monitoramento é dividida em 8 fases distintas, porém intrinsecamente relacionadas que são:

- Pesquisa bibliográfica a trabalhos anteriores;
- Levantamento e pesquisa de mapas regionais e municipais de geologia, geomorfologia, clima, população, etc.;

- Levantamento de áreas de risco ou inadequadas à ocupação urbana;
- Pesquisa de campo, que se confunde com o item anterior, mas acrescenta-se aqui o levantamento das informações e variáveis relacionadas a estas áreas;
- Catalogação e descrição estatística das informações relacionadas no item anterior, coincidindo com a confecção de tabelas e gráficos, e determinação das variáveis relevantes à pesquisa;
- Análise e inferência das informações e variáveis relacionadas, a fim de obter o seu grau de influência no risco geológico dessas áreas;
- Elaboração do banco de dados das áreas;
- Elaboração das cartas temáticas das áreas.

Resultados:

Neste artigo serão apresentados 3 Estudos de Caso, os quais ilustram diferentes situações de Riscos Geoambientais na cidade de Manaus.

Rua 15 de Janeiro, Bairro do Mauzinho: Nesta área, o risco geoambiental é decorrente de uma feição erosiva de grande porte (voçoroca), a qual põe em perigo a população que habita no entorno da mesma. A área próxima à voçoroca apresenta-se como área de risco potencial, haja vista o avanço da erosão em direção às casas localizadas na encosta da incisão, fato este que causou a destruição de uma casa e parte de outra.

Observa-se na área uma tentativa de conter a queda da encosta, onde foi realizado um retaludamento, porém esta medida tem efeito temporário já que as outras partes das paredes do anfiteatro continuam caindo, além disso, os moradores também com o objetivo de conter a erosão, plantaram bananeiras na base do talude, o que só retarda o avanço por tempo limitado, tendo em vista que este tipo de vegetação concentra muita água em suas raízes, o que geralmente causa desmoronamentos (figura 1).



FIGURA 1 – Casa reconstruída após ser parcialmente destruída pelo avanço da erosão, observa-se o retaludamento da encosta, além da plantação de bananeiras

Outra tentativa ineficaz de conter a erosão é

a utilização do anfiteatro da voçoroca como depósito de lixo por cerca de 77% dos residentes da área (Santos Júnior & Bechman, 1999.), já que isso ocasiona a formação de lixeiras viciadas, aumentando o risco de doenças, além do aumento da poluição do ambiente no local (figura 1).

Rua B, Conjunto Canaranas: Neste local observa-se a formação de feições erosivas geradoras de risco geoambiental decorrentes de obras geotécnicas executadas de forma inadequada. Na rua B ocorre uma voçoroca que sofreu várias intervenções por parte do poder público, porém sem grande sucesso.

Desde o ano de 1995 que obras vêm sendo realizadas, contudo sempre de maneira inadequada, o que ocasiona o retorno da ação erosiva. Primeiramente foi construída uma canaleta visando evitar o escoamento superficial concentrado em direção a voçoroca, porém a água foi direcionada para a encosta causando o aumento da erosão. Posteriormente foram construídos: uma escadaria de dissipação, além de 3 patamares gramados e uma canaleta coletora (Vieira, 1998), contudo estas escadarias foram destruídas pela força das águas, resultando em uma voçoroca com 50 metros de comprimento, aproximadamente 12 de largura e 6 de profundidade.

Na ocasião do retaludamento da encosta, foi realizado o desvio da tubulação para uma área adjacente à primeira, o que ocasionou a formação de uma grande incisão erosiva com 150 metros de comprimento, 100 de largura e profundidade de 30 metros (Figura2).



Figura 3 - Neste ponto observa-se a ocorrência de uma voçoroca originada a partir do desvio do tubo de escoamento para uma área imprópria, atualmente o muro observado na foto, já foi destruído pela erosão.

Orla Fluvial de Manaus, Porto do Pedrão: Este é um exemplo clássico de ocupação de áreas inadequadas, neste sítio hoje funciona o Porto do Pedrão, com atividade de carga e descarga de diversos tipos de material. Nesse local existia uma serraria, o porto foi construído sobre resíduos de madeira, que com o passar dos anos começaram a ceder, causando, no mês de novembro de 1999, o mais grave acidente na orla da cidade de Manaus com número incerto de vítimas e prejuízo material não mensurado. (Figura 3; cedida pelo Jornal A Crítica)



Conclusão:

Os resultados obtidos até o presente momento, permitem concluir que a ocupação do território de forma inadequada é o principal fator desencadeador dos processos erosivos na cidade de Manaus, principalmente devido o hábito de ser retirar totalmente a cobertura vegetal quando da ocupação do terreno, o que resulta na formação de escoamento superficial concentrado, gerando os produtos da erosão linear (sulcos, ravinas e voçorocas), resultando em áreas de risco potencial.

As incisões erosivas que ocorrem em grande parte da cidade de Manaus são causadas pela realização de obras de urbanização inadequadas ou mal projetadas, que direcionam as águas de escoamento superficial para áreas impróprias.

Isto posto, fica evidente a necessidade de trabalhos de cunho Geo-ambiental, tendo em vista que a cidade de Manaus cresce aceleradamente, gerando a ocupação de áreas inadequadas à esse fim, o que pode vir a causar desastres ambientais semelhantes aos sofridos pelos estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais, por exemplo.

Referências Bibliográficas:

- SANTOS JÚNIOR, E. V. da C.. 2000. Problemas Ambientais Causados Por Erosão Linear Em Uma Porção da Área Urbana de Manaus (Bairro Cidade Nova). Trabalho Final de Graduação. DEGEO/UA. 115p.
- SANTOS JÚNIOR, E. V. da C. & BECHMAN, M. J. 1999. Problemas Sócio-Ambientais Decorrentes da Ocupação Inadequada na Cidade de Manaus-Am – In: VI Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus (AM). Pág 231-233.
- VIEIRA, A. F. G. 1998. Erosão Por Voçorocas em Áreas Urbanas: O Caso de Manaus (AM). Florianópolis: UFSC. Dissertação (Mestrado). Dep. Pós Graduação em Geografia da Universidade Federal de Santa Catarina.UFSC.

Problemas Ambientais Causados por Erosão Linear na Área Urbana de Manaus (Bairro Cidade Nova)

Elias V. da C. Santos Júnior^{1,2} & José Duarte Alecrim¹

¹Universidade do Amazonas-CPGGeo/ ²Amazongeo Geologia e Meio Ambiente Ltda
e-mails: santos@amazongeo.zzn.com, jalecrim@fua.br

Apresentação

Este artigo é fruto do Trabalho Final de Graduação do curso de Geologia da Universidade do Amazonas, intitulado *Problemas Ambientais Causados Por Erosão Linear Em Uma Porção da Área Urbana de Manaus (Bairro Cidade Nova)*, tendo por objetivo realizar o cadastramento dos produtos da ação da erosão linear que são sulcos, ravinas e voçorocas, resultantes do escoamento d'água superficial concentrado, na área do bairro Cidade Nova quanto à forma, origem, evolução e possíveis riscos ambientais que possam causar perdas materiais (desabamentos de casas e prédios, desmoronamento de encostas, desvalorização de terrenos e destruição de obras públicas).

Resumo

Com a implantação da Zona Franca em 1967, Manaus passou a sofrer um crescimento acelerado bem acima da média das demais capitais do país, o que tem ocasionado a expansão da área urbana da cidade, gerando a ocupação de áreas inadequadas a esse fim, tais como: planícies de inundação, leito de igarapés e encostas de platôs. Estes locais apresentam-se como áreas de risco potencial, devido ao alto índice pluviométrico da região, que acarreta a aceleração dos processos erosivos a partir da retirada da cobertura vegetal associada a formação de escoamento superficial concentrado, ocasionando feições erosivas lineares. O bairro Cidade Nova foi selecionado, como área de estudo, devido o mesmo conciliar adensamentos urbanos planejados com aqueles provenientes de invasões, propiciando com isso a ocorrência de processos erosivos (Figura 1).

O estudo dos fatores controladores da erosão linear é de fundamental importância, tendo em vista os grandes prejuízos para a sociedade gerados por essas feições, tais como: degradação de áreas urbanas ou em processo de urbanização, perda de solos agricultáveis, desvalorização de áreas imobiliárias e perda de investimentos públicos em obras de infra-estrutura (Canil *et al.*, 1995).

Neste trabalho foram cadastrados 25 focos de erosão linear, sendo 22 localizados no bairro Cidade Nova, 1 no bairro Monte Sinai e 2 no bairro Monte das Oliveiras, dos quais todos sofreram aceleração devido a intervenção humana. Das 25 incisões erosivas cadastradas 16 são voçorocas, das quais apenas 4 sofreram alguma intervenção do poder público.

Resultados Obtidos e Considerações Finais:

Os resultados obtidos no decorrer deste trabalho, permitem concluir que a ocupação do território de forma inadequada é o principal fator desencadeador dos processos erosivos na cidade de Manaus, principalmente devido ao hábito de retirar totalmente a cobertura vegetal quando da ocupação do terreno, o que resulta na formação de escoamento superficial concentrado, gerando os produtos da erosão linear (sulcos, ravinas e voçorocas). Porém outro fator desencadeador dos processos erosivos é o mau direcionamento das águas pluviais, devido a obra de aparelhamento urbano inadequado, como por exemplo, o despejo de água através dos tubos de esgoto a meia-encosta dos vales, além das feições erosivas geradas pelo rompimento das canaletas de dissipação das águas pluviais.

Esses problemas dão-se não somente nas áreas com baixa infra-estrutura (comunidades oriundas de invasão), como também nos conjuntos residenciais planejados, como é o caso dos Conjuntos Canaranas, Francisca Mendes I e II e Nova Cidade, o que comprova quem em grande parte dos casos, os processos erosivos são formados devido a falta de conhecimentos técnicos por parte dos executores dessas obras.

A partir dos estudos realizados e a luz dos resultados obtidos, pode-se apresentar aqui uma definição mais abrangente para os processos atuantes no solo, além de uma definição para voçorocas adequada à região estudada:

“As voçorocas, são em linhas gerais, produto de intensa atividade erosiva, que surgem nas áreas urbanizadas e rurais, resultantes dos fatores naturais atuantes e do grau de atuação antrópica, é caracterizada por apresentar vales em U, com comprimento superior a 10 metros, largura e profundidade acima de 2 metros, podendo ou não apresentar escoamento superficial.”

A interpretação dos resultados permite ainda as seguintes conclusões:

- O tipo de solo predominante na área estudada é a dos latossolos amarelos, não foi constatada a ocorrência de podzóis, nas voçorocas ocorrentes neste tipo de solo a forma predominante é a retangular, contudo quando a cobertura de solo é retirada, expondo os sedimentos da Formação Alter do Chão, a forma predominante passa a ser retilínea, causada pela ocorrência de uma película ferruginosa, formada possivelmente pela ação direta da água sobre a superfície do terreno, causando a erosão por salpicamento. Neste tipo de sedimento as feições erosivas adquirem grandes extensões (da ordem de 80 a 100 metros), porém com pequenas larguras (2 a 2,5 metros) e profundidades acima de 5 metros, dando característica linear as voçorocas.
- Sugere-se que além do retaludamento sejam plantados espécimes vegetais, com raízes e copas espessas, visando evitar o impacto direto das gotas de chuva com a superfície do terreno, e posteriormente a formação de fluxo superficial concentrado.
- Sugere-se também que os anfiteatros sejam obliterados com materiais inertes tais como, restos de construções e outros que não causem a poluição dos recursos hídricos, entretanto esses depósitos

devem ser controlados devidamente evitando que se depositem lixo orgânico, ou rejeitos industriais poluentes. Essa prática reduziria em muito o despejo de material no aterro sanitário municipal.

- As obras realizadas nos focos de erosão investigados demonstram total desconhecimento por parte da Prefeitura e Governo do Estado, quanto ao fenômeno da erosão, o que denota a necessidade de profissionais ligados às geociências nos órgãos públicos, principalmente porque essas obras envolvem não somente aspectos estruturais como também conjunturais, como por exemplo o remanejamento dos habitantes do local. As obras de contenção adotadas devem objetivar *Recuperar* ou *Reabilitar* as áreas degradadas pela ação dos processos erosivos.
- A ocupação da área urbana não é desordenada, como vem sendo exposto em diversos trabalhos ao longo dos últimos anos, existe um ordenamento implícito, no qual as áreas adequadas à ocupação urbana sem que sejam necessários trabalhos técnicos (topos dos platôs), são ocupadas primeiramente pelas parcelas mais pobres da população, porém com o passar do tempo, essas pessoas são gradativamente sucedidas pelas classes com maior poder econômico, sendo levadas a ocupar as vertentes e posteriormente o fundo dos vales.

Com base no exposto acima, fica evidente a necessidade de trabalhos de cunho Geo-ambiental, tendo em vista que a cidade de Manaus cresce aceleradamente, gerando a ocupação de áreas inadequadas a esse fim. Espera-se que com a implantação do Plano Diretor, que ora apresenta-se em fase de elaboração, estas áreas passem a ser protegidas, evitando-se que ocorram tragédias provocadas por acidentes geológicos- geotécnicos.

Referências Bibliográficas:

- CANIL, K.; IWASA, O. Y.; SILVA, W. F. & ALMEIDA, L. E. G. 1995. Mapa de Feições Erosivas Lineares do Estado de São Paulo: Uma Análise Qualitativa e Quantitativa: In: 5º Simpósio Nacional de Controle de Erosão. (Anais). São Paulo: ABGE/DAEE. p. 249-251.
- SANTOS JÚNIOR, E. V. da C.. 2000. Problemas Ambientais Causados Por Erosão Linear Em Uma Porção da Área Urbana de Manaus (Bairro Cidade Nova). Trabalho Final de Graduação. DEGEO/UA. 115p.

O Geoambiente na Amazônia Ocidental e suas Relações com os Principais Sistemas Terrestres

¹Alecrim, J. D.; ¹Santos Jr., E. V. da C.; ²Beckman, M.; ¹Guimarães P. I. S. & ¹Carmo, M. R.

¹Depart.de Geociências - UA; ²Depart.de Geografia – UA
e-mail: jalecrim@fua.br

Introdução - Este trabalho constitui uma investigação introdutória da geologia aplicada ao meio ambiente; mais precisamente, explora a relação homem/Terra. Trata dos processos atuantes nos sistemas geológicos que influenciam diariamente a vida humana daqueles aqui residentes e de que maneira as ações humanas, em troca, modificam o funcionamento dos sistemas amazônicos. –Desde o seu aparecimento, o homem, vem sendo afetado pelos processos geológicos diariamente, independente de onde ele reside. Alguns destes, como por exemplo, o processo geológico erosivo, pode ser natural (terra caída) e induzido (impacto ambiental), são óbvios e ocorrem rotineiramente no interior do Amazonas e bem próximo a Manaus. Outros são sutis e podem estar ocorrendo tanto aqui como em outras partes do globo ou até no Sol e seus efeitos às vezes não são imediatamente percebidos ou compreendidos por aquelas pessoas que aqui vivem. Entre esses processos pode-se citar as oscilações de temperatura na superfície do Oceano Pacífico que provocam os fenômenos *El Niño* e *La Niña* responsáveis, em parte, pela variação de temperatura e precipitação pluviométrica na região; assim como as tempestades solares podem ocasionar indiretamente efeitos sobre a circulação atmosférica na região e conseqüentemente afetar os processos geológicos no que diz respeito às taxas de erosão, transporte e sedimentação. – Os seres humanos residentes aqui nessa parte do Planeta também são fundamentalmente dependentes dos recursos materiais da Terra, tais como minerais, água, ar, solo, e igualmente energia para sua sobrevivência. Para utilizar esses recursos o homem necessita explorar as minas, captar água para consumo, manejar o solo para produzir alimentos, construir usinas hidrelétricas e explorar hidrocarbonetos. Ao realizar essas atividades o homem torna-se, também, parte dos principais Sistemas Terrestres, e desse modo desloca materiais, produz resíduos e altera os Sistemas Terrestres principais — litosfera, hidrosfera, atmosfera e biosfera. (Alecrim, 1999). As mudanças que o ser humano realiza nos sistemas naturais ao redor dele podem causar mudanças nos ambientes e podem afetar a qualidade de vida e, eventualmente, a saúde humana, assim como também aquelas de outras espécies. Ao se estudar todos esses fatos, tais como o funcionamento dos sistemas, como eles afetam e são afetados pelas atividades humanas e se inserem no domínio Geológico, o qual é compreendido e entendido através da Geologia Ambiental, que é: *o ramo das Geociências que estuda as interações humanas com o ambiente biofísico*. – As expressões: Sistema da Terra, Sistema Terrestre e Sistema Geológico, são utilizadas como sinônimos, sendo que preferencialmente deve-se utilizar Sistema Terrestre ou

Sistema da Terra para se referir aos sistemas, que além de envolverem aqueles típicos do Sistema Geológico tais como: -Petroológico, Tectônico, Hidrológico e Biogeoquímico-, tradicionalmente usados pelos geólogos, envolvem outros como clima, ação antrópica, etc. Por consequência, os processos existentes nesses sistemas e nos respectivos sistemas seguem a mesma terminologia

O Conceito de Sistema - Um sistema pode ser definido como qualquer porção do universo que pode ser isolada do resto do mundo com a finalidade de observar mudanças. Afirmando que um sistema é qualquer porção do universo, se quer dizer que o sistema pode ser qualquer coisa, o observador define-o. É por isso que um sistema é só um conceito; seus limites são escolhidos para o objeto do estudo. Pode ser grande ou pequeno, simples ou complexo. – Um paraná (braço de rio), no Amazonas é um sistema, assim como a vegetação e as moradias existente em suas margens também constituem sistemas, juntos eles formam um sistema maior. A quantidade de vegetais transportada pelo rio, é matéria que, está sendo transferida para um outro sistema. – Poder-se-ia escolher e observar os conteúdos de uma proveta em uma experiência de laboratório. Ou, por outro lado se poderia estudar um lago, uma amostra de mão de rocha, um oceano, um vulcão, uma cadeia de montanha, um continente, ou até mesmo um planeta inteiro. Uma folha é um sistema, mas também é parte de um sistema maior -uma árvore-, que é, em troca, parte de um sistema bem maior (uma floresta). – O primeiro passo é analisar a Terra como um sistema, e identificar os sistemas menores que são suas partes componentes. Há quatro sistemas principais dentro do sistema maior da Terra: a atmosfera, a hidrosfera, a biosfera, e a litosfera. Cada um destes pode ser dividido em unidades de estudo menores, mais manejáveis. Pode-se dividir a hidrosfera nos oceanos, gelo de geleira, água de rios, e água subterrânea, por exemplo. O fato de que um sistema esteve isolado do resto dos ambientes do universo e tem limites que fixaram-no à parte de seus ambientes, é um fator importante para a geologia ambiental. A natureza desses limites é uma das características mais importantes de um sistema e conduz a três tipos básicos de sistemas. – O tipo mais simples é um sistema isolado; neste caso os limites são tais que eles impedem ao sistema de trocar energia com seus ambientes circundantes. A coisa mais próxima de um sistema isolado no mundo real é um sistema fechado; tal sistema tem limites que permitem a troca de energia, mas não de matéria, com seus ambientes circundantes. Um exemplo de um sistema fechado é um forno que permite ao material dentro ser aquecido mas não permite que nada daquele material possa escapar. O outro tipo de sistema, é um sistema aberto que pode trocar matéria e energia pelos seus limites. A chuva que cai em uma represa é um exemplo simples de um sistema aberto: uma parte da água escoo superficialmente para fora da barragem, seja através das turbinas geradoras de força, seja pelo vertedouro, ou vai para o subsolo (aqüífero) enquanto uma porção evapora de volta à atmosfera.

Os principais sistemas - Durante uma boa parte dos 4,5 bilhões de anos da história geológica desse planeta, os materiais na superfície da terra ou próximo dela foram criados, preservados, e destruídos por inúmeros processos físicos, químicos, e biológicos. Continuamente esses processos operacionais produzem os materiais geológicos tais como solo, água, e atmosfera, necessários à sobrevivência do ser humano. Esse processo é denominado de o Sistema Geológico, constituído por um grupo de sistemas menores definidos como: Sistema Tectônico, Sistema Petrológico, Sistema Hidrológico e Sistema Biogeoquímico. – Atualmente uma aproximação nova está dando suporte às Ciências da Terra. O modo tradicional para estudar a Terra foi focar em unidades separadas como a atmosfera, os oceanos, ou até mesmo uma única montanha isolada das outras partes do Planeta. Na aproximação nova, a Terra é estudada como um todo e é vista como um sistema unificado. Em particular, os geocientistas estão focando agora as interações e inter-relações entre os vários sistemas menores que fazem parte do Sistema da Terra. Às vezes considera-se que a Terra é um sistema fechado. Isto não é somente uma afirmação cativante; tem um significado científico específico e é rico em conotações que são particularmente aplicáveis ao estudo da Geologia Ambiental. A Terra é um sistema fechado natural ou pelo menos uma aproximação para tal tipo de sistema. A energia chega a Terra em abundância na forma de radiação solar. A energia também deixa o sistema na forma de comprimento mais longo de onda. Ao se considerar a Terra como um sistema fechado tem-se duas implicações importantes para a Geologia Ambiental: **1** – A quantidade de matéria em um sistema fechado é fixa e finita. Conseqüentemente isto significa que os recursos minerais, não recicláveis (p. exemplo o petróleo e o carvão) existentes no planeta são tudo que se tem para um futuro previsível de consumo e que um dia eles irão se exaurir. Outra conseqüência de viver em um sistema fechado é que os resíduos produzidos pelos processos de uso de materiais têm que permanecer dentro das fronteiras do Sistema Terrestre. Alguns ambientalistas ortodoxos têm declarado: *"não há nenhum local lá fora, selecionado até o momento, para se dispor os resíduos que são considerados impróprios ao ambiente dos terráqueos"*. Quando são realizadas mudanças em uma parte de um sistema fechado, os resultados dessas mudanças afetarão outras partes do sistema eventualmente. – Embora o Sistema Terrestre seja fechado, suas inumeráveis partes menores são sistemas abertos. Estes sistemas estão em dinâmico e às vezes delicados estados de equilíbrio. Às vezes um processo ocorrido em um local produz uma cadeia inteira de eventos noutro local, o qual pode estar próximo ou longe; por exemplo, uma erupção vulcânica na Indonésia poderia lançar tanto pó na atmosfera que provocaria mudanças climáticas que, resultassem em inundações na América do Sul, e secas na Califórnia e talvez afetar os preços de ações e mercadorias nas Bolsas de São Paulo. Esses dois comprometimentos de um sistema fechado apresentam efeitos na vida cotidiana dos amazônidas pois sem perceberem, sofrem as

conseqüências de processos ocorridos em outras partes do Sistema Terrestre; em 1991 houve a grande explosão do Vulcão Pinatubo na Indonésia e, alguns meses após, a alta atmosfera sobre a região de Manaus permaneceu com uma quantidade de poeira que tornava as tardes como se fossem de outono em regiões de clima temperado ou frio. Durante o último *El Niño* (1997), houve grandes queimadas ao Sul e ao Norte da Amazônia e mais uma vez a região de Manaus nos meses de setembro a novembro de 1997, sofreu as conseqüências de um calor abrasador e visibilidade reduzida pela fumaça advinda das queimadas. – O sistema tectônico desempenha um papel importante para o geoambiente. Quase todos os sistemas no planeta são afetados através da tectônica de placa, produto mais importante deste sistema. As placas se deslocam lentamente alguns centímetros por ano, assim elas modelam os continentes e bacias oceânicas, zonas produtoras de recursos (óleo, gás, minério, água...), e também são as responsáveis pelos terremotos e vulcões; estes últimos desempenham um papel importante na circulação de elementos entre a litosfera e os sistemas hidrológico, biogeoquímico e geológico. – O sistema biogeoquímico é a transferência ou circulação de um elemento ou elementos através da atmosfera, litosfera, hidrosfera e biosfera. por esta definição esse sistema está intimamente relacionado aos sistemas: geológico, tectônico, litológico e hidrológico. O sistema tectônico provê água de processos vulcânicos, e também o calor e a energia necessária para formar e modificar os materiais geológicos e transferi-los para outros sistemas. Os sistemas petrológico e o hidrológico estão envolvidos em muitos processos de transferência e armazenamento de elementos químicos na água, no solo e na rocha.

Conclusões I – O geoambiente amazônico é uma conseqüência direta das interações dos diversos sistemas terrestres operantes nessa parte do Planeta. **II** –As trocas e a circulação de materiais nos sistemas: geológico, tectônico, biogeoquímico e hidrológico na Amazônia Ocidental desempenham um papel importantíssimo para os vários ecossistemas existentes nessa região. **III** – A ação antrópica está a influenciar e talvez a modificar os processos erosivos, de sedimentação, fluxo de água, extinção de espécies da flora e fauna entre outros nesta parte do Globo. **IV** – A compreensão do modus operandi dos diversos processos atuantes nos sistemas desta região é de fundamental importância para planejar e manejar o desenvolvimento sustentável para que as gerações futuras tenham o direito a usufruírem os mesmos benefícios que a geração atual; logo essa geração tem uma responsabilidade da qual não pode se eximir.

Bibliografia

ALECRIM, J. D. 1999. *Sistemas, Materiais e Processos Terrestres Integrados à Geologia Ambiental*. Tese, UA, Manaus – AM. 160 p. ilust.

Dispersão de Hg em Diferentes Materiais Geológicos no Estado do Acre - Uma Síntese dos Resultados Analíticos

Brabo, E.S.¹; Angélica, R.S.²; Fayal, K.R.F.¹; Silva, A.P.⁴; Mascarenhas, A.F.S.³; Jesus, I.M.¹; Santos, E.C.O.¹ & Loureiro, E.C.B.¹

1 MS/FUNASA/Instituto Evandro Chagas – Seção de Meio Ambiente, coehma@amazon.com.br

2 Universidade Federal do Pará/Centro de Geociências – Departamento de Geoquímica e Petrologia, angelica@ufpa.br

3 Secretaria Executiva de Indústria, Comércio e Mineração do Estado do Pará, masca@amazon.com.br

4 AMBIOS Engenharia e Processos Ltda. (Consultoria) São Paulo-Brazil. Contato@ambios.com.br

Introdução

A atividade garimpeira na região Amazônica tem sido apontada ao longo das duas últimas décadas como a principal via de emissão de Hg para o ambiente e sua presença nos sistemas aquáticos têm promovido a exposição de populações humanas através da ingestão de organismos contaminados, particularmente peixes (Lacerda *et al.*1988; Marins *et al.*, 1991; Silva, 1993; Reuter,1994; Santos *et al.*1995; Malm,1998; Hacon *et al.* 1997). No Estado do Acre tem sido verificada a presença de Hg na biota aquática e materiais geológicos (solos, sedimentos, dentre outros) em áreas sem registro de fontes antropogênicas, bem como tem sido detectados teores elevados de Hg em peixes nas drenagens, sobretudo em algumas espécies carnívoras consumidas na capital, Rio Branco. (Santos *et al.* 1998). Esta constatação têm estimulado a discussão sobre a possibilidade da contribuição de outras fontes de emissão de Hg para o ambiente, tais como, a queima da biomassa e a liberação de Hg acumulado naturalmente nos solos, através da erosão de áreas desmatadas para os sistemas aquáticos (Veiga *et al.*1994; Roulet & Lucotte, 1995; Roulet *et al.* 1998; Oliveira *et al.* 2000; Lechler *et al.* 2000). Este trabalho apresenta uma síntese dos resultados das análises de Hg em materiais abióticos e uma proposta para explicar a dispersão desse metal no ambiente com sugestões para estudos futuros.

Materiais e Métodos

Foram analisadas amostras para dosimetria de Hg em sedimentos de fundo, material particulado em suspensão e água, nos rios Acre, Purus e tributários, assim como a caracterização físico-química das águas. Amostras de solos dos horizontes mais superficiais e de profundidade, foram analisadas para avaliação do potencial de acumulação de Hg nestes materiais e caracterizados mineralogicamente por Difração de Raios-X. Nove amostras de materiais fossilizados foram cedidas pelo Prof. Marcondes Lima Costa, da Universidade Federal do Pará, para análises de Hg. Para quantificação de mercúrio total nos diferentes materiais foi utilizado o método de digestão ácida com HNO₃ + HClO₄ (1:1), H₂SO₄ e H₂O, redução química do mercúrio iônico para a forma

elementar com SnCl_2 10% em HCl 1N e determinação por Espectrometria de Absorção Atômica com sistema de geração de vapor frio de Hg (Akagi *et al.* 1996).

Resultados e Discussão

Os teores médios de Hg nas amostras de sedimentos de fundo e no material particulado foram da ordem de 0,042 $\mu\text{g/g}$ e 0,060 $\mu\text{g/g}$, respectivamente. Nas amostras de água os teores de Hg ficaram abaixo do limite de detecção do método (1 ng). Os níveis de Hg médios nas amostras de solos superficiais foram de 0,077 $\mu\text{g/g}$, em profundidade 0,117 $\mu\text{g/g}$, nas concreções ferruginosas de 0,190 $\mu\text{g/g}$ e no material fossilizado de 0,379 $\mu\text{g/g}$. A avaliação quantitativa da evolução da dispersão geoquímica do Hg nos diferentes materiais geológicos analisados neste trabalho, sintetizados na Tabela 1, possibilitou a elaboração de uma proposta para mostrar o comportamento do Hg no ambiente, onde observa-se uma diminuição progressiva dos teores médios de Hg a partir dos fósseis, verticalmente, em direção aos solos, e a partir daí para as drenagens, passando pelo material em suspensão, que posteriormente será depositado no fundo dos rios.

Tabela 1 – Sumário Estatístico dos resultados de Hg nos diferentes materiais de amostragem analisados neste trabalho.

Material de Amostragem	n	Média ($\mu\text{gHg/g}$)	Lixiviação de Hg
Água	15	< 0,001	↑
Sedimentos de Fundo	112	0,042	
Material Particulado em Suspensão	47	0,060	
Solo Superficial (0-10 cm)	42	0,077	
Solo Profundidade (50-60 cm)	37	0,117	
Concreções Ferruginosas	19	0,190	
Fósseis	09	0,379	

Conclusões

A proposta deste estudo para explicar a origem do Hg no Estado do Acre e relacionar com os teores elevados encontrados nas espécies de peixes carnívoras capturadas nas drenagens estudadas, sugere três possibilidades que poderiam estar atuando de maneira isolada ou concomitantemente. A primeira, relacionada a acumulação natural de Hg associada aos processos de formação dos solos que ocorrem no Estado do Acre, sobretudo nas concreções ferruginosas e no material fossilizado. A segunda, associada a contribuição atmosférica de Hg de áreas fora dos limites do Estado e deposição na parte mais superficial dos solos, seguida de lixiviação para as drenagens ou mesmo precipitação direta nos cursos d'água. A terceira possibilidade que deve ser considerada, refere-se além da posição ocupada na cadeia trófica, as rotas migracionais das espécies de peixes com altos valores de Hg no tecido muscular e que são comercializados na cidade de Rio Branco. Esta questão deve ser melhor avaliada através de um estudo ictiológico mais abrangente

que poderia fornecer informações mais seguras sobre a procedência destas espécies, através do mapeamento das suas trajetórias de migração.

No ambiente aquático, os teores de Hg nos materiais abióticos (sedimentos de fundo, material particulado em suspensão e água) foram relativamente baixos. Este comportamento pode ser atribuído às características hidrodinâmicas e físico-químicas das águas das drenagens estudadas no Estado do Acre que não permitem a acumulação de substâncias, tais como: matéria orgânica e Hg de maneira eficiente neste ambiente e portanto não registram a assinatura geoquímica nos sedimentos de fundo, material particulado e água para justificar valores elevados de Hg na biota. Situação oposta, acontece em sedimentos de ambientes lênticos, mesmo fora da área de influência direta da garimpagem, como observado nos rios Arapiuns no Estado do Pará, onde ocorre associação entre Hg e matéria orgânica (Roulet *et al.* 2000).

Referências Bibliográficas

- Akagi, H., Malm, O., and Branches, F.J.P. 1996. Human Exposure to Mercury Due to Mining in the Amazon, Brazil, A Review. *Environmental Sciences*, **4** (3):199-211.
- Hacon, S., Rochedo, E.R., Campos, R., Rosales, G., Lacerda, L.D. 1997. Risk assessment of mercury in Alta Floresta. Amazon Basin - Brazil. *Water, Air and Soil Pollution*. **97**:91-105.
- Lacerda, L.D., Pfeiffer, W.C., Ott, A.T., Silveira, E.G. 1988. Mercury Contamination Madeira river, Amazon - Hg inputs to the Environmental, *Biotropica*. **21**:91-93.
- Lechler, P.J.; Miller, J.R.; Lacerda, L.D.; Vinson, D.; Bonzongo, J.C.; Lyons, W.B.; Warnick, J.J. 2000. Elevated mercury concentrations in soils, sediments, water, and fish of the Medeira river basin Brazilian Amazon: a function of natural enrichments?. *The science of the Total Environment*. **260**: 87-96.
- Malm, O. 1998. Gold Mining as a Source of Mercury Exposure in the Brazilian Amazon. *Environmental Research*, **77**:73-78.
- Marins, R.V.; Imbassahy, J.A.; Pfeiffer, W.C., Bastos, W.R. 1991. Estudo preliminar da contaminação atmosférica por mercúrio em área produtora de ouro na cidade de Poconé, Mato Grosso, MT. CETEM/CNPq, p.85-93 (Tecnologia Ambiental 1).
- Oliveira, S.M.B; Melfi, A.J.; Fostier, A.H.; Forti, M.C., Fávoro, D.I.T., Boulet, R. 2001. Soils as an important sink for mercury in the Amazon. *Water, Air and Soil Pollution*, **26**:1-8.
- Reuter, R. 1994. Mercury accumulation in sediment and fish rivers affected by alluvial gold mining in the Madeira river basin, Amazon. *Environmental Monitoring and Assessment*. **32**: 239-258.
- Roulet, M.; Luccotte, M.; Saint-Aubin, A.; Rheault, I.; Farela, N.; De Jesus da Silva, E.; Dezencourt, J.; Sousa Passos, C.J.; Santos Soares, G.; Guimarães, J.R.; Mergler, D.; Amorim, M. 1998. The geochemistry of mercury in central Amazonian soils developed on the Alter do Chão formation of the lower Tapajós river valley, Pará state, Brazil. *Sci. Total Environ*. **223**(1):1-24.
- Roulet, M. & Luccotte, M. 1995. Geochemistry of Mercury in Pristine and Flooded Feralitic Soils of a Tropical Rain Forest in French Guiana, South America, *Water, Air and Soil Pollution*. **80**:1079-1088.
- Santos, E.C.O.; Loureiro, E.C.B.; Jesus, I.M.; Brabo, E.S.; Silva, R.S.U.; Soares, M.C.P.; Câmara, V.M.; Souza, M.R.S., Branches, F. 1995. Diagnóstico das condições de saúde de uma comunidade garimpeira na região do rio Tapajós, Itaituba, Pará, Brasil, 1992. *Cadernos de Saúde Pública*, Rio de Janeiro. **11**(2):212-225.

- Roulet, M.; Luccotte, M.; Canuel, R.; Farela, N.; Courcelles, M.; Guimarães, J.R.D.; Mergler, D.; Amorim, M. (1999). Increase in mercury contamination recorded in lacustrine sediments following deforestation in the central Amazon. *Chemical Geology*. **165** (2000):243-266.
- Santos, E.C.O.; Jesus, I.M.; Brabo, E.S.; Loureiro, E.C.B; Faial, K.F.; Mascarenhas, A.F.S. 1998. Ocorrência de mercúrio no Estado do Acre: Um estudo ambiental. Resultados Preliminares, In: JICA-NMT/UFPa, Simpósio Internacional de Avaliação da Contaminação Mercurial na Amazônia, Belém, Anais, **1**:131.
- Silva, A.P.1993. As diversas formas de garimpo de ouro, suas emissões de mercúrio e mecanismos de dispersão nos diversos compartimentos ambientais. In: Armin, A and Rehaag R (orgs.). Consequências da Garimpagem no Âmbito Social e Ambiental da Amazônia. Cejup, Belém, **1**:48-56.
- Veiga, M.M.; Meech, J.A.; Onate, N. 1994. Deforestation: A major source of mercury pollution in the Amazon. *Nature*. **368**:816-817.

Investigação do registro histórico da composição isotópica do chumbo e da concentração de metais pesados em testemunhos de sedimentos no lago Água Preta, Região Metropolitana de Belém-Pará.

Maria C. Carvalho¹; clarindo@ufpa.br; Candido A. V. Moura²; c_moura@ufpa.br

¹Curso de Pós Graduação em Geologia e Geoquímica

²Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso)

Resumo - A composição isotópica do chumbo ($^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$), bem como os teores de metais pesados verificados nos testemunhos de sedimentos amostrados no lago Água Preta, Região Metropolitana de Belém-PA; apresentaram três assinaturas isotópicas distintas: uma referente a contribuição das rochas da região, outra referente aos sedimentos em suspensão na água do rio Guamá e uma terceira assinatura correspondente ao efeito da ação antrópica exercida neste lago.

Introdução - O lago Água Preta é o principal reservatório de água, que juntamente com o lago Bolonha, constituem os mananciais de água superficial para abastecimento público da cidade de Belém (Figura1). Ambos os reservatórios, são barragens alimentadas por pequenas drenagens e por água bombeada do rio Guamá. Estes mananciais, encontram-se vulneráveis ao lançamento de efluentes domésticos e industriais em função da ocupação urbana desordenada em suas imediações e por sua proximidade com o aterro sanitário do Aurá (COSANPA, 1983; Ribeiro, 1992; Morales et al. 2000).

Neste trabalho foi investigado o registro histórico da composição isotópica do chumbo e da concentração de metais pesados em testemunhos de sedimentos do lago Água Preta.

Métodos - Utilizou-se diferentes métodos analíticos e espectroanalíticos tais como gravimetria, titrimetria, cromatografia de troca iônica, espectrometria de absorção atômica e espectrometria de massa para a obtenção dos resultados. Na separação química do chumbo utilizou-se resina específica de Sr (Sr-Spec) em colunas de teflon, adaptando a metodologia de Gale (1996).

Através da amostragem preliminar de sedimentos de fundo em toda extensão do lago Água Preta, foi feito o reconhecimento da distribuição das razões isotópicas do chumbo e dos metais pesados. Os menores valores da razão $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ e os teores mais elevados de metais pesados foram identificadas nas ramificações do lago próximas das zonas de ocupação urbana. Nessa parte do lago foi amostrado uma coluna de 77,5 cm de sedimentos aqui denominado de perfil 01. Os maiores valores da razão $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ foram encontrados próximos a barragem do lago, que recebe influência constante da água bombeada do rio Guamá; onde foi testemunhado o perfil 02 com aproximadamente 110 cm de sedimentos.

Discussão dos resultados - Os valores das razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ variando entre 1,20157-1,20313 no perfil 01 e entre 1,20036-1,20431 no perfil 02, referem-se a assinatura isotópica regional. A razão isotópica $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ com valores variando entre 1,19346-1,19602 no perfil 02 correspondem a assinatura isotópica proveniente da influência dos sedimentos em suspensão na água do rio Guamá bombeada para o lago e cuja razão $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ é de 1,19225.

As médias mais elevadas das concentrações dos metais pesados no segmento superior do perfil 01, justificam a interpretação de que os valores mais baixos para a razão $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ são características de contribuição antropogênica.

As médias dos teores de metais pesados, encontrados no topo do perfil 02, provavelmente refletem a contribuição dos sedimentos em suspensão do rio Guamá no lago Água Preta, evidenciada pela razão $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$.

Os valores mais inferiores das médias das concentrações dos metais encontrados na base dos dois perfis, reforçam a interpretação de que os valores mais elevados da razão $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ refletem uma contribuição regional, anterior a ação antropogênica, dada basicamente pelas rochas da área.

Conclusões - Os valores da razão isotópica $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ variando entre 1,20157-1,20431 nos perfis 01 e 02 correspondem a assinatura isotópica regional. Os valores da razão $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ variando entre 1,19346-1,19602 no perfil 02 correspondem a assinatura isotópica proveniente da influência dos sedimentos em suspensão na água do rio Guamá. As razões $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ variando entre 1,16223-1,17621 encontradas apenas no perfil 01, correspondem a contribuição antropogênica.

Os teores de metais encontrados na base dos dois perfis refletem valores regionais. Contudo, na porção superior do perfil 01 esses valores também evidenciam a contribuição antropogênica, enquanto que a porção inferior do perfil 02 pode mostrar uma contribuição dos sedimentos em suspensão do rio Guamá.

Referências bibliográficas

- COSANPA. 1982. **Diagnóstico do estudo urbanístico de proteção sanitária dos lagos Bolonha e Água Preta**. I. Belém, Consultoria - Engenharia/Companhia de Saneamento do Pará.
- GALE, N. H. 1996 A new method for extracting and purifying lead from difficult matrices for isotopic analysis. **Analytica Chimica**. **332**: 1-8.
- MORALES, G. P.; MELO, O. T.; BARBOSA, J. S. 2000. Metais pesados em solos na área de abrangência do lixão do Aurá (Belém-PA). IN CONGRESSO BRASILEIRO DE QUÍMICA, 40, Recife. **Boletim de Resumos**. ABQ. p. 113.
- RIBEIRO, H. M. C. 1992. **Avaliação da qualidade da água dos lagos Bolonha e Água Preta, situados na área fisiográfica do Utinga (Belém-PA)**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. (Dissertação de Mestrado). 205p.

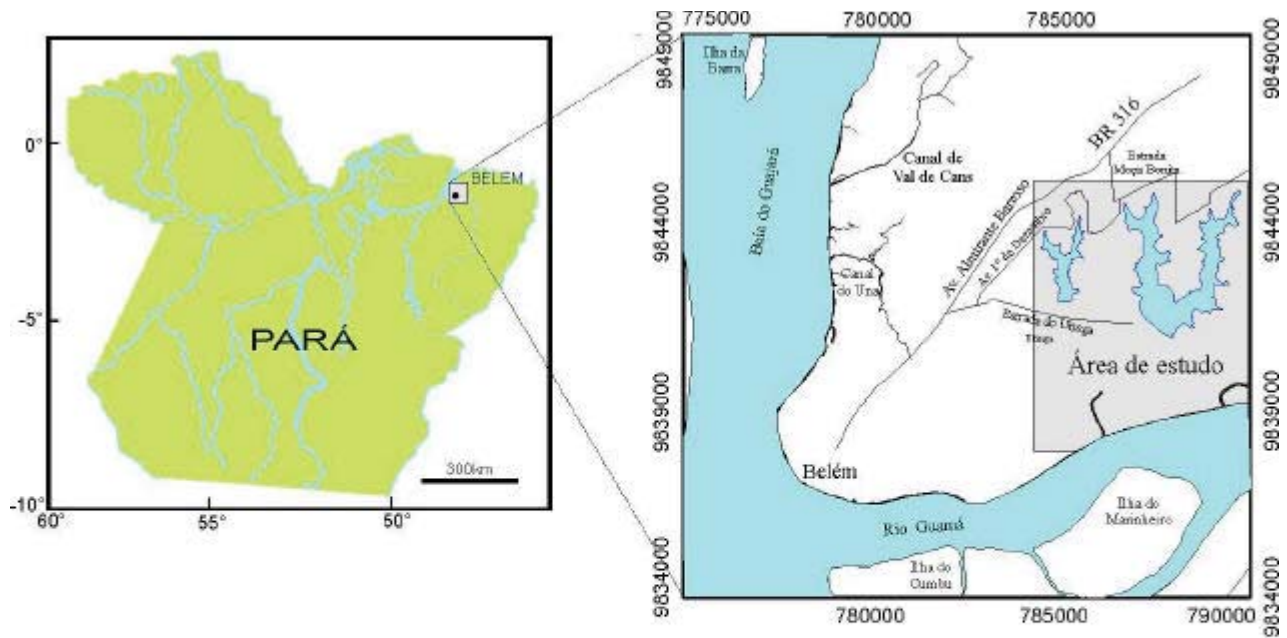


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo

Estudo geoquímico e biogeoquímico do sedimento, água intersticial e plantas (*Avicennia germinans*) no manguezal de Bragança-Ajuruteua, NE do Pará.

Helenice Ferreira Leal & José Francisco da F. Ramos

Departamento de Geoquímica e Petrologia, Centro de Geociências da UFPA, e-mail:
hfleal@ufpa.com.br; jramos@amazon.com.br.

Introdução

Nos últimos anos, pesquisas realizadas em ecossistemas de manguezal tem mostrado que estes são eficientes barreiras biogeoquímicas de metais pesados, podendo suas plantas serem usadas como monitores biológicos de poluição por metais pesados (Campos & Gallo, 1997; Lacerda *et al.*, 1995, Thomas & Fernandez, 1997, Lacerda *et al.*, 1997), porém nenhum estudo foi realizado em áreas não contaminadas, e são poucas as comparações entre a concentração desses metais em sedimentos e em plantas.

O manguezal de Bragança-Ajuruteua apresenta-se como ótimo local de estudo, pois consiste numa área não contaminada onde podem ser obtidos valores de background para metais pesados nos sedimentos e em plantas, dados importantes para comparações com áreas contaminadas e para a investigação da hipótese de que plantas de manguezal sejam ou não bioacumuladoras de metais pesados, e se podem ou não serem usadas para monitoramento biológico da poluição por metais pesados.

Este estudo apresenta dados físicos e físico-químicos (salinidade, umidade, matéria orgânica e pH) em sedimentos do manguezal e as concentrações dos metais pesados Fe, Mn, Zn, Cu, Cr e Pb nos sedimentos e plantas do manguezal.

Localização da área de estudo

O manguezal estudado encontra-se no norte do Brasil, no Estado do Pará, a 200 Km de sua capital, Belém, próximo à cidade de Bragança, entre os meridianos 46° 50' W e 46°35' W e paralelos 0° 45'S e 1°07' S. A área de estudo é ao longo da rodovia Bragança-Ajuruteua e abrange uma área de aproximadamente 150 hectares. Essa área foi dividida em cinco: área de *Avicennia* anã (AV), área de Campo (CA), área da Fazenda (FA), área Desmatada (DE) e pântano salino (PS).

Parâmetros físico-químicos, umidade e matéria orgânica

A umidade e matéria orgânica apresentam uma boa correlação, sendo com valores maiores nas áreas com maior cobertura vegetal. Daí decorre também uma correlação positiva entre o pH e a matéria orgânica, pois a água absorvida pela matéria orgânica é a água da maré, salina, que por evaporação ainda tem sua salinidade aumentada, com isso maiores concentrações de cátions, que

equilibram as cargas negativas de OH⁻. Coerentemente, o pH e a salinidade apresentam correlação positiva, o que é bem acentuado na área desmatada, com a média do pH de 7,9 (Tabela 1). Os valores de pH mais ácidos (4,8) foram determinados na área Campo, onde há intensa decomposição da matéria orgânica da gramínea *Crinum undulatum* (capim adensado).

A salinidade é sempre maior na parte superficial dos sedimentos do manguezal, devido à evaporação, sendo mais acentuada na área Desmatada, onde a radiação solar que alcança a superfície é maior.

Na área Avicennia Anã, a salinidade, a partir do início do período chuvoso, é menor do que a da área vizinha Pântano Salino. A condição mais desfavorável da área Avicennia Anã é a da permanência por mais tempo com o solo desprotegido pela lâmina d'água, o que pode favorecer o aumento de temperatura aliado a menor umidade, que poderiam ser os fatores mais árduos para o crescimento da planta.

Tabela 1: Valores médios para pH e salinidade na água intersticial e umidade e matéria orgânica nos sedimentos do manguezal.

Áreas	pH	Umidade (%)	Salinidade (‰)	M. O. (%)
Avicennia	6,8	44,6	62,8	10,5
P. Salino	6,8	47,3	97,6	11,6
Campo	4,8	39,8	52,9	9,9
Fazenda	6,7	42,2	61,6	9,9
Desmatada	7,9	47,7	83,4	11,6

Metais pesados em sedimentos e árvores

O manguezal estudado mostrou concentrações totais de metais pesados em sedimento mais baixas que as relatadas para várias partes do mundo, sendo que apenas o Fe apresentou concentrações maiores do que aquelas ocorrentes na maioria de outras regiões. Os metais pesados encontram-se no solo em muitas fases. As estudadas neste trabalho foram a não-residual e a residual. A concentração na fase residual é bem mais alta que na não-residual, indicando que da concentração total de metais no sedimento apenas uma pequena parte encontra-se disponível (Tabela 2).

Tabela 2: Média de metais pesados em sedimento na fase residual (R) e não-residual (NR) em ppm.

Áreas	Fe R	Fe NR	Mn R	Mn NR	Zn R	Zn NR	Cr R	Pb R	Cu R
Avicennia	10842,6	1880,7	44,8	39,6	19,7	9,9	23,3	9,1	1,4
Psalino	10448,7	2183,5	42,3	37,9	20	13,7	26,5	13,9	1,7
Campo	6972,2	1625,2	32,6	20,2	16,9	8,2	14,3	7,7	0,8
Fazenda	6352,5	1640	34,4	19,7	18,2	10,1	14,4	9,7	1,1
Desmatada	7478,1	1314,7	38,6	31,6	19,5	12,3	14,4	9,4	1,7

O mangue também mostra pequenas quantidades de metais pesados nos compartimentos bióticos, se comparados com similares de outras florestas. As concentrações de metais em folhas de plantas do manguezal são mais baixas que nas folhas de árvores de florestas tropicais e temperadas.

A razão entre a concentração dos metais nas folhas e suas similares no sedimento produz os fatores de concentração (FC) para os elementos. O $FC = 1 - 2,6$ para o Mn indica que ele foi o metal mais móvel nos tecidos de *Avicennia germinans* e sugere um possível mecanismo de absorção pela planta. Embora alguns autores tenham descrito a concentração de metais nas plantas de *Avicennia germinans* e sugerido que elas atuam evitando a absorção de metais pesados, não foi destacado nestes mesmos trabalhos que a concentração de Mn nas folhas mostrou-se alta e com FCs altos. Sendo assim, acreditar na hipótese que as plantas em tal ambiente simplesmente excluem os metais pesados do seu metabolismo, e por isso não são intoxicadas, é errado. É possível, então, que plantas de *Avicennia germinans* tenham agentes de complexação exclusivos para o Mn, o que torna este mais móvel na planta.

Segundo Ross (1994) as raízes da plantas de manguezal podem causar mudanças nas condições do sedimento e na rizosfera, que influenciam na biodisponibilidade de metais e na sua transferência do solo para a planta. As plantas de manguezal exudam o oxigênio transportado através de sua aeroxima tornando o sedimento aeróbico. Esse oxigênio transportado normalmente excede a demanda de oxigênio da raízes, resultando na sua liberação para a rizosfera. Montgomery & Prince (1979) relataram que em condições experimentais as plantas de *Rhizophora Mangle* por meio de suas raízes oxidam o ambiente ao seu redor, Chiu & Chou (1991) comprovaram que o mesmo ocorre em plantas de *Kandelia candel*, Campos & Gallo (1999) estudando plantas de *Rhizophora mangle* e *Avicennia germinans* chegaram a mesma conclusão.

Tabela 3 - Concentração média de metais pesados nas diversas partes de *Avicennia germinans*

Partes da planta	Concentração média de metais pesados e DP ($\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$)					
	Fe		Mn		Zn	
Raiz	564,7	($\pm 67,8$)	17,6	($\pm 0,9$)	18,7	($\pm 3,2$)
Folhas	34,9	($\pm 4,8$)	120,8	($\pm 5,6$)	9,4	($\pm 1,2$)
Hastes	18,7	($\pm 0,5$)	42,7	($\pm 4,4$)	5,2	($\pm 1,0$)
Caule	9,2	($\pm 0,8$)	20,2	($\pm 1,0$)	2,8	($\pm 0,4$)

O Fe e o Zn acumularam-se principalmente nas raízes de *Avicennia germinans*. Isso indica que o oxigênio liberado pelas raízes oxida o Fe^{+2} solúvel originário da água intersticial (Thibodeau & Nickerson, 1986) a $\text{Fe}(\text{OH})_3$ insolúvel (Barlett, 1961), que precipita e é poderoso coprecipitante de outros metais pesados, dando origem a presença constante de placas de Fe nas raízes de *Avicennia germinans* (Otte *et al*, 1997), que atuam como barreiras geoquímicas para absorção de

outros metais pela planta (Mendelshon & Postek, 1982). Taniaki (1993) e Lacerda (1995) analisaram essas placas de Fe e observaram que na verdade a alta concentração de metais pesados em raízes de *Rhizophora mangle* e *Avicennia germinans* deve-se a deposição nas placas, e que se esta for retirada da planta, suas raízes não apresentam quantidades elevadas desses metais. Lacerda (1995) observou que cerca de 96% de Fe e 62% de Zn das raízes deve-se as placas de Fe (Tabela 3).

Referências Bibliográficas

- BARLETT, R.I. 1961. Iron Oxidation Proximate to Plant Roots. *Soil Science*. 92:372-379.
- CAMPOS, N.H. & GALLO, M.C. 1997. Contenidos de Cd, Cu y Zn em *Rhizophora mangle* y *Avicennia germinans* de la Ciénaga Grande de Santa Marta y Bahía de Chengue, Costa Caribe Colombiana. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*. 79:73-90.
- CHIU, C.Y. & CHOU, C.H. 1991. The Distribution and Influence of Heavy Metal in Mangrove Forest on the Tamhui Estuary in Taiwan. *Soil Science Plant Nutrient*. 37:659-669.
- LACERDA, L.D. 1997. Trace Metal in Mangrove Plants: Why Such Low Concentrations? In: Kjerfve, B., Lacerda, L.D. & Diop, E.H.S (eds) *Mangrove Ecosystem Studies in Latin America and Africa*, p.171-178.
- LACERDA, L.D.; FREIXO, J. L., COELHO, S.M. 1995. The Effect of *Spartina alterniflora* Loisel on Trace Metal Accumulation Intertidal Sediments. *Mangrove and Salt Marsh* 2:201-209.
- MENDELSON, I. A. & POSTEK, M.T. 1982. Elemental Analysis of Deposits on the Root a of *Spartina alteniflora* Loisel. *American Journal of Botany*, 69:904-912.
- MONTGOMERY, I.R. & PRINCE, M.T. 1979. Release of Trace Metal by Sewage Sludge and the Subsequent Uptake by Members of a Turtle Gram Mangrove Ecosystem. *Environmental Science & Technology*, 13:546-549.
- OTTE, M.L., MACKEE, K.L., MENDELSSONH, I.A. 1997. Effects of Tidal Inundation and Predation on *Avicennia germinans* Seedling Establishment and Survival in a Sub-tropical Mangal/Salt Marshes Community. *Mangrove and Salt Marsh*, 3:103-111.
- ROSS, S.M. 1994. Toxic Metals: Fate and Distribution in Contaminated Ecosystems. *Toxic Metals in Soil-Plant Systems*, 3:189-235.
- TANIAKI, K.F. 1993. *Biogeoquímica da Rizosfera de Plantas de Mangue*. Niterói. Departamento de Geoquímica - Universidade Federal Fluminense. (Tese de mestrado). 241p.
- THIBODEAU, F.R. & NICKERSON, N.H. 1986. Differential Oxidation of the Mangrove Substrate by *Avicennia germinans* e *Rhizophora mangle*. *American Journal of Botany*, 73:512-516.
- THOMAS G. & FERNANDEZ T.V. 1997. Incidence of Heavy Metals in the Mangrove Flora & Sediments in Kerala, India. *Hydrobiologia*, 352:77-87.

Estudo da dispersão de metais pesados em sedimentos do rio Maritubinha, Ananindeua/PA

Nestor Marques da Luz*

José Augusto Martins Corrêa**

*Universidade Federal do Pará, Centro Tecnológico, Curso de Graduação em Geologia, Belém, PA,
hepaul@supridad.com.br

**Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Professor Adjunto do Departamento de
Geoquímica e Petrologia, Belém, PA, jamc@ufpa.br

Os metais pesados oriundos de resíduos industriais, não são degradáveis no meio ambiente e têm efeito acumulativo na litosfera, particularmente nos vegetais e animais dos níveis tróficos mais inferiores. A natureza tóxica desses metais representa um grande risco à saúde pública. Na área da nascente do rio Maritubinha, havia e há a presença de várias indústrias de cerâmica e de produção de compensados. Esse estudo tem por objetivo verificar os níveis de metais pesados nos sedimentos da margem do rio Maritubinha e avaliar a distribuição desses metais ao longo do rio, no perímetro compreendido entre a nascente do rio e o porto da cidade de Marituba. Para tal coletou-se amostras nas margens do rio durante a maré vazante e nessas amostras foram feitas análises mineralógicas e químicas pelos métodos convencionais. Os metais pesados Cu, Pb, Zn, Ni, Cd, Mn e Fe foram analisados apenas na fração móvel, após extração utilizando-se o método de Goudette (1999). Os resultados mostram que há um enriquecimento de Pb, Cu, Zn e Cd, que atingiram concentrações médias de 70,4 mg/kg, 18,1 mg/kg, 141,3 mg/kg e 1,5 mg/kg respectivamente. Nas proximidades das indústrias a concentração dos metais foi ligeiramente mais elevada do que nas áreas adjacentes. No caso do Pb e do Zn as maiores concentrações foram observadas próximas a uma indústria de compensados, onde os valores atingiram 129 mg/kg e 250 mg/kg respectivamente. O Cd não apresentou variações significativas ao longo do rio, tendo na fração trocável a concentração máxima de 2 mg/kg. O Fe e o Mn não apresentaram concentrações anômalas e seus valores são considerados compatíveis com a média regional.

Bibliografia

- ALLAWAY, W.H. 1974. Interactions of trace elements. Washington National Academy of Sciences. P. 111-115. V. 2-Geochemistry and environmental.
- CPRM. 1998. Diagnóstico e proposta para o tratamento dos resíduos sólidos da cidade de Ananindeua. P.53.
- COHAB. 1997. Belém: Levantamento do quadro ambiental da Região Metropolitana de Belém - Produto 3.
- GAUDETTE, H. E. & FLIGHT, W. R. & TONER, L. & FOLGER, D. W. 1974. Na inexpensive titration method for the determination of organic carbon in recent sediments. Jour Sed. Petrol, 44 (1). p.249-253.
- HUTZINGER, O . (ed). 1980. The handbook of environmental chemistry. Berlin, Springer - Verlag. V. 1, part. A, 280 p.; v.3, part. A, 274 p.
- KASTEN, S. & SHULZ, H. D. 1994. Verteilungsmuster von Schwermetallen in den Oberflächensedimenten eines Hafens der hafen-gruppe Bremenstad in: MATSCHULLAT, J. & MULLER, G. ed. Geowissenschaften und Umwelt. Springer- Verlag. P. 185-192.
- MOORE, J. W. & RAMAMOORTHY, S. 1984. Heavy metals in natural waters. New York, Springer - Verlag. 265 p.
- REYNOLDS, R. C. Jr. & MOORE, D. M. 1991. X- Ray Diffraction and the Analysis of clays minerals . Oxford University Press. Oxford. New York. p. 332.
- RILEY, J. P. 1958. The rapid analysis of silicate rocks and minerals. Anal. Chim. Acta, 19. p. 325-334.
- SÁ, J.S. Contribuição à geologia dos Sedimentos Quaternários e Terciários da Região Bragantina. Estado do Pará. Boletim do Instituto de Geociências e Geológico, n.3, p.21-36, 1969.
- SIMÕES, M.F. Coletores – pescadores ceramistas do litoral do salgado (Pará). Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. V.78, p.1-33, 1981 (Nova Série Antropologia).

Aspectos geomorfológicos nos estudos de vulnerabilidade à erosão na porção sul-sudeste do Estado do Amazonas – Bacia do rio Madeira

José Luiz Marmos*
Daniel Borges Nava*
Marcelo Eduardo Dantas*
* CPRM – Serviço Geológico do Brasil

Introdução - No âmbito do Zoneamento Ecológico-Econômico (ZEE) do Vale do Rio Madeira, um projeto coordenado pelo Instituto de Proteção Ambiental do Amazonas - IPAAM, a CPRM – Serviço Geológico do Brasil efetuou estudos geológicos, geomorfológicos e hidrológicos na porção sul-sudeste do estado do Amazonas, abrangendo os municípios de Humaitá, Manicoré, Novo Aripuanã e Apuí, todos localizados na Bacia Hidrográfica do rio Madeira (Figura 1).

Foi executado um mapeamento geomorfológico na escala 1:250.000, posteriormente reduzido à escala de apresentação 1:1.000.000, em função da grande extensão territorial da área estudada (cerca de 200.000 km²). A Geomorfologia representa importante ferramenta nos estudos ambientais, principalmente, quando integrada à geologia, pedologia, fitoecologia e climatologia, na caracterização da vulnerabilidade aos processos erosivos dos terrenos de uma certa região. Com esse enfoque, os trabalhos visaram identificar, classificar e cartografar as diversas formas de relevo, optando-se pela classificação morfológica das mesmas, por ser esta mais adequada à análise do ordenamento territorial, objetivo final do ZEE.

Metodologia - A partir de trabalhos de reconhecimento de campo e fotointerpretação de imagens de satélite LANDSAT e de radar estabeleceu-se uma classificação das formas de relevo, baseada nos conceitos de geotextura, morfoestrutura e morfoescultura desenvolvidos por Gerasimov & Mecerjakov (*apud* Ross, 1997). Com base nesses conceitos as formas de relevo foram ordenadas em *táxons*, sendo as morfoesculturas subdivididas em unidades menores, as unidades morfológicas, e estas, por sua vez, subdivididas nas formas individuais de relevo que a compõem e em seus elementos.

Durante a elaboração dos mapas geomorfológicos em escala 1:250.000, com o auxílio da fotointerpretação, definiu-se para cada unidade morfológica, que é a menor unidade cartografável, o seu índice de dissecação de relevo, obtido a partir de sua dimensão interfluvial média e entalhamento dos vales, parâmetro utilizado para avaliar a fragilidade da forma de relevo frente aos processos erosivos. Para o mapa integrado, em função de sua menor escala, as unidades morfológicas foram rearranjadas em três grandes grupos, de acordo com seus índices de dissecação, definindo terrenos com vulnerabilidade baixa, média ou alta à erosão.

Resultados obtidos - Uma simplificação do mapa geomorfológico integrado da área estudada é apresentado na Figura 1. Como morfoestruturas, tendo em vista a compartimentação geotectônica da região, foram estabelecidos dois grandes domínios: na parte oriental da área, marcada pelo predomínio de planaltos, configura-se o Escudo Brasil-Central (EBC), enquanto que na porção ocidental define-se a Bacia Sedimentar Solimões/Amazonas (BSA), havendo um desnível médio de cerca de 150 metros entre as duas unidades. As unidades morfoesculturais que se desenvolveram sobre o EBC foram assim catalogadas: Depressão Marginal Sul-Amazônica, Planalto do Apuí, Serras do Machado e Manicoré, Depressão do Sucunduri, Planaltos Residuais Sul-Amazônicos e Planalto Sucunduri-Juruena. A BSA apresenta como unidades morfoesculturais a Depressão Amazônica e o Planalto do Apuí, este em sua porção central, esculpida sobre rochas da Bacia Sedimentar Amazônica. Como unidades morfológicas, representadas por formas semelhantes contidas nas morfoesculturas, são encontrados relevos de agradação (planícies fluviais e áreas de acumulação inundáveis), de denudação (superfícies tabulares, colinas tabulares, colinas arredondadas, alinhamentos estruturais, terraços fluviais e serranias) e superfícies de aplanamento, representadas pelos pediplanos e pediplanos com relevos residuais.

O EBC tem seu embasamento constituído por rochas intrusivas e metamórficas do Paleoproterozóico, sobrepostas por coberturas de plataforma, formadas por rochas vulcânicas, vulcano-sedimentares e sedimentares. Suas feições mais marcantes são as superfícies arrasadas e a presença de antigos lineamentos, com forte controle estrutural sobre a atual rede hidrográfica. Nesses terrenos, a Depressão Marginal Sul-Amazônica é a unidade morfoescultural mais extensa e suas formas, com altitude média de cerca de 100m e freqüentes *inselbergs*, são provavelmente o resultado do intenso intemperismo químico das rochas do embasamento sob as condições do clima úmido atual. Os rios de maior porte, como o Aripuanã, apresentam uma planície fluvial pouco desenvolvida, com segmentos retilíneos, que indicam sua juventude e controle estrutural. No Planalto do Apuí as altitudes dominantes situam-se entre 150 e 200 m, configurando uma extensa superfície pediplanada. O Planalto Sucunduri-Juruena compreende unidades de relevo elevadas (com cotas superiores entre 250 e 300 m), sustentando serras com forte controle estrutural intercaladas às superfícies aplanadas, onde se destaca a estrutura conhecida na literatura como Domo do Sucunduri: conjunto de serras, na forma de um semicírculo, truncado por um sistema de falhas regional. Os Planaltos Residuais Sul-Amazônicos, com cotas em torno de 150m, podem ser considerados como uma unidade geoambiental, pois apresentam uma característica cobertura de campos em lugar das florestas tropicais da região amazônica, testemunhos da atuação de períodos antigos mais secos na região. O contato destes planaltos com as unidades limítrofes está definido regionalmente por escarpas de borda e rebordos erosivos. As Serras do Machado e Manicoré representam formas ressaltadas topograficamente por erosão diferencial sobre rochas graníticas e

coberturas sedimentares mais resistentes. A Depressão do Sucunduri, com predomínio de colinas arredondadas, caracteriza-se pelo pequeno grau de entalhamento dos vales.

Nos domínios da BSA a morfoescultura Planalto do Apuí apresenta-se como continuidade da unidade homônima descrita no EBC, com a qual guarda muita similaridade, distinguindo-se pelo seu tipo de substrato (sedimentos paleozóicos). A Depressão Amazônica constitui a unidade morfoescultural mais extensa de toda a área estudada (cerca de 40% da área total). Representa uma vasta superfície plana rebaixada, localmente interrompida por colinas de topo tabular. Seu substrato é composto por uma seqüência sedimentar indiferenciada (arenitos, siltitos e argilitos), pouco consolidada, depositada a partir do soerguimento da cadeia Andina. Os depósitos recentes e sub-recentes (aluviões, terraços fluviais e áreas de acumulação inundáveis) contidos na Depressão Amazônica assumem nesta unidade sua maior expressão regional, com destaque para a planície fluvial do rio Madeira (que atinge cerca de 30 km de largura em alguns trechos) e os terraços deste mesmo rio, notadamente na sua margem esquerda, que alcançam até 50 km de largura, como à jusante da cidade de Humaitá.

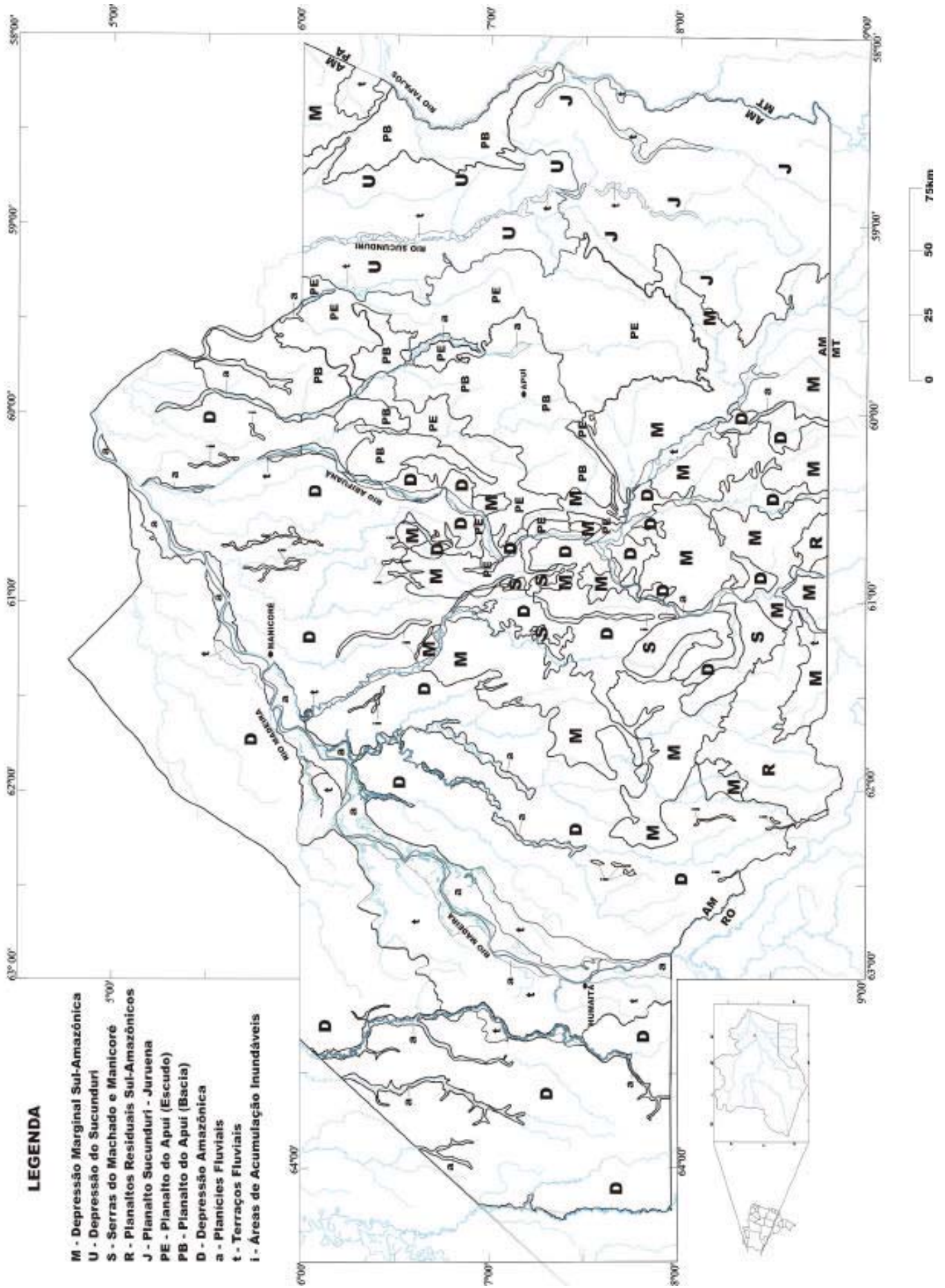
Considerações Finais – A partir das informações levantadas pode-se concluir que:

- Dentre as unidades morfoesculturais identificadas destaca-se, por suas características geomorfológicas, o Planalto Sucunduri-Juruena como a mais vulnerável aos processos erosivos.
- Apesar da morfologia plana dos Planaltos Residuais Sul-Amazônicos, os mesmos apresentam vulnerabilidade média a alta à erosão, em virtude de sua incipiente cobertura vegetal (campos-cerrados) aliada à elevada pluviosidade regional. De modo semelhante, a Depressão Amazônica, por seu substrato litológico pouco consolidado, essencialmente arenoso, mostra-se vulnerável aos processos erosivos, não obstante suas formas muito planas.
- O rio Madeira é um bom exemplo da influência da neotectônica nos cursos fluviais. Sua acentuada migração lateral e os fenômenos de assoreamento identificados comprometem o estabelecimento de atividades socioeconômicas ao longo de sua planície e até mesmo o futuro da Hidrovia do Madeira, componente importante do desenvolvimento regional.
- Considerando-se apenas o aspecto geomorfológico, entende-se que as unidades mais estáveis aos processos erosivos sejam o Planalto de Apuí e, secundariamente, a Depressão Sul-Amazônica.

Bibliografia

- MME/CPRM. 2001. Projeto de Gestão Ambiental Integrada do Amazonas. Zoneamento Ecológico-Econômico do Vale do Rio Madeira – Área Sudeste-Sul. Manaus: MMA/IPAAM, 92p.
- ROSS, J.L.S. 1997. Geomorfologia: Ambiente e Planejamento. 4ª ed. São Paulo: Contexto, 82p.

Figura 1: Mapa Geomorfológico simplificado da região sul-sudeste do Estado do Amazonas.



Uma Visão Geocientífica para o Zoneamento Ecológico-Econômico

Valter José Marques e Suely Serfaty-Marques

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. vmarques@interconnect.com.br

1- Introdução

O propósito deste trabalho é demonstrar o quanto e como as geociências podem contribuir para o desenvolvimento sustentável, através do zoneamento ecológico-econômico. Espera-se, dessa forma, despertar o interesse dos profissionais, como um todo, no sentido de que se venham a desenvolver novas pesquisas sobre o tema. Nas últimas décadas, ocorreram intensos debates a respeito das questões ambientais, sobretudo a partir de 1972, com a Conferência de Estocolmo, observando-se que aos poucos se formou uma consciência mundial no tocante à importância dos fenômenos geológicos atuantes no Quaternário. De um modo geral, o grande público raciocina como se a dinâmica externa fosse independente dos fenômenos internos.

2- A importância do enfoque sistêmico para os estudos ambientais

Provavelmente, os geocientistas e os biólogos gozam de maior chance de perceber e comprovar o quanto o Universo é fundamentalmente sistêmico. Não é por acaso que a Geologia ocupa uma delicada e às vezes conflituosa posição entre as engenharias e as ciências naturais. Nem sempre o que os geocientistas medem expressa o fenômeno, embora tanto se façam estudos sobre mensurações e estatísticas. Sabe-se até que ponto a dinâmica interna do planeta, responsável pela deriva dos continentes, provocou as mudanças climáticas, na medida em que tanto afeta as correntes marítimas e o nível dos continentes. Os fenômenos geológicos podem ser catastróficos para a vida. As evoluções do sistema solares e do cosmos podem afetar todo o planeta. Os estudos dos sistemas geológicos depreendem que não existem condições estáticas, mas um equilíbrio representado por lentas mudanças, sugerindo a inexistência de paisagens estáticas.

A caracterização das variáveis ambientais deve ser feita segundo uma visão holística, expressa pelo elenco de levantamentos temáticos, usualmente levados a efeito nos diagnósticos ambientais: clima, hidrologia, geologia, geomorfologia, solos, biodiversidade e vegetação, além dos aspectos antrópicos: sociológicos e antropológicos.

Conquanto se exija o real conhecimento da natureza e funcionamento das variáveis ambientais, inclusive quanto ao seu grau de interdependência, é incorreta a pressuposição de que se pode avaliar um sistema, uma vez que se conheça as suas partes integrantes.

Olhando-se ao redor, em qualquer escala, sobretudo em nível cósmico, constata-se que, aparentemente, as relações entre as partes não obedecem a uma regra “humana” de economia de ener-

gia/matéria. Contrariamente, como se poderia explicar o equilíbrio, entendido como evolução, de um sistema solar, cuja estrela central e os planetas interagem a distâncias fantásticas.

3- O enfoque espaço-temporal – a América do Sul e as mudanças globais

Considera-ser que o fenômeno geológico mais importante para as mudanças globais que ocorrem na América do Sul é a orogênese andina, resultante da subducção da placa de Nazca (Pacífica) sob o continente sul-americano (Fig. 1). Regionalmente, talvez seja a inversão do curso do rio Amazonas, que corria para o oceano pacífico, a sua mais espetacular consequência. Essa mudança global encontra expressivo registro sedimentar na Bacia do Rio Amazonas.

Marques (1998) realizou estudos geológicos na porção oriental do Brasil, fronteira com o Peru e Bolívia, posicionando a supramencionada placa continental na “sombra” da cordilheira dos Andes. Demonstrou que o arqueamento crustal alcançou 60-70 metros nos últimos 10.000 anos (taxa média de 0,7 cm/ano).

O posicionamento geotectônico da bacia amazônica corresponde ao “back-arc” continental (Fig. 02). Sob essa lógica, deve-se proceder à análise geológica e geomorfológica da Amazônia Centro-Oriental, desde o Terciário até o recente.

Uma das feições geomorfológicas mais elucidativas é o traçado dos rios amazônicos, por um lado, com forte controle tectônico, devido ao constante arqueamento do substrato. Não é outra a causa da constância com que mudam os seus canais e suas aluviões apresentam freqüentes contornos romboedrais, como se constata ao longo do volumoso rio Madeira, principal afluente da margem direita do rio Amazonas e que tem suas nascentes nos Andes, em território boliviano.

Do ponto de vista climático, as mudanças globais foram dramáticas, nos últimos vinte mil anos, de acordo com modernos estudos paleontológicos e paleoclimáticos (Fig. 3). Pode-se observar que há 8.000-10.000 anos havia um corredor ecológico, constituído por uma savana que se estendia do norte-noroeste da América do Sul até ao sul da Argentina, sucedendo-se, posteriormente, a implantação de uma floresta equatorial, como a conhecemos hoje. Na porção norte-nordeste da Amazônia, a principal mudança climática ocorreu há cerca de cinco mil anos, quando o atual regime hídrico, com pluviosidade entre 1.200-3.000 mm, caracterizado por sistemas de campos e florestas, substituiu os sistemas característicos de climas semiáridos. O restante da América do Sul, também passou por grandes mudanças, devendo-se mencionar, o enorme recuo da linha da costa brasileira, de até 120 km em 10.000 anos, responsável pela extensa plataforma continental, em seu litoral nordeste (Fig. 1).

Não pode ser mera coincidência o fato de que ecossistemas endêmicos e sítios arqueológicos coincidam com altos estruturais. A dinâmica externa decorrente das mudanças climáticas depende, em grande parte, dos fenômenos globais, como os que afetam os ventos e as correntes marítimas. Enfim, o que se pode demonstrar com relativa facilidade é que não existe um estado de equilíbrio, es-

tático; muito pelo contrário, a natureza sofre contínuas transformações devido aos mecanismos da dinâmica interna. É mister o conhecimento da Geologia Histórica do Terciário e Quaternário e o enorme potencial de desenvolvimento de disciplinas geológicas, como a paleontologia de vertebrados e a paleobotânica, assim como a sedimentologia, a geoquímica e a geologia marinha.

4- Modelagem de Sistemas Ambientais

A superfície do planeta constitui o meio ambiente ou camada viva da Terra. É a expressão “viva” da interação de outros “sistemas”, subjacentes como os que comandam a dinâmica interna da crosta ou “acima”, em nível cósmico.

Mesmo antes do aparecimento das primeiras algas, a água vem exercendo um papel central na evolução da crosta e da vida que sobre ela habita. Sem exceção, todos os seres vivos dependem da disponibilidade de água para a sua existência.

O acesso e posse da água sempre foram alvo de disputa por todos as civilizações. Com os avanços tecnológicos, o homem consagrou-se como a espécie dominante do planeta e a partir de seu crescimento vegetativo explosivo, acirrou-se a disputa pelo precioso líquido, a ponto de consagrar-se o século XXI como o “século da água”. Recentes atos do Governo Federal instituem os Comitês de Bacia como fórum para a resolução das questões sobre o uso comum das águas superficiais.

Por esses motivos, de cunho natural e antrópico, recomenda-se que os estudos voltados ao planejamento territorial tenham os contornos da divisão hidrográfica como condição principal, orientadora das análises de vulnerabilidade e sustentabilidade.

5- Conclusões

Por mais de um século, os geocientistas admitiram que o seu principal papel junto à sociedade era o de prover conhecimentos que propiciassem o acesso aos recursos minerais. Nas últimas décadas, somente uma pequena parte dos profissionais das geociências se envolveram com questões relacionadas à engenharia de obras civis e uma porção ainda menor aos estudos envolvendo os desastres naturais. A Geologia do Quaternário, especialmente no Brasil, jamais teve lugar de destaque. Ao alvorecer do Século XXI, com os importantes avanços econômicos e sociais e a valorização do meio ambiente, descortina-se um novo campo de aplicação das geociências.

O conhecimento da Geologia do Quaternário e do Quinário é fundamental na gestão dos territórios, mesmo naquelas porções consideradas “estáveis”, há até pouco tempo. As grandes mudanças climáticas e os movimentos epirogênicos das plataformas, considerados “lentos”, do ponto de vista da história geológica do planeta, hoje se sabe poderem afetar, de forma crítica, o desenvolvimento das civilizações. A isso se acresça o generalizado temor, a quase certeza, de que as atividades antrópicas podem potencializar os processos geológicos de forma desastrosa para a humanidade.

É recomendável que o país implemente um programa de estudos das mudanças globais, ocorridas pós-Terciário, estimulando, portanto, a que os geocientistas aperfeiçoem sua capacidade em decifrar as mudanças regionais e globais referentes ao passado e que desenvolvam habilidades no sentido de antever mudanças decorrentes da atuação dos processos naturais ou antrópicos.



Fig. 01: Continente Sul-Americano, observando-se a evolução [regressão] da costa brasileira, durante os últimos 10.000 anos. Na figura menor, indica-se o movimento da placa oceânica (Nazca), sob a placa Sul-Americana. É possível perceber-se o entalhamento dos vales dos brasileiros, avançando até a borda da plataforma continental.

Figura 02: Esquema tectônico, escala continental, explicando a subducção da placa de Nazca, sob o continente sul-americano, dando origem à cordilheira andina e as bacias do tipo “pull-apart” situadas nas cabeceiras dos rios andinos que formam a bacia amazônica.

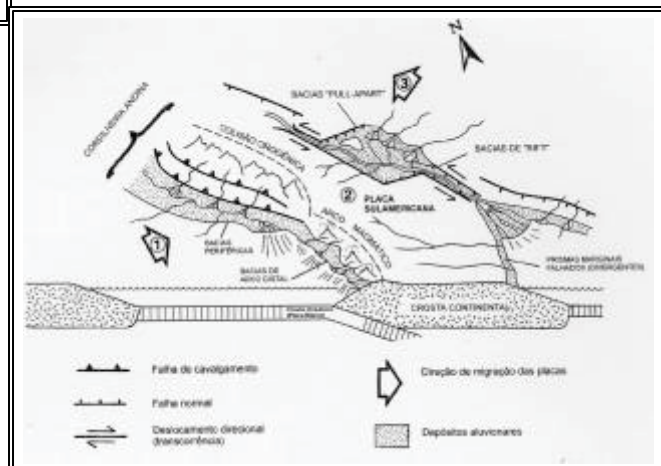


Fig. 03: Mapa Paleoclimático da América do Sul há – 8.000 anos.



O Zoneamento Ecológico-Econômico como Ferramenta do Planejamento e da Gestão Territorial

Valter José Marques e Suely Serfaty-Marques

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. vmarques@interconnect.com.br

1 - Introdução

O Zoneamento Ecológico-Econômico (zee) surgiu através do Decreto 96.944, de 12/10/88, quando o Governo Federal, visando racionalizar o uso e ocupação do meio ambiente e dos recursos naturais da Amazônia Legal, instituiu o Programa de Defesa do Complexo de Ecossistemas da Amazônia Legal, também denominado Programa Nossa Natureza.

Em 1991, a extinta Secretaria de Assuntos Estratégicos– SAE elaborou o documento chamado “Diretrizes Metodológicas”, que expressava alguns parâmetros como contribuição ao zee. Com base nesse trabalho, em 1997, implementou-se um projeto pioneiro, ao longo das fronteiras com a Venezuela (Projeto Conjunto Brasil–Venezuela para o Zoneamento Ecológico Econômico e o Ordenamento Territorial da Região Fronteiriça entre Pacaraima e Santa Elena de Uiarén). Da experiência, sobrevieram expressivos aperfeiçoamentos, que se multiplicaram nos subseqüentes projetos conjuntos com a Colômbia, Peru e Bolívia. Hoje, se vê o zee como um recurso técnico-científico, de domínio público, que fundamenta o uso integrado e sustentável do território, modelando as alternativas socioeconômicas e ambientais.

2- Conceito

Trata-se de um instrumento de fé pública, essencial na negociação e harmonização dos interesses entre as várias esferas de governo e a sociedade; amoldado à intermediação dos conflitos de interesse, mormente quando se trata dos setores interessados na apropriação de recursos ambientais.

3- Objetivos do zee

O zee visa aumentar a eficácia e minimizar os riscos dos empreendimentos dos setores produtivos, classificando os territórios de acordo com suas potencialidades naturais, vulnerabilidades ambientais e avaliação de fatores que impliquem na perda de biodiversidade ou do patrimônio paisagístico e cultural.

4– Metodologia do zee

O zee, em qualquer escala, expressa a resultante do processo dinâmico do meio natural e o do meio antrópico. A cada nível de tratamento correspondem variáveis específicas e formas adequadas de integração.

5- Escala básica do zee

No âmbito dos estados da União, a escala mais utilizada é 1:250.000, devendo-se a escolha desse nível “intermediário” à imensa extensão territorial do Brasil e à crônica escassez de dados temáticos ambientais.

6- Meio físico-biótico

A carta-síntese da vulnerabilidade natural (Tabela 1) é o documento que sintetiza as informações sobre o meio físico-biótico. Ela expressa a capacidade de suporte do meio ambiente à intervenção antrópica (Crepani et al., 1996).

UNIDADE	RELAÇÃO PEDOGÊNESE / MORFOGÊNESE	VALOR
ESTÁVEL	PREVALECE A PEDOGÊNESE	(1)
INTERMEDIARIA	EQUILIBRIO ENTRE A PEDOGÊNESE / MORFOGÊNESE	(2)
INSTÁVEL	PREVALECE A MORFOGÊNESE	(3)

TABELA 1: VALORES DE ESTABILIDADE DE UNIDADES DE PAISAGEM. (O BRASIL, A PARTIR DE 1999, JUNTAMENTE COM BOLÍVIA, COLÔMBIA E PERU, INTEGRANDO AS EXPERIÊNCIAS NACIONAIS, ADOTOU UMA ESCALA COMUM DE VULNERABILIDADE, NORMALIZADA A 100%,.

Rocha, solo, relevo, vegetação e clima correspondem à temática estimada em cada elemento de paisagem. A CPRM– Serviço Geológico acrescentou outros atributos de vulnerabilidade, como a perda de biodiversidade e dos nichos ecológicos, além dos aspectos paisagísticos e de valor cultural.

7 - Meio Socioeconômico

A avaliação socioeconômica deverá basear-se na integração das lógicas dos processos naturais e sociais, que respondem à dinâmica econômica e aos objetivos políticos, materializados no uso e apropriação do território. Nela se destacam quatro grupos, que concernem aos fatores: humano, natural, produtivo e político-institucional e seus respectivos indicadores.

No fator humano, por exemplo, quantificam-se os índices de mortalidade infantil, média de vida, escolaridade, renda média anual e acesso a serviços básicos.

No fator natural, os indicadores referem-se à disponibilidade de recursos naturais e à condição de acesso social aos mesmos.

No fator produtivo, considera-se o uso da terra, rentabilidade do setor rural, dinâmica urbana, industrial e comercial, atrativos turísticos, capacidade financeira e vizinhança às redes de circulação.

No grupo político-institucional, os indicadores referem-se à autonomia político-administrativa, consenso social e representação política.

Adotam-se valores numéricos aos indicadores de cada um dos quatro grupos, analogamente aos intervalos estabelecidos para o meio físico-biótico (tabela 2).

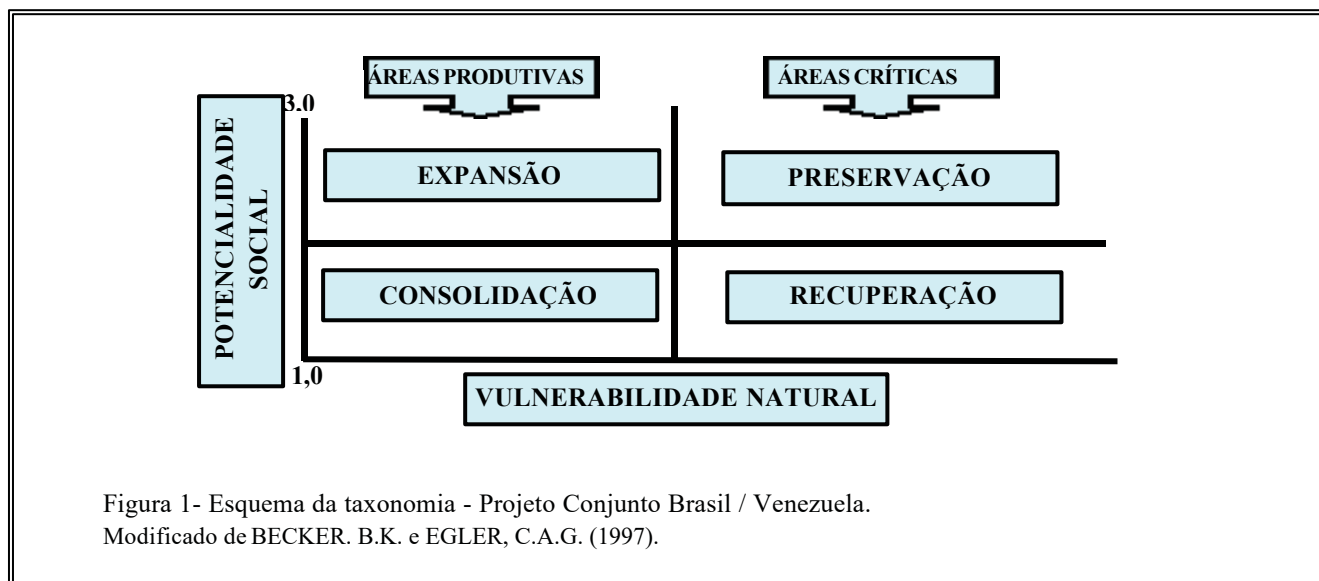
POTENCIAL	CONDIÇÕES PARA O DESENVOLVIMENTO HUMANO	VALOR
ALTO	PREVALECEM OS FATORES DINÂMICOS	1
MÉDIO	EQUIVALÊNCIA ENTRE FATORES DINÂMICOS E RESTRITIVOS	2
BAIXO	PREDOMINAM OS FATORES RESTRITIVOS	3

Tabela 2: Valores de potencial das unidades territoriais.

Fonte: BECKER, EGLER (1997), modificado.

8- Carta síntese de subsídios à gestão do território

Consiste na sobreposição dos planos que representam a sustentabilidade, o estado legal, a legislação ambiental e o uso do território; classificam-se as áreas estudadas em quatro tipos de zonas, conforme indicado na figura abaixo.



9- Produtos

Mapas temáticos: caracterização (diagnóstico) do meio físico-biótico, através dos mapas de: Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Aptidão Agrícola, Vegetação, Uso do Solo, Fauna, Flora, Vulnerabilidade Natural e Variáveis Hidroclimatológicas.

Mapas de síntese: refere-se aos mapas de: Vulnerabilidade Natural à Degradação Ambiental; Potencialidade Social e Subsídios à Gestão Territorial (zee).

Relatório final: os dados coligidos resumem toda metodologia de análise e síntese e a descrição do diagnóstico e dos prognósticos, conclusões e recomendações.

10- Conclusões e recomendações

A tabela 3 esquematiza uma proposta para um reestudo ou reavaliação dos trabalhos de zee, considerando-se a escala ou nível de detalhe.

A nível macrorregional ou nacional o objetivo principal é a formulação de uma geografia das políticas públicas para o desenvolvimento.

O nível mesorregional ou regional – estadual focaliza as vulnerabilidades e potencialidades dos geossistemas, considerando os atores sociais e as conseqüências ambientais e econômicas.

.O nível microrregional ou local – municipal além de aprofundar-se no conhecimento do meio ambiente dá ênfase à elaboração de modelos.

ESCALA	NÍVEL DE ABORDAGEM	VARIÁVEL PRINCIPAL	ESFERA POLÍTICA	ESFERA ADMINIST.	FERRAMENTA L	PRINCIPAIS PRODUTOS DO ZEE (CARACTERÍSTICAS)
1:5.000.000/ 1:2.500.000	MEGA-DIAGNÓSTICO/ ZONEAMENTO NACIONAL/CONTINENTAL	GRANDES VOCAÇÕES TERRITORIAIS	GEOPOLÍTICA	GF	PLANEJAMENTO ESTRATÉGICO	ESPACIALIZAÇÃO POR MEIO DE CARTOGRAMAS/ MAPAS 1) CENÁRIOS ALTERNATIVOS 2) PROPOSTAS DE PLANOS, 3) POLÍTICAS, INCENTIVOS
1:1.000.000	MACRO-DIAGNÓSTICO/ ZONEAMENTO (REGIONAL)	SISTEMAS TERRITORIAIS PRODUTIVOS.	MACRO-POLÍTICAS E POLÍTICAS REGIONAIS	GF	FORMULAÇÃO DE POLÍTICAS REGIONAIS	ESPACIALIZAÇÃO ATRAVÉS DE MAPAS 1) ZONEAMENTO AMBIENTAL - SISTEMAS NATURAIS X USO E OCUPAÇÃO 2) ZONEAMENTO ECONÔMICO - SISTEMAS ECONÔMICOS PROPOSTAS DE PLANOS, POLÍTICAS, INCENTIVOS
1:250.000	MESODIAGNÓSTICO (REGIONAL/MICRORREGIONAL)	VULNERAB. AMBIENTAL E POTENCIALID. ECONÔMICA DOS SISTEMAS	POLÍTICAS ESTADUAIS	GE	FORMULAÇÃO DE POLÍTICAS REGIONAIS E AVALIAÇÃO DE IMPACTOS AMBIENTAIS	ESPACIALIZAÇÃO ATRAVÉS DE MAPAS TEMÁTICOS DO 1) MEIO FÍSICO 2) MEIO BIOLÓGICO 3) MEIO SOCIAL MAPAS-SÍNTESE 1) VULNERABILIDADE NATURAL 2) BIODIVERSIDADE 3) POTENCIALIDADE SOCIAL 4) VULNERAB. À DEGRADAÇÃO MAPAS FINAIS 1) SUBSÍDIOS À GESTÃO TERRITORIAL. PROPOSTAS DE PLANOS, POLÍTICAS, INCENTIVOS
1:100.000 1:50.000	MICRO-DIAGNÓSTICO.	SUSTENTAB. AMBIENTAL E ECONÔMICA DOS MICROSSISTEMAS	POLÍTICAS MUNICIPAIS	GE / GM	MODELAGEM DE IMPACTOS AMBIENTAIS E SOCIAIS	ESPACIALIZAÇÃO ATRAVÉS DE MAPAS TEMÁTICOS DO 1) MEIO FÍSICO 2) MEIO BIOLÓGICO 3) MEIO SOCIAL MAPAS-SÍNTESE 1) VULNERABILIDADE NATURAL 2) BIODIVERSIDADE 3) POTENCIALIDADE SOCIAL 4) VULNERABILIDADE À DEGRADAÇÃO MAPAS FINAIS 1) SUBSÍDIOS À GESTÃO TERRITORIAL MODELOS HIDROLÓGICOS MODELOS DE BIODIVERSIDADE MODELOS ECONÔMICOS PROPOSTAS DE PLANOS, POLÍTICAS, INCENTIVOS

Tabela 3– Sinopse das abordagens metodológicas para o zoneamento ecológico-econômico.

Bibliografia

- BECKER, B.K. and EGLER, C.A.G. (1997). **Detalhamento da Metodologia para Execução do Zoneamento Ecológico-Econômico pelos Estados da Amazônia Legal**. Brasília: SAE-MMA, 1997. 43p.
- Proceedings of the Conferência das Nações Unidas sobre Meio Ambiente, Agenda 21, 1997. Senado Federal, 598p, Brasília.
- CREPANI, E. et al, 1996. **Metodologia para Obtenção de Unidades Homólogas e Vulnerabilidade Natural**. INPE, São José dos Campos.
- MARQUES, V.J. & MARQUES, S.S, 2000. **Geoscience and Sustainable Land Development in Amazonia**. 31 th Intern. Geol. Congr. Rio de Janeiro, Brazil.
- TRICCART, J. 1977. **Ecodinâmica**. Rio de Janeiro: IBGE – SUPREN, 91p
- TRICCART, J. 1982. Paisagem e Ecologia: Interfaces Escritas e Documentos. IBILCE - UNESP, 55p, São José do Rio Preto.
- TRICCART, J. and KIEWIETDEJONG, C. 1992. **Ecogeography and Rural Management**. Longman, Essex.
- BRASIL, Decreto nº99.193, de 27 de março de 1990. Dispõe sobre as atividades relacionadas ao zoneamento ecológico-econômico, e dá outras providências.

Níveis de mercúrio na Baía de Caxiuanã, Floresta Nacional Caxiuanã, Melgaço – Estado do Pará

Artur Fernando Silva Mascarenhas*, Edilson da Silva Brabo **, Rômulo Simões Angélica ***,
Kleber de Freitas Fayal **, Iracina Maura de Jesus ** & Elisabeth C. de Oliveira Santos **

*.Secretaria Executiva de Estado de Indústria, Comércio e Mineração - SEICOM.. Av. Presidente Vargas, nº 1020, Centro, CEP 66.017-000, Belém – Pará, Brasil, fone : (0xx) 91 241-18-18, fax: (0xx) 91 223-26-89, E-mail: masca@amazon.com.br

**MS / FNS / Evandro Chagas Instituto / Coordenação de Ecologia Humana e Meio Ambiente. Av. Almirante Barroso, nº 492, CEP 66.000-000, Belém – Pará, Brasil, fone/fax : (0xx) 91 255-20-03, E-mail: coehma@amazon.com.br

***. Universidade Federal do Pará – UFPa , Centro de Geociências, Av. Augusto Corrêa, nº 01, CEP 66.075-900, Belém – Pará, Brasil, fone: (0xx) 91 211-2007 , E-mail: angelica@ufpa.br

Introdução

A presença de valores elevados de mercúrio na região amazônica tem sido associada, principalmente, ao uso indiscriminado deste metal nas áreas onde se desenvolve a atividade extrativa garimpeira. (Pfeiffer *et al.* 1989; Malm *et al.* 1990).

Estudos recentes sobre a dinâmica do mercúrio em diversos ambientes aquáticos na região amazônica, tem demonstrado que os níveis de background, podem variar consideravelmente, inclusive, excedendo valores que comumente são associados a áreas contaminadas por fontes antropogênicas (Santos *et al.* ,2000; Aula *et al.* 1994). Tais variações tem sido associadas aos processos de desmatamentos são responsáveis pela exposição dos solos e que contém teores de mercúrio associados a óxidos e hidróxidos de Fe. Estes compostos, tem sido apontados como fontes naturais de mercúrio para os ecossistemas aquáticos, disponibilizando-o para os processos de metilação e acumulação na biota (Roulet *et al.* 1998; Fostier *et al.* 1999, Oliveira *et al.* 1999). Existem estimativas de que a queima da biomassa, é responsável pelo lançamento de 90 toneladas de Hg/ano são para a atmosfera e que posteriormente são precipitados nos ecossistemas aquáticos (Veiga *et al.* 1994).

A presença de Hg em pescado em áreas não impactadas, levanta uma preocupação quanto ao risco a que estão submetidas as populações humanas na Amazônia, sobretudo ribeirinhos, tendo em vista a importância do pescado como principal fonte proteica na dieta alimentar (Santos *et al.* 2000).

Este estudo faz parte de um Programa de Pesquisa que vem sendo desenvolvido em conjunto pelo Instituto Evandro Chagas – IEC, com a participação da Secretaria Executiva de Estado de Indústria, Comércio e Mineração – SEICOM e a Universidade Federal do Pará - UFPa sobre a presença de mercúrio em áreas não impactadas por fontes tradicionalmente conhecidas, no Estado do Pará. Neste estudo são apresentados os resultados das análises de Hg em sedimentos de fundo e

em diferentes espécies de peixes , bem como, os resultados da caracterização físico-química das águas das drenagens, na área da Reserva Florestal de Caxiuanã.

A região de Caxiuanã está localizada em terras dos municípios de Melgaço e Portel, na Amazônia Oriental, entre a ilha de Marajó e o rio Xingu. A região de Caxiuanã é constituída geologicamente por sedimentos cretácicos da Formação Alter do Chão, sedimentos da Formação Barreiras, e sedimentos recentes aluviais, além de lateritas maduras do Terciário Inferior e lateritos imaturos de idade Pleistocênica.

Materiais e Métodos

Foram coletadas amostras de sedimentos de fundo , amostras de peixes de diferentes espécies e hábitos alimentares, sendo ainda realizada a análise de alguns parâmetros físico-químicos no rio Caxiuanã e tributários. As amostras de sedimentos foram coletadas de acordo com o procedimento proposto por Silva,(1993). Cerca de 1 kg de amostra foi coletada e acondicionadas em sacos plásticos, identificados e mantidos sob refrigeração. Posteriormente, as amostras foram secas a temperatura ambiente, desagregadas e peneiradas, separando-se a fração menor que 250 mesh.

Um total de 144 espécimes de peixes foram capturados e quantificados os teores de Hg no tecido muscular. As espécies carnívoras estão representadas pelas espécies(nome popular): Carapitinga, Mandubé, peixe cachorro, pescada, piquirão, piranha amarela, piranha banca, piranha tauá, piranha tinga, piraxixira, sarda, sardinha, saricanga, Traíra, tucunaré tauá e tucunaré tinga, e os não carnívoros representados pelos amanim, amanim flamengo, carapixuna, caratinga, itui, mangui, Mapará, e o pacu. Após a coleta dos espécimes, foi preenchida uma ficha contendo informações sobre identificação, tamanho, peso, procedência e conservação. Posteriormente, foi retirada cerca de 50 a 100 g de tecido muscular, colocadas em sacos de polietileno e congeladas.

Para as determinações de Hg total, as amostras foram submetidas aos procedimentos analíticos pelo método proposto por Akagi *et al.* 1996. As quantificações de Hg foram feitas por Espectrofotometria de Absorção Atômica, com sistema de geração de vapor a frio, utilizando-se o modelo Mercury Analyser HG-3500. As determinações físico-químicas foram realizadas no campo em 14 estações, distribuídas no rio Caxiuanã e tributários através de métodos potenciométricos.

Resultados e Discussão

Os valores de pH nas águas da área de estudo apresentaram uma variação entre 4,23 -5,58, com média de 4,54. As medidas de condutividade elétrica variaram de 82,2 a 150,9 $\mu\text{s}/\text{cm}$, com média de 110,84 $\mu\text{s}/\text{cm}$. Os valores de sólidos totais dissolvidos variaram de 48,8 a 94,6 mg/l, com média de 66 ,67 mg/l. A temperatura das águas oscilou entre 24,7 e 30,1 °C, com média de 27,74

°C. A caracterização físico-química das águas do rio Caxiuanã e seus afluentes sugerem classificá-las como rios de águas escuras segundo Sioli, 1950 e Junk & Furch, 1980, ou seja, águas com pH ácido, com baixa quantidade de material particulado em suspensão e rica em substâncias orgânicas dissolvidas.

Os teores médios de mercúrio nas amostras de tecido muscular dos peixes foi de $0,187 \pm 0,214 \mu\text{gHg/g}$. Nas amostras de espécies carnívoras a concentração média de Hg foi de $0,238 \mu\text{gHg/g}$, com intervalo de $0,006$ a $0,985 \mu\text{gHg/g}$, com destaque para as espécies Mandubé, Piranha Tinga, Saricanga, Traíra, Tucunaré Tauá e Tucunaré Tinga, que ultrapassaram o valor máximo de $0,500 \mu\text{gHg/g}$ recomendado pela Organização Mundial de Saúde para consumo humano. Esses valores relativamente elevados para as espécies carnívoras reflete a eficiência dos processos de bioacumulação que ocorre ao longo da cadeia alimentar da biota aquática. A correlação entre os teores de Hg no pescado, tamanho e peso foram avaliadas em diferentes espécies carnívoras, através de teste de regressão linear. Apenas espécies Tucunaré Tinga e Tucunaré Tauá apresentam correlação positiva e estatisticamente significativa em ambas as variáveis testadas. Tucunaré Tinga, (tamanho $r = 0,8092$, peso $r = 0,7325$, $p < 0,05$), Tucunaré Tauá (tamanho $r = 0,8268$, peso $r = 0,7086$, $p < 0,05$). Nas espécies não carnívoras a média foi de $0,067 \mu\text{gHg/g}$, e intervalo de $0,013 - 0,268 \mu\text{gHg/g}$.

Os resultados analíticos de Hg nos sedimentos de fundo apresentaram uma variação significativa ao longo das drenagens da área. Os teores de Hg nestes materiais variaram entre $0,011$ e $0,348 \mu\text{gHg/g}$, com média de $0,200 \mu\text{gHg/g}$, situando-se dentro da faixa de valores preconizados por Lacerda *et al.* 1987, para rios amazônicos não contaminados.

Conclusões

Os teores médios de mercúrio em pescado apresentaram-se dentro limites estabelecidos pela legislação vigente, embora tenham sido observados concentrações acima desse valor $0,500 \mu\text{gHg/g}$, em espécies carnívoras. As concentrações médias de mercúrio nos sedimentos de fundo estão dentro da faixa de valores encontrados em rios amazônicos não contaminados e sem evidências de contribuição antropogênica, no entanto foram observados teores relativamente altos de Hg em alguns pontos, o que indica a possibilidade de uma contribuição natural eficiente. Esta constatação justifica outros estudos visando avaliar o nível de contribuição destas fontes e dos processos biogeoquímicos, para identificar a possível origem do mercúrio na região, sem fontes antropogênicas.

Referências Bibliográficas

- Akagi, H.; Malm, O. and Branches, F.J.P., 1996. Human Exposure to Mercury Due to Mining in the Amazon, Brazil - A Review. *Environmental Sciences*, 3:199-211.
- Aula, I.; Braunschweiler, H.; Leino, T.; Malin, I.; Porvari, P.; Hatanaka, T.; Lodenius, M. & Juras, A. (1994). Levels of mercury in the Tucuruí Reservoir and its surrounding area in Pará, Brazil. In: *Mercury Pollution Integration and Synthesis* (C.J. Watras & J.W. Huckabee, eds.), pp. 21-40, California: Ed. CRC Press
- Fostier, A.H.; Oliveira, S.M.B.; Guimarães, J.R.D.; Forti, M.C.; Melfi, A.J.; Boulet, R.; Favaro, D.I.T.; Krug, F.J. (1999). Mercury accumulation in natural forested amazonian soils. Mercury as a Global Pollutant –5th International Conference, Rio de Janeiro, Brazil, p 522.
- Junk, W.J.& Furch, K. 1980. . Química da água e macrofitas aquáticas de rios e igarapés na Bacia Amazônica e nas áreas adjacentes. Parte I. *Acta Amazônica*, 10:611-633.
- Lacerda, L.D.; Pfeiffer, W.C.; Silveira, E.G; Bastos, W.R. Souza; C.M.M. 1987. Contaminação por mercúrio na amazônia; Análise preliminar do rio Madeira, RO. IN: SBGq. Congr. Bras. Geoq., 2 : p. 295-299.
- Malm, O.; Pfeiffer, W.C.; Souza, C.M.M.; Reuter, R. (1990). Mercury Pollution Due to Gold Mining in the Madeira River Basin, Brazil. *Ambios*. 19:11-15
- Oliveira, L. J.; Hylander, L. D.; Barros, A.J.P.; Singulane, L.M.C.; Laet, S.M.; Barreto, L.B.; Silva, G.D.; Araújo, S. A.(1999). Monitoring of heavy metals in thr Bento Gomes river basin, Poconé, Mato Grosso, Brasil. Mercury as a Global Pollutant –5th International Conference, Rio de Janeiro, Brazil, p 522.
- Pfeiffer, W.C.; Lacerda, L.D.; Souza, C.M.M.; Silveira, E.; Bastos, W.R. (1989). Mercury Concentrations em inland waters of gold mining aeas in Rondonia, Brazil. *Sci. Total Environ*. 87/88: 233-240.
- Roulet, M.; Lucotte, M.; Saint-Aubin, S.; Heault, I.; Farella, I.; Silva, E.J.; Dezencourt, J.; Souza Passos, C.J.; Soares, G.S.; Guimarães, J.R.; Mergler, D.; Amorim, M. (1998). The gechemistry of mercury in central amazon soils developed on the Alter do Chão formation of the lower Tapajós river valley, Pará State, Brazil. *Sci. Tot. Environ*. 3; 223(1):1-24.
- Santos, E.C.O.; Jesus, I.M.; Brabo, E.S.; Câmara, V.M.; Loureiro, E.C.B.; Mascarenhas, A.F.S.; Silva, A.P.; Silva, R.S.U.; Luiz, R. (2000). Primeiros Resultados sobre Exposição ao Mercúrio em Rio Branco, Acre. *Informes Epidemiológico do SUS/MS/FUANASA/CENEPI*. (enviado para publicação).
- Silva, A P. da, (1993). Coleta de amostras em solos, sedimentos e águas de ambientes impactados por mercúrio para monitoramento ambiental: In: *Mercúrio em áreas de garimpos de ouro* (Câmara V. de M. Ed.), Centro Pan-americano de Ecologia e Saúde (ECO/OPS). p. 99- 105.
- Sioli, H. (1950). Das wasser in Amazonasgebeit. *Forschung Fortchrift*. 26:274-280.
- Veiga, M. M.; Meech, J.A. ; Onate, N., (1994). Deforestation: A major sources of mercury pollution in the amazon. *Nature*. 368 : 816-817.

Níveis de Mercúrio em Sedimento de Fundo e Material Particulado no rio Acre, Estado do Acre, Brasil

Artur Fernando Silva Mascarenhas^{*}, Edilson da Silva Brabo^{**}, Alexandre Pessoa da Silva^{***},
Elisabeth C. de Oliveira Santos^{**}, Iracina Maura de Jesus^{**}, Kleber de Freitas Fayal^{**}

^{*} Secretaria Executiva de Indústria, Comércio e Mineração - SEICOM.. Av. Presidente Vargas, nº 1020, Centro, CEP 66.017-000, Belém – Pará, Brasil, fone : (0xx) 91 241-18-18, fax: (0xx) 91 223-26-89, E-mail: masca@amazon.com.br

^{**}MS / FNS / Evandro Chagas Instituto / Coordenação de Ecologia Humana e Meio Ambiente. Av. Almirante Barroso, 492, CEP 66.000-000 Belém – Pará, Brasil, fone/fax : (0xx) 91 255-20-03, E-mail: coehma@amazon.com.br

^{***} AMBIOS Engenharia e Processos Ltda. Rua Conçeição, 2163, Conj. 21, CEP 01.301-100 São Paulo – São Paulo, Brasil, fone : (0xx) 11 255-14-16, E-mail: contato@ambios.simplinet.com.br

Introdução

A presença de Hg na região Amazônica, têm sido associada a mineração artesanal, conhecida como "garimpagem", onde este metal ,na forma líquida, é utilizado para recuperação de partículas de ouro de granulação fina (Martinelii *et al* 1988; Pfeiffer *et. al* 1988).

Estudos recentes sobre a presença de mercúrio no ambiente amazônico têm mostrado a associação com a queima da biomassa, estimando que por volta de 90 toneladas de Hg são lançadas para a atmosfera anualmente e posteriormente precipitam nos ecossistemas aquáticos (Veiga *et al* 1994). Outros estudos têm associado a presença de mercúrio em áreas sem influência direta da garimpagem aos processos de desmatamentos, que são responsáveis pela exposição dos solos, que contém teores de mercúrio associados a óxidos e hidróxidos de Fe. Estes compostos, tem sido apontados como fontes naturais de mercúrio para os ecossistemas aquáticos, disponibilizando-o para os processos de metilação e acumulação na biota (Roulet *et al* 1998, Zeidemann *et al* 1999).

A presença de níveis elevados de Hg em amostras de pescado procedentes do Estado do Acre foi determinada através de análises realizadas no laboratório de Toxicologia da Seção de Meio Ambiente, do Instituto Evandro Chagas (SAMAM - IEC), principalmente nas espécies carnívoras de peixes coletados/capturados dos rios Acre e Purús e mostraram teores bem acima de 0,5 ugHg/g, valor recomendado pela OMS para consumo humano(WHO, 1990). Com o objetivo de responder a estas indagações foi elaborado pela SAMAM -IEC um programa de amostragem e análise de materiais ambientais e biológicos no Estado do Acre, visando elucidar a origem do mercúrio na região.

Caracterização da Área de Estudo

A área de estudo está localizada no Estado do Acre, na bacia do rio Acre, no trecho entre as cidades de Brasiléia e Assis Brasil, área de fronteira entre o Brasil, Peru e Bolívia.O substrato

geológico é representado pela Formação Solimões, constituída principalmente por arenitos quartzosos e arcoseanos, intercalados ou interdigitados com siltitos e argilitos sílticos, localmente calcíferos, com lentes e concreções calcárias, gipsíferas e limoníticas. além de arenitos ferruginosos e concrecionados, conglomerados e brechas, depositados em ambiente fluvial e fluvio-lacustre entre o Plioceno e o Pleistoceno Superior(FIBGE, 1990). Encontra-se ainda a presença de fósseis, principalmente de vertebrados de médio e grande porte destacando-se os quelônios, crocodilídeos e toxodontes (Costa *et al* 1989),

Materiais e Métodos

O estudo foi realizado no rio Acre, incluindo os tributários, no trecho compreendido entre as cidades de Brasiléia e Assis Brasil em 32 estações de amostragem. Onde foram realizadas medições dos parâmetros físico-químicos e os valores de Hg nos sedimentos de fundo e no material particulado suspenso. O material particulado em suspensão foi obtido de acordo com a metodologia proposta por Silva *et al.* 1993, baseada na floculação e precipitação deste material com $Al_2(SO_4)_3$. No laboratório as amostras de sedimentos de fundo foram secas a temperatura ambiente, desagregadas e peneiradas, separando-se a fração menor que 250 mesh., enquanto que as de material particulado foram centrifugadas a 2.000 rpm, por 10 minutos, sendo que a fase líquida foi retirada e secada à vácuo. Para as determinações de Hg total, as amostras foram submetidas aos procedimentos analíticos pelo método proposto por Akagi *et al* 1996, As quantificações de Hg foram feitas por Espectrofotometria de Absorção Atômica, com sistema de geração de vapor a frio, utilizando-se o modelo Mercury Analyzer HG-3500. As determinações físico-químicas foram realizadas no campo através de métodos potenciométricos..

Resultados

Os resultados analíticos de Hg nos sedimentos de fundo não apresentaram uma variação significativa ao longo do trecho estudado. Os teores de Hg nestes materiais variaram entre 0,018 e 0,184 ugHg/g, com media de 0,055 ugHg/g, estes valores mostraram uma distribuição de Hg homogênea nesta área, indicando ausência de fontes pontuais de Hg. Comportamento similar foi observado nos afluentes do rio Acre, onde os valores de Hg variaram entre 0,027 e 0,136 ugHg/g com média de 0,052 ugHg/g. Os valores de sedimentos de fundo variaram entre 0,067 e 0,088 ugHg/g, com média de 0,075 ugHg/g . Nos afluentes do rio Acre, verificou-se um aumento no valor médio de Hg no MPS que alcançou 0,113 ugHg/g, variando entre 0,068 e 0,220 ugHg/g.

Os valores de pH no rio Acre apresentaram uma variação discreta (6,40 a 6,95), com média de 6,73, indicando um meio levemente ácido, já nos tributários os valores de pH variaram entre 5,80 e 6,94, com média de 6,67, mostrando comportamento semelhante ao observado no rio Acre. As

medidas de condutividade elétrica no rio Acre variaram de 328 a 485 $\mu\text{s}/\text{cm}^2$, com média de 412 $\mu\text{s}/\text{cm}^2$, enquanto nos tributários tributários foram de 151 a 1.151 $\mu\text{s}/\text{cm}^2$, somente um valor anômalo foi observado no Igarapé Caiado (1.151 $\mu\text{s}/\text{cm}^2$). Os valores de sólidos totais dissolvidos variaram de 197 a 287 mg/l no rio Acre, com média de 245,27 mg/l, nos afluentes foram ligeiramente mais elevados variando de 91 a 691 mg/l, com média de 249,57 mg/l. A salinidade foi relativamente baixa, com valores entre 0,4 e 0,7 g/l. A temperatura das águas no rio oscilou entre 24,5 e 29,0 °C, enquanto que nos igarapés variou de 24,2 e 28,1 °C.

Conclusão

Não foram verificadas diferenças significativas entre as concentrações médias de Hg entre os sedimentos de fundo do rio Acre e de seus afluentes, porém observou-se uma significativa entre a média no material particulado em suspensão, possivelmente relacionada ao teor de matéria orgânica contida no material particulado ou ao tipo de argilominerais presente neste material.

Os valores médios dos sedimentos de fundo e do material particulado encontram-se mais baixos que o valor de "background" referido para os rios amazônicos não contaminados < 0,20 $\mu\text{gHg/g}$ (Pfeiffer, *et al.* 1989) e dentro da faixa estabelecida para rios amazônicos não contaminados (0,05 – 0,28 $\mu\text{gHg/g}$) (Lacerda *et al.* 1987).

Os resultados quanto a caracterização físico-química das águas do rio Acre e seus afluentes sugerem classificá-las como rios de águas brancas segundo Junk & Furch, 1980, ou seja, águas com pH neutro a levemente ácido, com condutividade elétrica moderada a alta e elevada quantidade de material particulado em suspensão.

As características físico-químicas destas drenagens, levemente ácidas (5,80 - 6,95), com alta condutividade elétrica elevada (151,6 – 1.151,0 $\mu\text{S}/\text{cm}$), poderiam justificar eficientes processos de metilação, já que não são observados níveis elevados de mercúrio nos sedimentos e no material particulado suspenso, ou seja, os processos de metilação devem ocorrer de forma rápida, facilitados pela forma biodisponível do metal e pelas condições físico-químicas favoráveis nestes ambientes aquáticos. Os baixos teores médios de Hg nos sedimentos e no material particulado, contrastam com os teores elevados encontrados na biota, principalmente nos peixes carnívoros, com uma concentração média de 1,287 $\mu\text{gHg/g}$. Deste modo sugerem, eficientes mecanismos de transferência dos compartimentos abióticos para os bióticos (Silva *et al.* 1999, no prelo).

Apesar da ausência de evidências de atividades antropogênicas reconhecidamente emissoras de mercúrio, torna-se necessário a realização de novos estudos afim de conhecermos a origem (atmosférica e proveniente de outras áreas ou de origem proveniente do substrato geológico da região), bem como, os mecanismos de biodisponibilidade do mercúrio na região.

Referências Bibliográficas

- Akagi, H.; Malm, O. and Branches, F.J.P., 1996. Human Exposure to Mercury Due to Mining in the Amazon, Brazil - A Review. *Environmental Sciences*, 3:199-211.
- Costa, M.L.; Costa, W.A.M.; Santos, A.J.M., 1989. Exploração geoquímica para fosfatos no Estado do Acre. In; SBGq. Congr. Bras. Geoq, Rio de Janeiro, Anais, 2 . p. 29 - 37.
- FIBGE, Projeto zoneamento das potencialidades dos recursos naturais da Amazônia Legal / Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. Rio de Janeiro : FIBGE,1990. 212 p.
- Junk, W.J.& Furch, K. 1980. . Química da água e macrofitas aquáticas de rios e igarapés na Bacia Amazônica e nas áreas adjacentes. Parte I. *Acta Amazônica*, 10:611-633.
- Lacerda, L.D.; Pfeiffer, W.C.; Silveira, E.G; Bastos, W.R. Souza; C.M.M. 1987. Contaminação por mercúrio na Amazônia; Análise preliminar do rio Madeira, RO. IN: SBGq. Congr. Bras. Geoq., 2 : p. 295-299.
- Pfeiffer, W.C.; Lacerda, L.D.; Souza, C.M.M.; Silveira, E.; Bastos, W.R. (1989). Mercury Concentrations em inland waters of gold mining areas in Rondonia, Brazil. *Sci. Total Environ.* 87/88: 233-240.
- Roulet, M.; Lucotte, M.; Saint-Aubin, S.; heault, I.; Farella, I.; Silva, E.J.; Dezencourt, J.; Souza Passos, C.J.; Soares, G.S.; Guimarães, J.R.; Mergler, D.; Amorim, M. (1998). The geochemistry of mercury in central amazon soils developed on the Alter do Chão formation of the lower Tapajós river valley, Pará State, Brazil. *Sci. Tot. Environ.* 3; 223(1):1-24.
- Silva, A.P.; Ramos, A.L.A.; Bastos, W.R. (1993). Mercury in particulated suspended sediments: a new sampling methodology. In: *Perspectives for Environmental Geochemistry in Tropical Countries*. Niterói. Proceedings, p. 440-451.
- Silva, A P. da, Santos, E.C.O, Câmara, V.M., Brabo, E.S.; Jesus, I.M., Mascarenhas, A.F.S, Faial, K.F., Loureiro E.C.B. (1999). Contribuição ao estudo da poluição por mercúrio no Estado do Acre. *Revista Saúde e Ambiente*, Universidade Federal do Mato Grosso- UFMT, no prelo.
- Zeidemann, V.K., Forsberg, B.R., Roulet, M., Lucotte, M.; Jardim, W.F. (1999).The geochemistry of mercury in soils of the Negro River Basin (Brazilian Amazon) and its role in the regional mercury cycle. *Mercury as a Global Pollutant –5th International Conference*, Rio de Janeiro, Brazil, p 561 .
- Veiga, M. M.; Meech, J.A. ; Onate. N., (1994). Deforestation: A major sources of mercury pollution in the amazon. *Nature*. 368 : 816-817.
- WORLD HEALTH ORGANIZATION (1990). *Methylmercury*. Word Health Organization, International Program on Chemical Safety. Geneva: Ed. United Nations Environment Program/International Labour Organization/Word Health Organization. Environmental Health Criteria 101.

A Composição Isotópica do Chumbo na Região Metropolitana de Belém e sua Implicação Para os Estudos de Metais Pesados no Meio Ambiente

Candido Augusto Veloso Moura, Henri Eugene Gaudette*, Maria Clarindo Carvalho, Gundisalvo Piratoba Morales

Centro de Geociências-UFPA: c_moura@ufpa.br, clarindo@ufpa.br, gundy@ufpa.br

*Department of Earth Sciences-University of New Hampshire-USA: henrig@cisunix.edu

Introdução

O chumbo (Pb), assim como o arsênio (As), cádmio (Cd) e o mercúrio (Hg), é um elemento tóxico. O efeito cumulativo desses metais ao entrarem na cadeia alimentar e os conseqüentes danos aos sistemas fisiológico e neurológico dos organismos são conhecidos (Jaworski et al.1987). O Pb tem sido introduzido em grandes quantidades no meio ambiente na forma de $Pb(C_2H_5)_4$ – chumbo tetraetila - como aditivo na gasolina, sendo que no Brasil a adição desse composto foi suprimida em 1989. Não obstante, existem diversos outros produtos industrializados que contribuem para a introdução de Pb no meio ambiente, tal como baterias de carros e pigmentos de tintas, além dos efluentes das indústrias química, metalúrgica, siderúrgica, cerâmica, vidro, papel, têxtil, fertilizantes, e refino de petróleo, entre outras.

Os isótopos de Pb podem ser utilizados para traçar fontes de contaminação desse metal no meio ambiente, pois as mudanças nas razões isotópicas variam em função da mistura de Pb proveniente de outras fontes. Dessa forma, o valor da razão isotópica $^{206}Pb/^{207}Pb$ no meio ambiente reflete a mistura do Pb presente na atmosfera, na crosta terrestre e do Pb emitido pela atividade industrial ou da própria utilização pela sociedade de produtos industrializados que contaminam o meio ambiente com metais.

Nesse trabalho, a composição isotópica do Pb na região metropolitana de Belém (PA) foi investigada visando determinar a assinatura isotópica decorrente da contribuição das rochas da região e aquela proveniente da atividade antropogênica. A partir dessas informações será possível desenvolver programas de monitoramento ambiental, visando o controle da emissão de metais pesados no meio ambiente, sobretudo na orla e nos mananciais da região metropolitana de Belém.

Metodologia

Os estudos dos isótopos de Pb foram realizados em três áreas distintas da região metropolitana de Belém. A primeira abrangeu o furo do Maguari (Icoaraci) e seu prolongamento até o furo do Cotovelo, onde foram amostrados sedimentos de fundo. Na segunda área, situada no lago Água Preta, foram amostrados tanto sedimentos de fundo quanto testemunhos de sedimentos. No Aterro Sanitário do Aurá, a terceira área de estudo, foram amostrados sedimentos de fundo da lagoa

de estabilização do chorume e o solo das imediações do aterro. Em todas as amostras, o Pb biodisponível foi extraído por ataque parcial com HNO₃ (5N). Na separação cromatográfica do Pb foi utilizada a resina Sr-*spec* em colunas de teflon e HCl 2N e 6N como eluente. A análise isotópica do Pb foi realizada no espectrômetro de massa VG54E do Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso).

Resultados

Nos sedimentos de fundo do furo do Maguari a razão ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb situou-se em torno de 1,1961. No entanto, no furo do Cotovelo essa razão atingiu o valor de 1,1624. Os valores mais baixos da razão ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb foram obtidos próximos à antiga fábrica de cerâmica da INCA. Nos sedimentos de fundo do lago Água Preta a razão ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb variou entre 1,1657 e 1,1758 nos trechos próximos da BR-316 e dos bairros da Guanabara e Águas Lindas. Nas porções do lago próximas a barragem, ou seja, mais afastado da ocupação urbana, os valores variaram entre 1,1922 e 1,1943. Nas amostras de testemunho de sedimentos do lago Água Preta, coletadas na porção próxima ao bairro da Guanabara, os valores da razão ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb variaram entre 1,2027 e 1,2017 nas porções basais (> 60 cm de profundidade do topo do perfil). Na direção do topo do perfil o valor da razão ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb diminui sensivelmente, até atingir o valor de 1,1622, aproximadamente a 16 cm de profundidade. No Aterro Sanitário do Aurá, o sedimento de fundo da lagoa de estabilização do chorume apresentou valor da razão ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb de 1,1455. Por outro lado, no perfil do solo nas imediações do Aterro Sanitário o valor da razão ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb ficou em 1,2023.

Discussão e Conclusões

Os dados obtidos mostram que existem dois conjuntos distintos de valores da razão ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb na região metropolitana de Belém. Os valores mais baixos, em torno de 1,16 ou inferiores, foram encontrados em áreas com atividade industrial (antiga fábrica de cerâmica da INCA) ou com clara influência antropogênica (lagoa de estabilização do chorume e na região do lago Água Preta mais próxima da ocupação urbana). Consequentemente, admite-se que valores da razão ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb dessa ordem indicariam a contribuição antropogênica. Bollhofen e Rosman (2000) obtiveram valores em torno de 1,15 para a razão ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb de aerossóis coletados em Icoaraci. Esses valores foram atribuídos a contribuição antropogênica e são similares àqueles encontrados pelos autores em outras regiões do Brasil como Rio de Janeiro (1,162), São Paulo (1,168-1,184) e Recife (1,141-1,156).

O outro grupo de valores da razão ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb situa-se em torno de 1,20. Eles foram encontrados nas porções basais do testemunho de sedimento do lago Água Preta, e representariam sedimentos de fundo depositados quando da criação do lago na primeira metade do século XX. Portanto, livre de contribuição antropogênica significativa. O valor bastante similar encontrado no

solo das imediações do Aterro Sanitário do Aurá, sugere que a razão $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ em torno de 1,20 seria característica da assinatura isotópica do Pb proveniente das unidades rochosas da região metropolitana de Belém (Grupo Barreiras). Os valores ligeiramente inferiores da razão $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ encontrados nos sedimentos de fundo do furo do Maguari (1,1962), de certa forma, reforçariam essa interpretação. Aliás, valor similar (1,1923) foi reportado nos sedimentos em suspensão do Rio Guamá, coletado próximo a adutora da COSANPA (Carvalho, 2001). Isso vem confirmar que a assinatura isotópica do Pb natural na região metropolitana de Belém é distinta daquela do Pb proveniente da contribuição antropogênica.

Os dados obtidos permitem estabelecer, para a região metropolitana de Belém, um programa de monitoramento da contribuição antropogênica em metais com base no valor da razão $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ de solos e sedimentos de fundo das drenagens e reservatórios. A vantagem do monitoramento com base na razão $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ é que as mudanças no valor dessa razão isotópica decorrentes da ação antrópica, precedem o aumento nas concentrações de metais, permitindo com isso, identificar com bastante antecedência a eventual tendência de contaminação do meio ambiente.

Agradecimentos

As análises de sedimentos de fundo dos furos do Maguari e do Cotovelo foram realizadas quando o Dr. H.E. Gaudette esteve na UFPA como pesquisador visitante com o apoio do CNPq. A coleta desses sedimentos teve o apoio do Dr. J.F.F. Ramos da UFPA. A COSANPA e a SESAN/PMB permitiram a amostragem do lago Água Preta e do Aterro Sanitário do Aurá, respectivamente. A coleta de testemunho de sedimentos do lago Água Preta teve o apoio logístico do CIPOMA e a colaboração do Dr. P.W.M.Souza Filho da UFPA.

Referências

- Carvalho M.C. 2001. *Investigação do registro histórico da composição isotópica do chumbo e da concentração de metais pesados em testemunhos de sedimentos no lago Água Preta, região metropolitana de Belém-Pará*. . Universidade Federal do Pará, Belém (PA), Dissertação de Mestrado 85p.
- Bollhofer A., Rosman K.J.R. 2000. Isotopic source signatures for atmospheric lead: The Southern Hemisphere. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **64**: 3251-3262.
- Jaworski J.F., Nriagu J., Dennt P., Hart B.T., Lasheen M.R., Subramanian V., Wongg N.H. 1987, Group Study: Lead. In: T.C Hutchinson, K.M. Meema (eds.), *Lead, mercury, cadmium and arsenic in the environment*. .New York, John Wiley & Sons Ltda. 205-220.

Análise Geoambiental na Região de Porto Velho(RO)

Luiz Antonio da Costa Pereira

CPRM - Serviço Geológico do Brasil cprmrepo@enter-net.com.br

Este trabalho de pesquisa documental, sustentado pela interpretação de imagens de satélite, procurou investigar os principais aspectos e impactos aos meios físico e sócio-econômico, resultantes das formas de processo ocupacional efetivadas na região de Porto Velho, principalmente áreas urbana-periurbana e entorno rural dessas áreas; esses modos de uso e ocupação do solo por sua vez são oriundos dos variados tipos de atividades econômicas empreendidas principalmente nos últimos trinta anos. Nessa região a degradação inicial se deu através do desmatamento, uso inadequado do solo, extração mineral, extração de madeira, poluição dos cursos d'água, além da alteração à biodiversidade. A área urbana e o entorno de Porto Velho que recebeu significativo número de imigrantes, expandiu-se rapidamente, principalmente nas décadas de 70 e 80 e até meados da década de 90, com a criação de novos bairros e conjuntos residenciais para o assentamento daquela população. Como resultado dessa intensa pressão antrópica, além dos impactos ambientais gerados pela implantação das atividades econômicas, apareceram os problemas de crescimento desordenado, relacionados ao déficit infra-estrutural necessário para a consolidação daquele espaço urbano - principalmente a carência de saneamento básico. Atualmente o estágio da qualidade ambiental é precário, avolumando-se várias situações impactantes aos meios físico e sócio-econômico, abordadas em algumas pesquisas desenvolvidas na região de Porto Velho.

Os danos causados pelo desmatamento, extração de madeira para a indústria, extração mineral, abertura de novos loteamentos residenciais e pela geração de resíduos industriais, certamente são os malefícios trazidos pela implantação dos processos de desenvolvimento - estes a essência de toda a atividade econômica. Naturalmente que esses efeitos danosos podem ser amenizados se se fizer de maneira racionalizada a ocupação de qualquer região; com a definição de áreas de preservação, áreas agrícolas, residenciais, industriais, além da gestão ambiental, o que certamente evitaria enormes desperdícios de toda sorte, evitando também altos dispêndios financeiros com as recuperações de áreas degradadas.

No caso específico da região de Porto Velho, que já vem sendo objeto de alterações aceleradas do meio ambiente, há que se tomar medidas para um monitoramento dessa ocupação visando conter a degradação do meio ambiente e reordenar, caso necessário, as formas de ocupação. Procurou-se identificar os impactos ambientais resultantes do processo ocupacional no bojo de toda atividade econômica exercida, sintetizando-os no presente trabalho que objetiva sinalizar para a atenção dos gestores do planejamento ambiental a condição ambiental atual dessa região.

O presente trabalho descreve a condição ambiental referida nas pesquisas anteriores realizadas na região de Porto Velho, visando subsidiar o direcionamento e delimitação de outros trabalhos de cunho ambiental que venham a ser realizados na região.

O meio físico da região apresenta características de fragilidade necessitando de adequado uso e ocupação do solo, além do planejamento e gestão ambiental visando manter a suportabilidade desse meio. Relevo plano, sedimentos pouco consolidados, águas superficiais abundantes, nível freático elevado no período chuvoso, solos porosos e espessos, ocorrência de águas subterrâneas, mais uma componente do meio biótico: a vegetação; formam o entrelaçado sistêmico das características ambientais da região que relacionadas como o meio sócio-econômico têm um elevado potencial degradativo.

Os problemas ambientais foram causados principalmente pelo crescimento desordenado devido à carência infra-estrutural, especialmente a de saneamento básico. As temáticas abordadas nos trabalhos de análise ambiental levados a cabo na região de Porto Velho, referem-se aos impactos ambientais no meio sócio-econômico como um todo e também aos outros componentes do meio ambiente: o meio físico e o meio biótico.

Os problemas levantados referem-se à contaminação mercurial de águas superficiais, de solo, de sedimentos de fundo e de peixes; degradação de áreas mineiras, degradação ambiental de bacias hidrográficas e deficiência de aplicação de políticas ambientais na área urbana de Porto Velho.

Entretanto, a retrospectiva do desenvolvimento dos últimos 30, 40 anos para o estado de Rondônia de uma forma geral e para a região de Porto Velho de uma forma particular não traz perspectivas de total desalento. É preocupante sem dúvida, considerando a extensão e profundidade do nível degradacional a que foi exposto todo o meio ambiente natural nesse período. Esse ambiente de floresta tropical úmida, com outras características adicionais de fragilidade como, solos espessos e porosos, relevo plano, predominância de litótipos sedimentares inconsolidados ou pouco consolidados, período chuvoso bastante pronunciado, abundantes águas superficiais e ocorrência de águas subterrâneas, foi antropizado em vários níveis de pressão e intensidade sem se levar muito em conta essas características naturais.

As instituições públicas e privadas mais a sociedade em geral, devem trabalhar no sentido do estabelecimento de políticas ambientais, de planejamento e gestão, que possam corrigir aquela degradação ambiental imposta à região aí se incluindo a reordenação de segmentos do meio sócio-econômico conflitantes com a capacidade de suporte dos meios físico e biótico. Essas ações passam necessariamente por uma atualização dos atuais instrumentos de planejamento do município de Porto Velho, dentre eles o Plano Diretor, além da efetivação da execução de atividades de planejamento ambiental contidas em várias normas de instituições municipais. O engajamento da sociedade pode ser através da componente educação ambiental que deve permear por todos os

meios sociais, para que se instale a compreensão homogênea do significado do meio ambiente e se realize a racionalização do seu uso. A contribuição da vertente empresarial deve se dar na gestão ambiental de seus processos produtivos, ação que por si só representará o cuidado com o meio ambiente, evitando a geração de custos adicionais para a sua recuperação posterior.

O quadro do atual estágio ambiental da região de Porto Velho é bastante sério, apesar de não alarmante, mas é urgente que se desenvolvam mais pesquisas para a avaliação do comprometimento da qualidade natural das águas superficiais, avaliar se a saúde da população está sendo atingida pela degradação ambiental; monitorar o desmatamento, o solo, sedimentos de fundo dos rios, peixes e outros animais que servem de alimento para população; monitorar a extração mineral, as áreas inundáveis, a vulnerabilidade dos mananciais de água; corrigir as deficiências de saneamento básico, corrigir a poluição hídrica, poluição industrial, conflitos ocupacionais, a disposição inadequada de resíduos urbanos, carência de abastecimento d'água; instituir a previsão de enchentes; realizar mapeamento geotécnico e monitoramento de tendências de crescimento urbano e utilizar sistemas de informações geográficas para a gestão territorial e ambiental. Estão presentes problemas ambientais diretamente relacionados aos impactos como, resíduos industriais, sobras, rejeitos, detritos e outros efluentes destinados ao lixo ou incinerados. Na bacia do igarapé Tapagem, os problemas são devidos ao avanço da atividade agrícola; na bacia do igarapé dos Tanques a deficiência de saneamento básico a desinformação e a desorganização urbana influem na sua degradação; os principais impactos ambientais derivam da poluição hídrica, causados pela ineficiente gestão ambiental pública e privada. Na bacia do igarapé Bate Estacas, foram identificados problemas de restrição ao uso do solo rural e da água, além de problemas de segurança pública e saúde; estão presentes também esgotos industriais e domésticos.

Referências Bibliográficas

- CARVALHO NETO, D. *Prevenção da poluição pela extração mineral em ambientes tropicais*. Tsukuba, s. ed. 1992. 6p.
- CASTRO NETO, A.T. et al. *Qualidade e utilização das águas do igarapé Bate-Estacas em Porto Velho*. Porto Velho: UNIR/CREA-RO, 1999. 96p. il.
- ELAGE, C.S. et al. *Impactos ambientais na Bacia do igarapé dos Tanques, face à urbanização de Porto Velho*. Porto Velho: UNIR/CREA-RO, 1995. 95p. il.
- GALI, P.A.S. *Contaminação mercurial em peixes carnívoros dos rios Madeira, Jaci-Paraná e Jamari-Rondônia*. Porto Velho: UNIR, 1997. 57p. il.
- NASCIMENTO, E.E.D.J. *Retrato social da exploração de recursos minerais no município de Porto Velho-Rondônia*. O caso dos lateritos. Porto Velho: UNIR, 1994. 62p.
- PEREIRA, L.A. da C. et al. *Uso e ocupação do solo e levantamento preliminar dos aspectos ambientais na Região de Porto Velho*. Porto Velho: CPRM, 1997. 44p. il. (Programa de Informações para Gestão Territorial-GATE)
- SILVEIRA, E.G. da. *Mobilização do mercúrio e outros elementos no Rio Madeira (RO) entre as cachoeiras de Tectônio e Santo Antônio*. Rio Claro, 1998. 93p. Tese (Doutorado) - Universidade Estadual Paulista. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 1998.
- SOUZA, V.M. *Avaliação Ambiental de Porto Velho (RO)*. S.n.t.
- ZUFFO, C.E. *Diagnóstico ambiental da Bacia Hidrográfica do igarapé Tapagem, município de Candeias do Jamari-RO*. Rio Claro, 1997. 148p. il. Dissertação (Mestrado) - Universidade Estadual Paulista. Instituto de Geociências e Ciências Exatas.

Estudo da dispersão de metais pesados em solos nas proximidades do Aterro Sanitário do Aurá, Ananindeua/PA.

Hebe Simone Ripardo*

José Augusto Martins Corrêa**

*Universidade Federal do Pará, Centro Tecnológico, Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, PA, hepaul@supriad.com.br

**Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Professor Adjunto do Departamento de Geoquímica e Petrologia, Belém, PA, jamc@ufpa.br

Os solos nas proximidades do aterro sanitário do Aurá, mostram um exemplo típico de enriquecimento de metais pesados por processos antropogênicos. As rochas que dão origem aos solos na região, são principalmente arenitos finos a médios intercalados a siltitos e argilitos, pertencentes a depósitos terciários, mais precisamente rochas da Formação Barreiras de idade Pleistocênica. Para investigar os níveis de enriquecimento e os padrões de dispersão dos metais pesados com efeitos tóxicos, foram realizados estudos geoquímicos e pedológicos na área. Após a coleta sistemática de amostras dos horizontes A e B ao longo das principais estradas de acesso a partir do Km 5 da BR- 316, essas amostras foram analisadas considerando-se os diferentes parâmetros ambientais, ou seja, umidade, pH, minerais argilosos e matéria orgânica. As determinações das concentrações dos metais nos solos foram feitas utilizando-se a espectrometria de absorção atômica (chama). Os metais estudados foram Pb, Zn, Cu, Cd e Ni.

No horizonte A os metais Pb, Ni, mostram-se enriquecidos com fatores médios de 2,5 e 3,6 e no horizonte B com fatores de enriquecimento de 2,7 e 3,2 respectivamente. O Cd, considerando-se os 27 pontos coletados, mostrou um valor médio de 3,7 ppm no horizonte A, portanto, uma média de enriquecimento local 37,7 vezes superior aos valores considerados normais (0,1 ppm); no horizonte B as concentrações ficaram abaixo do limite de detecção do aparelho, ou seja, em 22 dos 27 pontos amostrados apresentou valores ≤ 1 ppm. O Zn e o Cu apresentam enriquecimento médio no horizonte B de 1,4 e 2 respectivamente e no horizonte A o Cu mostrou um fator de enriquecimento de 2.

A distribuição vertical desses metais foi estudada em dois perfis localizados nas vizinhanças do aterro sanitário. Foi observado o seguinte comportamento: O Cd não apresenta grandes variações verticais, no entanto, este elemento tende a concentrar-se um pouco mais nos horizontes R o que sugere a sua adsorção nos horizontes mais argilosos. O Cu mostrou-se nos perfis com concentrações médias de 8 ppm nos horizontes superiores, e, no horizonte laterítico, a concentração teve um

aumento significativo, atingindo 74 ppm. Isso confirma a sua mobilidade intermediária, que é controlada fundamentalmente pela oclusão em óxidos e hidróxidos de Fe e Mn. O Ni teve um enriquecimento considerável, com as concentrações aumentando do topo para a base dos perfis. Sua concentração média no horizonte A é de 12 ppm e no horizonte R de 25 ppm. Isso leva a crer, que esse elemento foi lixiviado dos horizontes superiores e se acumulou na base do perfil, que é predominantemente argiloso. O Pb semelhantemente ao Ni apresentou valores mais elevados nos horizontes R, com 86 ppm no primeiro perfil e 33 no segundo. O comportamento deste elemento, é em parte controlado pelo pH, haja visto a sua razoável correlação ($r = 0,55$). O Zn varia muito pouco ao longo do perfil, no entanto este elemento apresenta valores mais altos nos horizontes B e laterítico (21ppm), decrescendo um pouco no horizonte R (19 ppm) no primeiro perfil, e valores de 12 ppm no horizonte B e 10 ppm no horizonte R no segundo perfil.

Quanto a mobilidade dos metais pesados estudados, a boa correlação linear dos metais Pb, Zn, Cu e Ni com os elementos maiores Fe, Mg, Ca, Na e K no horizonte A, demonstra a afinidade destes metais tóxicos com os óxido de ferro e os argilominerais (Clorita e Ilita). No horizonte B, o Cu mostrou boa correlação com o Fe o que indica que possuem comportamento geoquímico similares, concentrando-se preferencialmente na forma de óxidos e hidróxidos de ferro.

A quantidade de húmus não demonstrou nenhuma correlação significativa indicando assim, que este parâmetro não é controlador da mobilidade/fixação dos elementos nos horizontes A e B. O pH mostrou uma correlação razoável com os seguintes metais: Cu, Ni, Pb e Zn o que está de acordo com o descrito na literatura para solos de diferentes tipos (Förstner, 1994; Yaron et al. 1996).

Os padrões de dispersão dos metais estudados nos horizontes A e B, mostraram quatro áreas anômalas principais: 1) área correspondente a usina de incineração, já desativada há alguns anos e que também está muito próxima a uma pequena usina de reciclagem de metais, plásticos, borracha e papelão; 2) Pontos coletados praticamente dentro do aterro sanitário do Aurá; 3) Pontos próximos ao já desativado “lixão” de Águas Lindas; 4) Pontos próximos a uma sucataria de reciclados onde provavelmente os metais relacionados comumente a ligas são recicladas neste local. Este fato confirma a hipótese original do trabalho, e portanto pode-se afirmar que os aterros sanitários, quando mal geridos, são causadores de poluição nos solos tanto no seu interior como nas circunvizinhanças.

Referências Bibliográficas

- ALBERT, L. A. (1988) - Curso básico de toxicologia ambiental. México, ed. Limusa. 311 P.
- ALLAWAY, W. H. (1974) - Interactions of trace elements. Washington Nacional Academy of Sciences. p. 111-115.
V. 2. Geochemistry and environment.
- AUBERT, H. & PINTA, M.(1997)- Trace elements in soils. ELSEVIER SCIENTIFIC PUBLISHING COMPANY, Amsterdam – Oxford - New York.
- DUARTE, R. DE G. (1977) - Coleta e Tratamento de Resíduos Líquidos de Pequenas Comunidades. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA SANITÁRIA, 9., Belo Horizonte, 1977. Anais. Belo Horizonte, SBES. P. 72-77.
- FORSTNER, U. (1995) - Umweltschutz Technik. Springer Verlag, Berlin Heidelberg New York, 572 p.
- FORSTNER, W. & WITTMANN, G. T. W. (1983) - Metal pollution in the aquatic environment. Berlin, Springer - Verlag. 486 p.
- GROSSI, M. G. de L. (1989)- Avaliação do nível de concentração de alguns metais pesados em resíduos ou produtos resultantes da disposição ou tratamento de resíduo sólido municipal. São Paulo, Universidade de São Paulo. Instituto de química. 123 p. Tese de mestrado em química analítica – Instituto de química.
- HUTZINGER, O . (1980)- The handbook of environmental chemistry. Berlin, Springer – Verlag. V. 1, part. A, 280 p.; v.3, part. A, 274 p.
- KABATA, P. A. (1995)- Agricultural problems related to excessive trace metal contents of soils. *In*: Salomons, Förstner Mader. p 3 à 18.
- LEWANDOWSKI, J.; LEITSCHUH, S.; KOß, V. (1996)– Eine Einführung in Analytik und bewertung. Berlin, New York, London, Springer Verlag, 339 p.
- LIMA, L. M. Q. (1997) - Projeto de tratamento de resíduos sólidos, SESAN-Pa.
- MOREIRA, E. (1996) – Belém e sua expressão geográfica. Belém. Imprensa universitária. 212p
- OLIVEIRA, A . H. P. (1996) - Metais Pesados nos Arredores de Depósitos de Lixo Belém - Pará. Tese de mestrado. 111 p,
- TURENKIAN, K. K. & WEDEPOHL, K. H.. (1961)- Distribution of element on some major units of the earth's crust. Bull. Geol. Soc. Am. 72: 175-192.
- VIEIRA, L. S. & SANTOS, P. C. T. C. dos (1987)- Amazônia: seus solos e outros recursos naturais. . São Paulo, Agronômica Ceres. 416 p.
- YARON, B.; CALVET, R.; PROST, R. (1996) - Soil Pollution - Processes and Dynamics. Berlin, Heidelberg New York, Springer Verlag, 333 p.

Atividades Determinantes da Atuação de Processos Erosivos na Bacia Hidrográfica do Rio Titcha nos Municípios de Dom Aquino e Poxoréo - Estado de Mato Grosso

Deocleciano Bittencourt Rosa (1)

Amélia Gela (2)

José Seixas da Silva (3)

Francioly Marcos Batista Siqueira (4)

(1) (2) (4) Departamento de Geografia/Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, MT.

(3) Instituto de Biociências/Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, MT.

e-mail: dbrosa@terra.com.br

1 - INTRODUÇÃO

Este trabalho se constitui de resultados de estudos geoambientais que estão sendo realizados nos municípios de Dom Aquino e Poxoréo, situados no setor centro-sul do Estado de Mato Grosso, entre as coordenadas geográficas de latitudes 15° 30' e 16° 30' Sul e longitudes 54° 15' e 54° 45' Oeste de Greenwich, (Fig. 1) no Planalto dos Alcantilados, onde a atuação de processos erosivos estão - originando áreas degradadas em razão da existência de antigos e atuais garimpos de diamantes.

A área selecionada dentro desta faixa corresponde a uma superfície de 100 km², de sua porção centro-leste, abrangida pela Bacia Hidrográfica do Rio Titcha.

É importante ressaltar que inexistem trabalhos de cunho geológico-ambiental em nível de detalhes acerca da área em questão e inicialmente foram desenvolvidos estudos fotointerpretativos em fotografias aéreas verticais na escala 1: 60.000 obtidas pelo Cruzeiro do Sul em 1967, posteriormente estudos comparativos em imagens de satélite LANDSAT/TM-05, bandas 3, 4 e 5 editadas pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais em 1997 na escala 1:100.000, e também confecção de mapas à partir das cartas planialtimétricas nas escalas 1:100.000 e 1:250.000, folhas de Dom Aquino respectivamente de índice de nomenclatura SD-21.Z.D.V e sigla SD-21.Z.D, edificadas pela Diretoria de Serviço Geográfico do Ministério do Exército (1976 e 1982), e trabalhos de campo de mapeamento geoambiental.

O clima regional pode ser classificado como tropical quente a estações contrastadas, ou seja, o de número 2 (dois) segundo a classificação de Durand-Dastes (1968).

A cobertura vegetal está representada por andares distribuídos predominantemente pela Savana, com incursões de Savana Arbórea Aberta, Savana Gramíneo Lenhosa, Savana Parque, Savana Arbórea Densa, Matas (Ciliares e Galerias) e Áreas Desmatadas (Áreas Cultivadas e Pastagens).

Os solos estão representados por latossolos, regossolos, litossolos, solos aluviais orgânicos, solos podzólicos e areias quartzosas.

Hidrograficamente a área em apreço está referida à Bacia do Rio Titcha e seus afluentes, sendo o principal o Rio Alcantilados e seu afluente o Córrego do Rapa, mais o Córrego São Domingos. O Rio Titcha foi palco anteriormente, de atividades garimpeiras em suas margens, com locais apresentando acumulações do cascalho que constituíam o rejeito pesado. O Rio Alcantilados também tem seu leito transfigurado em função dos garimpos de diamantes ainda existentes em suas áreas marginais. O encontro desses dois rios forma o Rio das Pombas. O Córrego do Rapa também tem seu curso modificado pela existência dos garimpos de diamante em atividade, e na sua margem direita é que ocorre a sucessão de voçorocamentos. A drenagem é variável, podendo ser dendrítica a subdendrítica.

Do ponto de vista geológico a área está constituída por rochas areníticas pertencentes às Formações Aquidauana (Carbonífero), Botucatu (Triássico Superior-Jurássico Inferior) e Cambambe (Grupo Bauru - Cretáceo Superior); Coberturas Detrito Lateríticas Tércio-Quaternárias e Aluviões Recentes. (WESKA *"et al"*, 1993 e GELA, 1999).

2 - OS PROCESSOS EROSIVOS

Os trabalhos de campo nos levaram ao conhecimento dos mais diversos fatores que atuam na área estudada em interrelação direta com os aspectos geológicos, geomorfológicos e ecológicos que podemos considerar como as variáveis que nos conduziram a constituir este relato. As outras variáveis aqui relatadas estão associadas com o uso da terra, os gradientes do terreno e às cotas altimétricas, que podem se modificar em face da posição das rochas que afloram regionalmente.

Com base nos estudos realizados regionalmente, podemos caracterizar a prática garimpeira nas antigas e atuais catas abertas para a busca de diamantes, como a principal responsável pela atuação dos processos erosivos tais como pluviais, fluviais, laminares, antrópicos e aos movimentos de massa nas margens dos Rios Titcha e Alcantilados e nos Córregos do Rapa e São Domingos.

O Córrego do Rapa apresenta em sua margem direita uma série de escavações resultantes de trabalhos de garimpagem, sobre as rochas areníticas pertencentes à Formação Botucatu, que localmente

apresentam um alto grau de friabilidade, ocasionando a formação de um extenso voçorocamento, que já atinge mais de 3,5 km de comprimento para montante. Essa voçoroca foi monitorada em toda sua extensão, com medidas de suas larguras, profundidades e ângulos de caimento, com as mais significativas atingindo os 120 metros de largura e 17 metros de profundidade, com até 30° de caimento.

Sulcos laterais estão se desenvolvendo e já atingem mais de 100 metros de comprimento, com alguns já se encontrando formando uma escavação considerável com quase 10.000 m² de superfície.

3 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

Como vimos alguns problemas ocorrem regionalmente em face dos acontecimentos naturais resultantes de intervenções de natureza humana nos garimpos, ou então ocasionados pela utilização indevida do solo, que o tornam o propício à atuação dos mais diversos processos erosivos. As catas abertas para a procura do diamante e depois abandonadas, e as atuais escavações tornam-se susceptíveis a evolução dos processos erosivos, que atuantes em função do escoamento superficial concentrado, conduzem a formação de ravinas e voçorocas, que transportam com todo solo superficial e subsuperficial.

4 - BIBLIOGRAFIA

DURAND-DASTES, F. 1968. *Climatologie, Encyclopaedia Universalis*, 4, p. 618 – 624.

GELA, A. 1999. *As Características Geoambientais da Bacia Hidrográfica do Rio Titcha no Planalto dos Alcantilados, Municípios de Dom Aquino e Poxoréo, MT*. Memória de Bacharelado em Geografia, Departamento de Geografia, Instituto de Ciências Humanas e Sociais, Universidade Federal de Mato Grosso, 131 p.

WESKA, R. K.; BITTENCOURT ROSA, D.; PISANIL, J. R. T.; ARRAIS, J. C. de. P.; MACIEL, M. A. C.; RIBEIRO, J. M. C.; ARAUJO, S. A.; KATO, S. L. R. & ROSESTOLATO FILHO, A. 1993. A Estratigrafia, A Evolução Tectônica e o Diamante do Grupo Bauru na Região de Poxoréo, MT. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DO DIAMANTE, 1, Cuiabá, MT, Universidade Federal de Mato Grosso, *Anais do.*, p. 208 – 228, Cuiabá, MT.

5 – ANEXOS

Figura 1 – Mapa de Localização

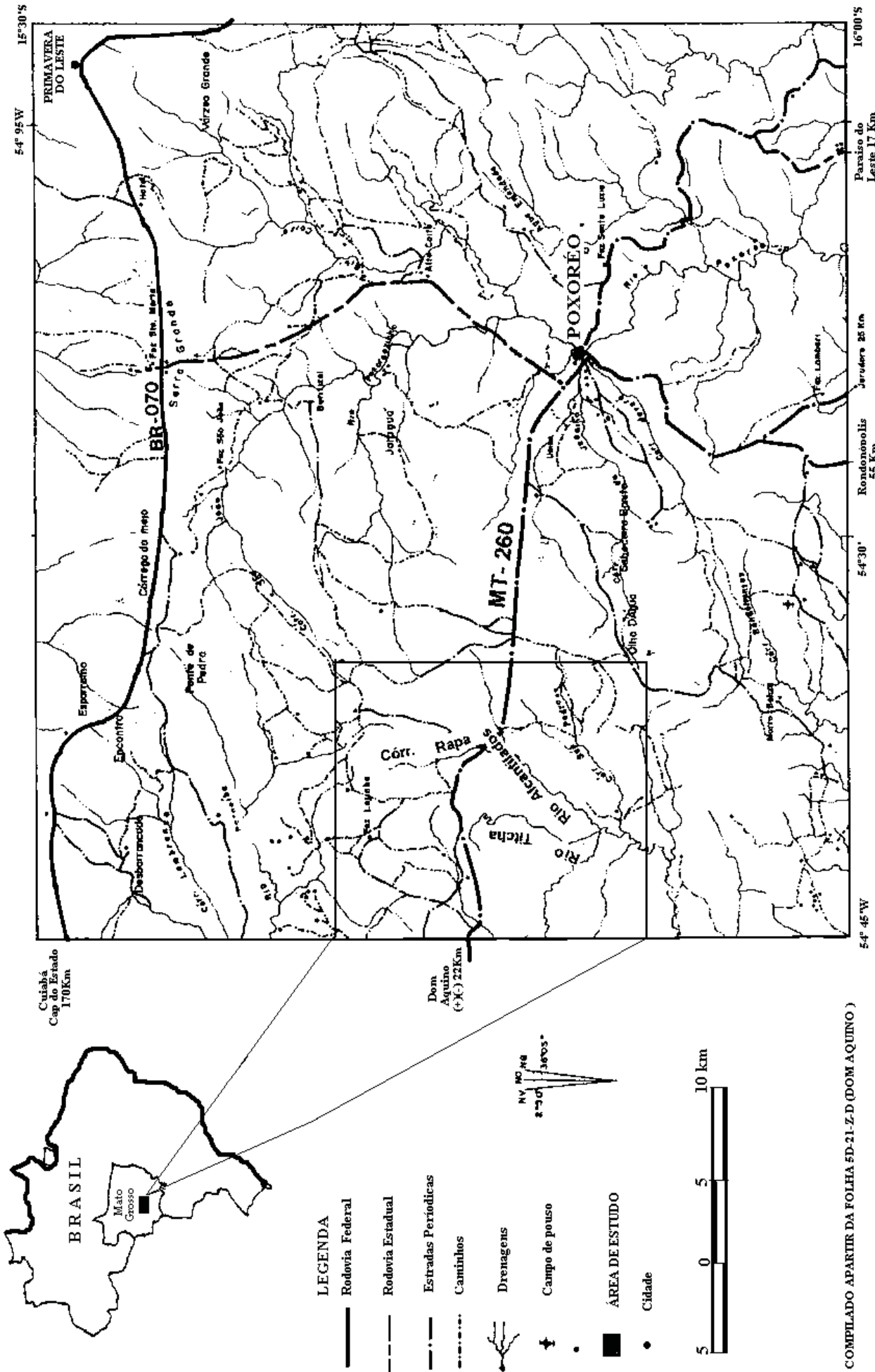


FIG 01: MAPA DE LOCALIZACAO

COMPILADO APARTIR DA FOLHA 5D-21-Z-D (DOM AQUINO)

Variações no Solo e no Fluxo de CO₂ nos Sítio do ESECAFLOR, Caxiuanã, PA

Ruivo, M.L.P¹; Pereira, S. B.¹; Bussetti, E.P.C.; Costa, R.F. da²; Quanz, B¹.; Nagaishi, T.Y¹.; Méier, P².; Mahli, Y. 2; Costa, A.L.³

¹Museu Paraense Emílio Goeldi; ²University of Endinburgh; ³Universidade Federal do Pará
(ruivo@museu-goeldi.br)

Introdução

Numerosos programas de pesquisas estão em desenvolvimento na Estação Científica Ferreira Penna, Caxiuanã, PA. A estação é um dos Sítios de Pesquisa do Experimento em Grande Escala da Biosfera – Atmosfera na Amazônia (LBA). Este programa, uma parceria internacional liderada pelo Brasil, tem como principal objetivo entender e minimizar as alterações nos ciclos da água, de energia solar, de carbono e nutrientes, em função das modificações verificadas na cobertura vegetal da região. Um dos sub-projetos desenvolvidos no âmbito do LBA é O Impacto da Seca Prolongada nos Fluxos de Água e Dióxido de Carbono em uma Floresta Tropical Amazônica (ESECAFLOR), que investiga a influência da exclusão de água no solo sobre o ciclo da floresta. O experimento está em fase final de implantação, já tendo grande parte dos dados básicos relacionadas ao solo, vegetação e clima coletados.

Para os estudos de fluxos de CO₂, água e energia foram instaladas torres de medidas com 35m (2 unidades) e uma com 52m para obtenção das informações micrometeorológicas. Já para o experimento de seca da floresta foram demarcados dois sítios de 1,00 ha cada. Um dos sítios é destinado à exclusão de água de precipitação (sítio B) e outro funcionará como controle (sítio A). Em um terceiro sítio está localizado a torre de coleta de dados atmosféricos (sítio T). Em cada um dos sítios foram abertas quatro trincheiras, de profundidade variando de 5 a 10m, e no sítio da torre, duas trincheiras de 5 m de profundidade, para avaliar as características do solo anteriores a exclusão de água na floresta. As características do solo foram analisadas conforme os métodos preconizados pela EMBRAPA (1997).

Solo

Morfologia: Os solos, classificados como Latossolo Amarelo, apresentam seqüência de horizontes A, B e C, variam de bem (sítios A e B) a imperfeitamente drenados (sítio T), cor bruno amarelo escuro (10YR, 3/6) a vermelho amarelado (7,5YR, 6/6). A estrutura varia de blocos sub-angulares a maciça. A base do perfil, em todos os sítios, constitui-se de um horizonte de areia e/ou argila caulínica intercaladas com um horizonte laterítico. São solos essencialmente caulínicos, sendo que no sítio T o solo é mais microestruturado que nos sítios A e B.

Granulometria: Nos sítios A e B a textura do solo é predominantemente franco arenosa na superfície, passando a franco argilo arenosa em profundidade, porém não caracterizando um horizonte B textural. No sítio T o solo apresenta maiores teores de argila e silte que os anteriores, caracterizando-a como argilo arenosa. A variação na textura é a principal responsável pelas variações na drenagem, já que o solos mais argiloso (Sítio T) é também imperfeitamente drenado. Por outro lado, os solos mais arenosos (sítios A e B) são bem drenados. Esta variação na textura e drenagem acarreta também uma variação na distribuição de carbono orgânico em profundidade e o acúmulo de MO na superfície do sítio T e, conseqüentemente uma queda brusca em profundidade (Quanz, 2001 e Ruivo et al., 2001).

Propriedades Químicas: Os teores de fósforo, carbono e nitrogênio para os três sítios investigados (A, B e T) são mais elevados nas camadas mais superficiais do solo. Isto se deve, principalmente as contribuições originadas da vegetação (adição de matéria orgânica). A disponibilidade maior dos nutrientes trocáveis (Ca, K e Mg) no horizonte A e a sua gradativa diminuição nos solos dos sítios A e B em contraste ao solo do sítio T (dados da Tabela 1 como soma de bases), onde a diminui bruscamente em profundidade é devidos a variação na drenagem entre os sítios. A drenagem deficiente do solo em T, aliada a sua textura mais argilosa e a porosidade mais baixa limita a drenagem interna e o fluxo de nutrientes no interior do perfil.

Tabela 1 – Algumas Características do Horizonte A dos Solos Em Caxiuanã

Sítio	Espessura do horizonte A (cm)	Textura	pH	Umidade g/kg	Teor de Argila %	Carbono g/kg	Soma de Bases cmolc/dm ³	Área Basal da Vegetação* m ²
A1	0-9	Arenosa argilosa	4,9	29,60	13	9,3	0,92	32,15
A2	0-38	Arenosa argilosa	4,5	37,40	15	9,6	0,52	
A3	0-30	Arenosa argilosa	4,3	67,90	15	9,3	0,79	
A4	0-20	Arenosa argilosa	4,2	64,00	22	10,0	0,97	
B1	0-11	Franco Arenosa	4,6	66,50	10		1,14	31,03
B2	0-19	Franco Arenosa	4,3	21,40	9	5,0	0,67	
B3	0-21	Franco Arenosa	4,3	23,10	6	4,3	0,26	
B4	0-20	Franco Arenosa	4,3	19,00	8	3,4	0,78	
T1	0-12	Argilosa	3,9	67,40	38	13,0	1,34	8,89
T2	0-12	Argilosa	3,8	86,60	37	14,3	1,26	

* comunicação verbal, Bárbara Vicenti, 2001

Alguns características físicas e químicas do horizonte A do solo nas trincheiras abertas nos sítios experimentais constam da Tabela 1. Os resultados indicam que existe uma variação lateral entre os sítios estudados, principalmente entre a área experimental do ESECAFLOR e o sítio em que está implantada a torre de observação do LBA. Estas diferenças são principalmente em função da drenagem, topografia e cobertura vegetal, visto ser o material de origem destes solos é

semelhante ao derivado das rochas sedimentares areno-argilosas da Formação Alter de Chão (Costa e Kern, 1999).

Fluxos de CO₂

Solo: Com respeito ao fluxo de CO₂ (Figura 1), medida da atividade biológica, enquanto os sítios A e B apresentaram médias equivalentes. O sítio T apresentou um teor mais elevado que os encontrados nos anteriores. Isso mostra que o maior teor de nutrientes e a maior e constante umidade (Tabela 1) estão contribuindo para o aumento da atividade biológica neste local. As taxas de evolução de CO₂ do solo contribui grandemente para as taxas de carbono do ecossistema em floresta de terra firme. O maior fluxo de liberação de carbono do ecossistema é do piso da floresta e do solo (Smith, 1996). Essas taxas aumentam em floresta tropical chuvosa, daí a importância de se medir o fluxo de carbono no solo.

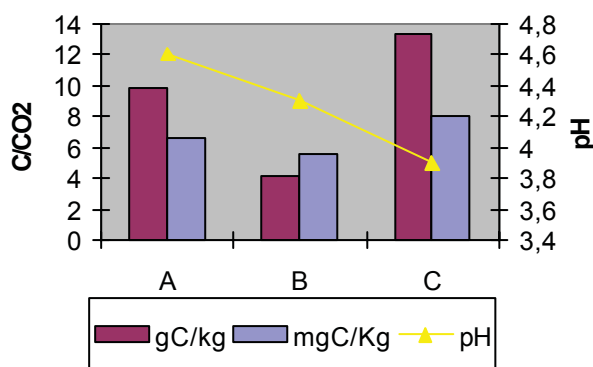


Figura 1: Teores de C e CO₂, Valores de PH nos Sítios A, B e T

Floresta: O padrão de variação do fluxo de CO₂ no ciclo diário foi bem observado (Figura 2). Houve um fluxo positivo, que é a liberação de carbono pelo sistema solo-planta para a atmosfera, desde o final das tardes até às primeiras horas das manhãs após o nascer do sol. Com a incidência dos raios solares mais acentuada sobre a floresta ocorreu um fluxo negativo, que representa a absorção de CO₂ pela vegetação, atingindo por volta da metade do dia o pico da absorção, diminuindo de intensidade no decorrer da tarde, até passar novamente para positivo, reiniciando a emissão para a atmosfera.

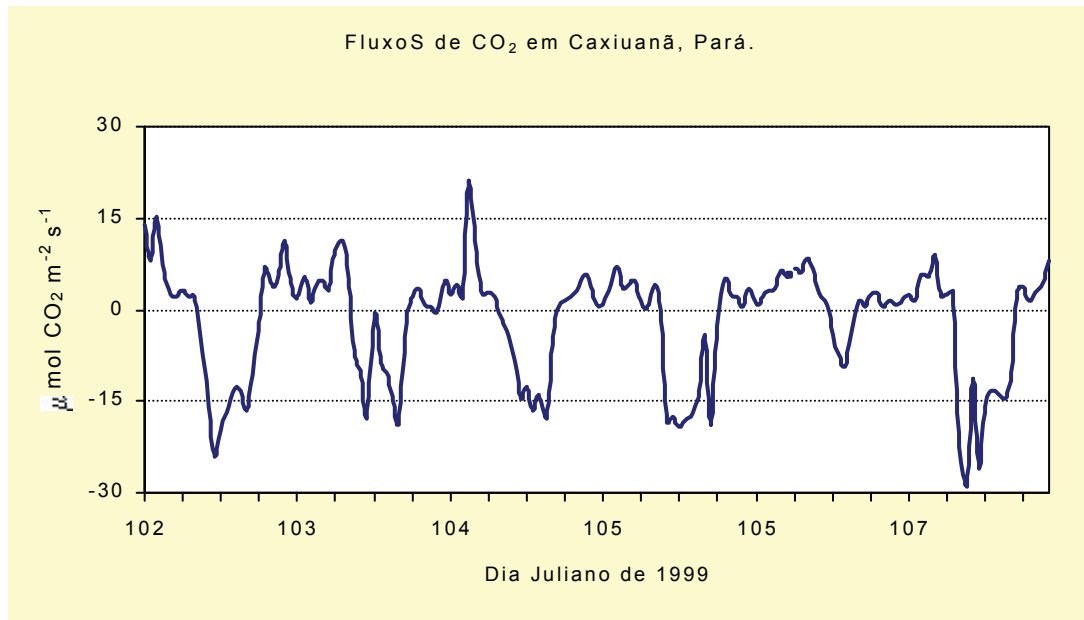


Figura 2- Variação dos fluxos de CO₂ observada na área de floresta durante alguns dias do mês de abril de 1999.

Literatura Citada

EMBRAPA. Manual de métodos de análises de solo. Rio de Janeiro, SNLCS, 1997, n.p.

COSTA, M.L. da; KERN, D. C. Geochemical signatures of tropical soils with archaeological black earth in the Amazon, Brazil. **Journal of Geochemical Exploration**, 66: 369-385, 1999.

QUANZ, B. **Caracterização dos sítios do experimento esecaflor, Caxiuanã, PA.** Relatório Parcial de Bolsa ITI/CNPQ/LBA. 2001 n/p.

RUIVO, M. L. P. QUANZ, B.; SALES, M. E. C; MEIR, P. Solos dos sítios do experimento esecaflor- Caxiuanã, Pa. IN: LISBOA, P.L.B. (ed.). **Caxiuanã II. Populações Tradicionais, Meio Físico e Biodiversidade**, Belém, Museu Paraense Emilio Goeldi. Belém -PA; 2001. p. 206-213.

SMITH, C. K. **Plant- induced changes of soil carbon and nitrogen dynamics in lowland Amazon, Brazil.** University of Florida 1996. 75p. (Thesys of Master).

Rota e Transporte de Óleo Diesel para Garimpos de Ouro na Amazônia: Estudo de Caso

Raimundo Nonato do E. S. dos Santos

Pós-graduação - Instituto de Geociências – IG/USP. e-mail: raynato@usp.br

Introdução

A área garimpada em toda a Amazônia é de aproximadamente 120.000 km², envolveu cerca de 200.000 pessoas. No estado do Pará, os garimpos abrangeram uma área de 100.000 km² (SILVA, 1993). Neste contexto, insere-se a **Província Aurífera do Tapajós (PAT)**, objeto deste estudo, cuja concentração da atividade garimpeira tem causado impactos sócio-ambientais profundos àquela região, ampliados pela utilização de maquinários movidos a óleo diesel, no processo de extração do ouro. A participação do óleo diesel neste processo foi analisada em dois momentos importantes da evolução da atividade garimpeira mecanizada. O primeiro momento refere-se ao período de 1981 a 1990, que marca a fase mais produtiva e significativa da garimpagem. O segundo momento compreende a década de 90, quando o processo extrativo do ouro entra em decadência, determinando a reestruturação do setor de combustível na região.

Localização da área

A PAT foi definida pela Portaria nº 882 do Ministério das Minas e Energia de 25/07/83 (HANAI, 1994) e está localizada na região Amazônica, na porção SW do estado do Pará e SE do estado do Amazonas, correspondendo a uma área de 105.000 km².² As áreas estudadas nesta pesquisa foram as do Creporizão, Patrocínio, Marupá, Creporizinho e União. A PAT é considerada a maior província aurífera da América Latina, onde, até 1990, existiam cerca de 460 pontos de garimpo e 340 pistas de pouso, com a população garimpeira variando entre 140.000 e 88.870 (FEIJÃO & PINTO, 1992).

O uso do óleo diesel na década de 80

Nos primeiros anos da década de 80, o uso das máquinas no processo extrativo do ouro já estava consolidado na região do Tapajós, principalmente nos leitos dos rios, através de balsas e dragas. Nesse mesmo período, é iniciada a garimpagem nos baixões, com o uso do par de máquinas, que se expandiu rapidamente por toda a PAT. Essa disseminação das máquinas teve como consequência imediata o aumento da demanda de óleo diesel.

O óleo diesel chegou à região através de empresários poderosos e de comerciantes aventureiros que passaram a ter sob seu controle toda a evolução de uma atividade produtiva cujo produto (o ouro) é o próprio sinônimo do poder. Das refinarias do sudeste brasileiro até

os motores nos garimpos na Amazônia, o óleo diesel é protagonista de importantes transformações na vida e no espaço do garimpeiro.

A rota do combustível

Com o uso das primeiras máquinas, no final da década de 70, o óleo diesel chegava até as frentes garimpeiras proveniente do porto do Rio de Janeiro, passando pela cidade de Belém - PA. A partir de Belém, o combustível seguia de balsa até a cidade de Santarém - PA, e de lá para a cidade de Itaituba - PA. Toda a distribuição era de responsabilidade da BR distribuidora.

O aumento da demanda do combustível nos primeiros anos da década de 80 provocou mudanças nas bases de fornecimento para região. O óleo diesel, que até então vinha sendo distribuído de Belém - PA, passou a ser trazido da refinaria de Manaus - AM. Essa mudança se deu devido às melhores condições de transporte, tempo menor de viagem e maior volume transportado.

A entrada do óleo diesel nos garimpos da região do médio rio Tapajós - PA se deu em duas frentes desde o início do processo de mecanização, em face ao tamanho da área onde se realizam os trabalhos de garimpagem. A primeira frente tinha como base a cidade de Itaituba, cuja distribuição era de responsabilidade do empresário Wirlandi Freire. Da cidade de Itaituba o combustível era distribuído, principalmente por via aérea, para dezenas de garimpos, sendo também utilizada, embora em menor escala, a via fluvial. A outra entrada de combustível era feita pela parte sul da província, através da rodovia BR - 163 (Cuiabá-Santarém). A distribuição iniciou-se timidamente, com um pequeno número de caminhões que transportavam o óleo diesel do estado do Mato Grosso e vinham vender nos garimpos no estado do Pará. Esses comerciantes eram classificados como *vendedores clandestinos* ou *retalhistas*, pois as vendas eram todas a varejo.

Na tentativa de expansão do capital e liderança total do comércio do óleo diesel na região, o empresário Wirlandi Freire estendeu seus domínios até a porção central e parte sul da província. Para isso investiu grandes somas de capital na construção de entrepostos comerciais em áreas garimpeiras estratégicas na região, tais como Santa Júlia e Creporizão - PA. Além disso, investiu no serviço de transporte, possuindo sua própria frota de caminhões para garantir a dinâmica da comercialização.

O uso do óleo diesel na década de 90

No início da década de 90, a atividade garimpeira na PAT entra em crise devido à exaustão dos depósitos aluvionares. Para agravar ainda mais a crise, o preço do ouro sofre

uma queda brusca, a maior de sua história, causada pelo plano de ajuste econômico do governo Collor. A queda no preço do ouro acarretou conseqüências negativas para o consumo de óleo diesel na região, pois, o preço baixo, levou ao abandono de importantes áreas garimpeiras. O enfraquecimento das principais lideranças empresariais do setor de combustível fortaleceu os revendedores clandestinos do estado do Mato Grosso, os chamados “*retalhistas*”, que passaram a intensificar seus negócios.

Rota do combustível

Nos anos 90, a rota do combustível mantém-se a mesma da década de 80. A principal mudança verificada foi o aumento da participação do óleo diesel comercializado com o estado do Mato Grosso. A maior parte do óleo utilizado nos garimpo da região do Creporizão, Creporizinho, Marupá, Patrocínio, União e Creporizinho vem do estado do Mato Grosso.

O transporte do óleo é feito através de carretas com capacidade para 30 mil litros. O destino é a cidade de Guarantã do Norte, no estado do Mato Grosso. Em Guarantã, o combustível é transferido para outros caminhões tanques, cuja capacidade de transporte varia entre 15 a 17 mil litros, de onde seguem para as frentes garimpeiras no Pará, mais especificamente para a região do Creporizão. Atualmente, a maior parte do óleo diesel (75%) que ainda é consumido nos garimpos chega do estado do Mato Grosso via a rodovia BR 163 (Cuiabá-Santarém). O ponto de origem do combustível é a refinaria de Paulínia, no estado de São Paulo.

A cidade de Itaituba deixou de ser o principal fornecedor de óleo diesel para as regiões garimpeiras do médio rio Tapajós. A distribuição passou a atingir poucos garimpos, principalmente aqueles mais próximos da cidade de Itaituba ou que têm acesso facilitado pelo rio Tapajós.

Conclusões

- O excessivo consumo de óleo diesel provocado pela garimpagem mecanizada levou o município de Itaituba a figurar entre os maiores consumidores do Brasil.
- A chegada do combustível nos garimpos acontece das mais diferentes formas: avião, caminhão, balsas, barcos, voadeiras, no lombo de jegue e até mesmo nas costas de muitos garimpeiros.
- O monopólio sobre os combustíveis na região do Tapajós se deveu, segundo alguns garimpeiros, ao uso constante da força, que reprimia qualquer tentativa de entrada de outros vendedores. Até mesmos os retalhistas, precisavam de “autorização” dos grandes revendedores para vender o óleo diesel e suas áreas de atuação eram limitadas.

- Os retalhistas ou clandestinos fortaleceram-se à medida que crescia o número de garimpos e aumentava a demanda. No entanto, eles só se consolidaram na venda quando a garimpagem entrou em decadência, a partir de 1990, pois passaram a ocupar o espaço deixado pelos grandes empresários do óleo diesel.
- A relação custo e benefício foi a principal causa da mudança na rota do óleo diesel para os garimpos do Tapajós na década de 90.
- Atualmente o óleo diesel proveniente de Itaituba está atendendo aos garimpos da porção norte da PAT, principalmente aqueles localizados nas regiões do Cuiú-Cuiú, Rato, Piririma, Carneirinho, boca do rio Crepori, Patrocínio e apenas um revendedor na vila do Creporizão. Enquanto isso, o fornecimento via estado do Mato Grosso atende todos os garimpos da porção central e sul da PAT.

Agradecimentos

O autor agradece a Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo – FAPESP, pelo projeto de Auxílio à Pesquisa, processo nº 1997/5841-9, ao CNPq e o Instituto de Eletrotécnica e Energia da USP pela realização da pesquisa.

Referências bibliográficas

- FEIJÃO, A; J; PINTO, J. A. 1992. Amazônia e a saga aurífera do século XX. In L. BARBOSA, A. LOBATO e J. DRUMOND (Org.) Garimpo, Meio Ambiente e Sociedades Indígenas. Rio de Janeiro, Niterói. EDUFF, 18-36.
- HANAI, M. 1995. O Eldorado Brasileiro: Política, Trabalho e Meio Ambiente na Mineração do Ouro. Depto. de Sociologia, Faculdade de Filosofia Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 324p.
- SILVA, A . P. 1993. As diversas formas de garimpo de ouro, suas emissões de mercúrio e mecanismos de dispersão nos diversos compartimentos ambientais. In A. MATHIS & R. REHAAG (Org.) Conseqüências da Garimpagem no Âmbito Social e Ambiental na Amazônia. Belém, CEJUP. 48 – 56.

Aspectos da Ocupação das Áreas de Ressacas na Cidade de Macapá

Arnaldo de Queiroz da Silva¹ (arnaldoqueiroz@hotmail.com) & Uédio Robds Leite da Silva¹
(uediorobds@bol.com.br)

¹Secretaria de Meio Ambiente do Amapá - SEMA

Introdução - Ressaca é uma expressão regional empregada para designar um ecossistema típico da zona costeira do Amapá, caracterizado por áreas alagadas, que ocupam regiões topograficamente deprimidas ocorrentes em terrenos Terciários. Essas áreas estendem-se ao longo das margens de um intrincado sistema de canais, interligado a um curso de água principal formando uma bacia hidrográfica. O regime hídrico é influenciado tanto pelas marés, através da ligação dos canais naturais com o rio Amazonas, ou um de seus afluentes, quanto pela sazonalidade das chuvas. Estas áreas por permanecerem encharcadas ou livres de lâmina d'água por curtos períodos de tempo, não propiciam o desenvolvimento de espécies lenhosas, havendo predomínio das ciperáceas herbáceas, além de palmáceas, representado principalmente por buritizeiros e buritiranas, que se desenvolvem margeando os canais. No baixo curso das drenagens principais, sobre maior influência das marés, a vegetação passa a ser a de floresta de várzea, como uma grande variedade de espécies arbóreas, muitas das quais frutíferas, dotando esta mata ciliar de função estratégica para manutenção do equilíbrio ecológico nas ressacas.

Ainda não existem estudos de detalhe sobre a fauna das ressacas, mas em observações de campo identifica-se uma grande variedade de aves com predomínio dos passerínídeos. A ictiofauna encontrada nas ressacas é variada, constituída por espécies que são popularmente tratadas como “peixes do mato”: tamuatá, tucunaré, jacundá, pratinha, traíra, piranha, acará, uéua, e outras. Há ainda fortes indícios das ressacas serem habitats de reprodução para algumas espécies de crustáceos, como camarões e pequenos caranguejos, valendo-lhe assim importante função na manutenção do estoque pesqueiro, principalmente do camarão, que é amplamente capturado nas águas do rio Amazonas.

Além das funções ecológicas das ressacas, também se considera importantes os serviços que este ecossistema presta para a cidade, entre os quais destaca-se: regulador térmico, por ser fonte de umidade e servirem como corredores de vento; bacias naturais de recepção do escoamento pluvial, evitando alagamentos; elemento paisagístico dada sua beleza cênica.

Aspectos da Ocupação Urbana das Ressacas - A capital do Estado do Amapá, Macapá, possui uma população de 270 mil habitantes (IBGE 2000) com uma taxa de crescimento anual de 5,7%.

Esta cidade está localizada às margens do rio Amazonas, tendo todo seu flanco leste margeando o referido rio. Ao norte de Macapá estão as ressacas do rio Curiaú, que formam um complexo de áreas úmidas, bastante preservadas por estarem contidas em uma Área de Preservação Ambiental. Ao sul e a oeste, estão as ressacas da bacia hidrográfica do igarapé Fortaleza que através de uma dezena de canais tributários drena uma área superior a 80 km². É nesta bacia que se concentram os grandes problemas relacionados a expansão urbana de Macapá.

Ainda não existem dados precisos da população que hoje reside em áreas de ressacas, mas estima-se que este valor esteja entre 20 e 30% da população de Macapá. A opção por morar nas áreas úmidas se deve principalmente pela inexistência de um plano de expansão da cidade que incentive a fixação da população em áreas de terra firme.

Entre os muitos problemas criados com a ocupação desordenadas nas ressacas, um tem merecido destacada atenção. Trata-se da obstrução de canais de marés responsáveis pela ligação das ressacas com o rio Amazonas. Anos atrás, existiam diversas drenagens com esta função tais como o das Pedrinhas, Jandiá e Central. Com a urbanização, estes canais foram obstruídos perdendo suas funções ecológicas. Por receberem menos água do rio Amazonas, que são ricas em nutrientes, as ressacas perderam parte de seu potencial de sustentabilidade biológica. Também ficaram mais suscetíveis as queimadas, pois secam mais rapidamente quando se inicia o período de estiagem das chuvas.

Quantificação da Ocupação das Ressacas - A identificação das margens de ressacas antropizadas, foi feita com base na análise da carta urbana do IBGE, atualizada em 1999, através da observação da disposição do reticulado das vias públicas. Para a quantificação da extensão das margens ocupadas, empregou-se um curvímetro digital, modelo Rum-Mate. A validação da interpretação cartográfica foi realizada com visitas ao campo. Em diversos locais, incorporou-se atualizações à carta do IBGE, uma vez que a mesma não acompanhou a dinâmica de crescimento da cidade, considerada pelo IBGE, como uma das maiores do Brasil.

No diagnóstico identificou-se três estágios da ocupação das margens de ressacas que grada daquelas ainda preservadas, passando por aquelas que se encontram em estágio passivo de recuperação até alcançar um cenário onde a antropização promoveu uma completa descaracterização do ambiente. A Figura 01 mostra um aspecto deste quadro de ocupação, exemplificado em uma fotografia aérea, feita em 1997, de uma área periférica da cidade de Macapá.

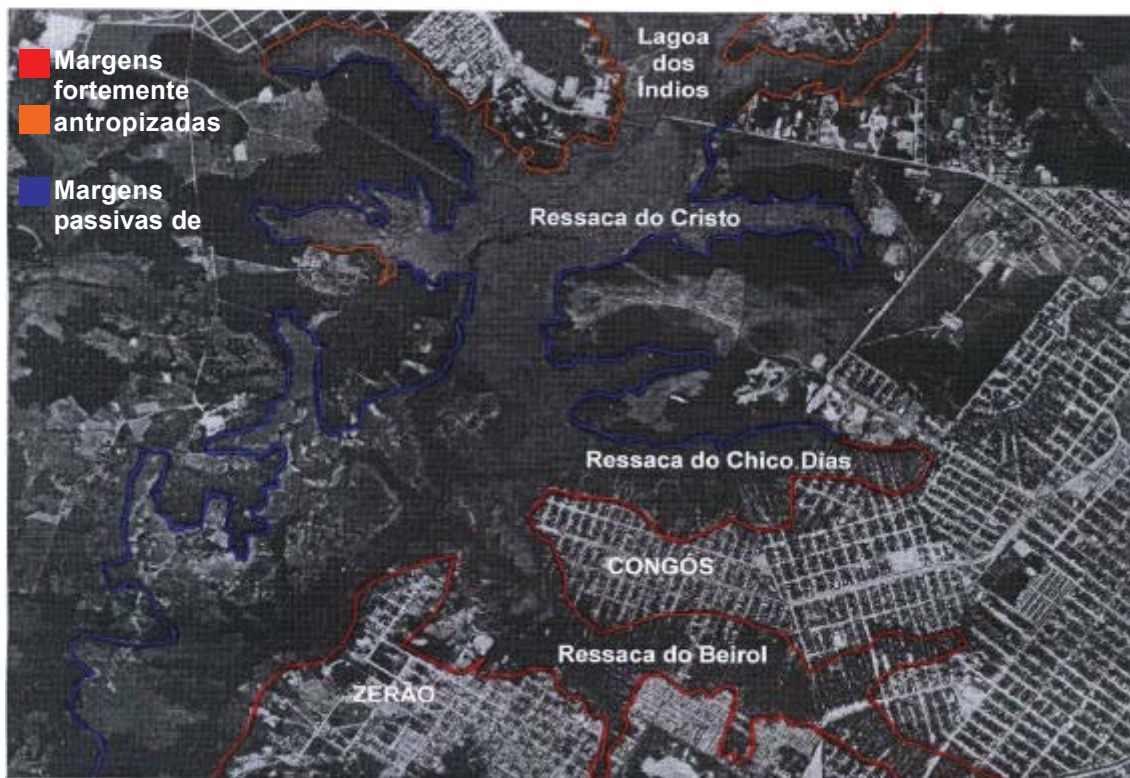


Figura 01 – Mostra aspecto da ocupação das áreas de ressaca na cidade de Macapá

Dos quase 195 km de margens de ressacas da região urbana e periurbana de Macapá, 78 km estão no estágio mais agressivo de ocupação.

Apesar de fazerem parte de uma mesma bacia, as ressacas recebem da população nomes próprios característicos de cada bairro da cidade. O quadro 01 mostra uma síntese desse estudo, indicando o percentual obtido para cada um dos estágios de ocupação verificados nas ressaca da cidade de Macapá.

Quadro 01 – Estado de Ocupação das áreas de ressaca em Macapá

Ressaca	Localização	Fortemente antropizada	Passiva de recuperação	Preservada	Extensão (Km)
Lagoa dos Índios	Oeste	24%	14%	62%	62,51
Sá Comprido	Oeste	24%	48%	28%	9,20
Do Cristo	Oeste	-	-	100%	5,64
Chico Dias	Centro-oeste	65%	18%	17%	11,90
Beiro	Sul	92%	8%	-	14,20
Do Tacacá	Sul	17%	12%	71%	30,80
Pedrinhas	Sul	81%	19%		8,40
Pacoval	Norte	55%	25%	20%	52,25
Total					194,895

No processo de ocupação das ressacas os principais impactos são: destruição da mata ciliar, obstruções de canais, construções de casas em meio as áreas alagadas. Essas construções por não serem servidas de rede de esgoto, lançam todo tipo de resíduo nas águas das ressacas. Como consequência deste processo agressivo de ocupação ocorre a proliferação de vetores e microvetores, contaminação das águas que levando alguns locais à eutrofização, além da perda da diversidade biológica presentes nesses ambientes.

O contínuo processo de aterramentos e obstruções dos canais tem acentuado o problema dos alagamentos. Sem espaço para se acumular, as águas começam a se espalhar sobre as áreas mais baixas da cidade, principalmente no período das grandes chuvas. Esses alagamentos aumentam os riscos de epidemias de doenças de veiculação hídrica como hepatite, leptospirose, diarreias e outras.

Uma lei estadual (Lei N. 0455) de julho de 1999, promoveu o tombamento de todas as áreas de ressacas do Estado do Amapá e impôs limitações ao seu uso e do solo em seu entorno, constituindo-se em um importante instrumento legal de impedimento ao modo impactante de ocupação dessas áreas. Entretanto, esta lei ainda precisa ser regulamentada, pois alguns de seus dispositivos carecem de melhores definições. O próprio conceito de ressaca é ainda impreciso e necessita de uma abordagem científica que estabeleça para este tipo de ambiente úmido uma caracterização própria, diferenciando-o de outros ambientes paludosos. Esta distinção é importante pois a referida Lei tem aspecto proibitivo para uma gama de atividades, gerando contendas judiciais

Considerações Finais - As ressacas por estarem amplamente distribuídas no entorno de Macapá, reduzem a disponibilidade de espaço para expansão das cidades, exigindo um planejamento urbano que otimize o uso das áreas de terra firme disponíveis e por conseguinte reduza as pressões sobre estas áreas úmidas.

O Sistema de Seguros no Brasil e a Mitigação de Impactos de Fenômenos Naturais

Cláudio Fabian Szlafsztain

Centro de Geociências – Universidade Federal do Pará (iosele@ufpa.br)

Introdução

Políticas e medidas, públicas e privadas, são aplicadas com diferente sucesso, objetivando prevenir a ocorrência e mitigar as conseqüências destes acidentes. Entre elas podem-se mencionar as de caráter “estrutural” (obras de engenharia para contenção de encostas, barragens, etc.) assim como as “não estruturais” (legislação de uso do solo, educação e informação, sistemas de alarme, etc.), destacando-se a denominada *política de seguros*.

Estudos referentes à problemática ambiental no Estado do Pará (Szlafsztain & Fonseca, 1998; Pereira, 2001) registram a ocorrência, nos últimos 15 anos, de numerosos eventos naturais que freqüentemente caracterizam-se como acidentes geológicos e meteorológicos (enchentes, erosão de praias e margens de rios, enxurradas, ventanias, etc.) em função de afetar a segurança, a saúde e os bens da população assim como suas atividades socioeconômicas. Neste sentido o presente trabalho descreve e analisa alguns aspectos do quadro legal existente no Sistema de Seguros do Brasil (SSB) como medida de prevenção e mitigação de acidentes naturais.

O sistema de seguros do Brasil - Riscos Diversos e Multirisco

Dentre os diversos ramos de seguros operados no mercado brasileiro destacam-se as coberturas pelos impactos produzidos pela ocorrência de fenômenos da natureza.

A primeira apólice deste tipo no Brasil (1951) foi chamada de *Riscos Vários* e garantia como coberturas acessórias da apólice de incêndio, entre outros, os riscos de inundação, terremoto, vendaval, furacão, ciclone e granizo. Desde 1992, este tipo de cobertura denomina-se *Riscos Diversos* (Decreto Lei N°605/92) e abrange um numero grande de modalidades de seguro que têm em comum o fato de acobertarem danos de causa externa como a cobertura para prédios e conteúdo *contra danos causados por fenômenos naturais*. Os *seguros Multiriscos*, conjugam vários ramos de seguros objetivando incluir em uma só apólice diferentes coberturas entre as que se encontram os seguros decorrentes de fenômenos naturais (Funenseg, 1998b)

Entre as clausulas mais importantes que caracterizam os *Riscos Diversos* e *Multiriscos* destacam-se:

1) Prazos: Estes tipos de seguros são geralmente contratados por um ano. Nos casos de períodos inferiores, não existindo justificativas, aplica-se tarifas com valores muito elevados, procurando,

deste modo, inibir a tentativa de contratação de seguros para períodos com grandes possibilidades de ocorrência de sinistros (ex. seguro de alagamento somente para período de chuvas intensas).

2) **Clausula de Reposição:** permite indenizações com pagamento em dinheiro, podendo-se optar pela reparação ou substituição dos bens sinistrados, a fim de repô-los no estado em que se achavam imediatamente antes do sinistro.

3) **Certificação das informações:** Com o objetivo de conhecer as características do risco que se propõe segurar, antes do contrato, as seguradoras podem consultar ao segurado ao respeito do objeto e das circunstâncias a ele concernentes (ex. proximidade de um prédio das margens de um rio na cobertura *Inundação*). Por outro lado, em muitas oportunidades, é realizado um *Relatório de Vistoria* por peritos especializados ou utilizam-se informações já existentes como mapas de riscos ou vulnerabilidade à ocorrência de eventos naturais (Augusto Filho *et al.*, 2000; Chesnokova *et al.*, 2000). Os seguros de *alagamento, inundação e desmoronamento* estão sujeitos à inspeção prévia analisando-se as características que podem agravar o valor da taxa (a existência de curso de água nas proximidades, a topografia, o registro de ocorrências anteriores, etc.).

4) **Franquias:** Todos estes seguros estão sujeitos à franquia, sendo que ela contratualmente restringe a responsabilidade do segurador, isentando-o do pagamento de pequenas indenizações. Existem situações que podem levar ao agravamento das franquias, como o estado da construção, as condições da natureza (ex. barrancos, rio, etc.) e a conformação topográfica de terrenos.

Seguros decorrentes de fenômenos da natureza

A cobertura por *Alagamento* compensa por perdas e danos materiais, em conseqüência direta de entrada de água nos edifícios, provenientes de chuva, aguaceiro ou tromba de água, decorrentes ou não de insuficiência de esgotos e galerias pluviais; bem como provenientes de ruptura de encanamentos, canalizações e reservatórios, desde que não pertencentes ao edifício segurado.

A modalidade *Desmoronamento* indeniza perdas e danos materiais diretamente causados por queda total ou parcial do imóvel, decorrentes de qualquer causa, exceto incêndio, raio e explosão a menos que decorrentes de vendaval, inundação, terremoto ou outra convulsão da natureza.

A cobertura por *Inundação* ressarcе das perdas ou danos causados aos bens segurados em decorrência direta de inundação resultante exclusivamente do aumento do volume de água de rios navegáveis (definido pelo Ministério da Agricultura) e de canais alimentados naturalmente por eles.

A cobertura por *Vendaval, Furacão, Ciclone, Tornado, Granizo e outros* garante o pagamento na ocorrência dos sinistros anteriormente referidos, considerando-se como “uma mesma ocorrência” a manifestação do fenômeno em cada período de 24 horas e em um mesmo município e definindo-se “vendaval” como um vento de velocidade igual ou superior a 15 m/s.

A cobertura *Terremoto, tremores de terra ou maremoto* repara os prejuízos causados a bens diretamente pelos processos mencionados. Estão excluídos do SSB os efeitos de *Ressaca, Geada e Baixa de Temperatura* mesmo ocorrendo simultânea ou consecutivamente aos riscos cobertos.

Os *objetos* segurados são classificados pela necessidade de consulta previa, sendo cobertos diretamente os prédios e conteúdos de pessoas físicas ou jurídicas. Os bens sujeitos à consulta previa são os existentes ao ar livre e os de terceiros recebidos em depósito, consignação ou garantia; os veículos; as máquinas perfuradoras do solo, torres de eletricidade e petrolíferas; as linhas férreas, canais e pontes; os cabos de transmissão; animais, árvores, pastos, plantações, cercas e muros; jóias ou metais preciosos; dinheiro, cheques e títulos; manuscritos e projetos.

Nas modalidades *alagamento, inundação desmoronamento e terremoto* se indenizará os prejuízos decorrentes de danos causados por deterioração dos bens guardados em ambientes especiais, despesas pelas ações tomadas para a proteção dos bens e para o desentulho do local, assim como a perda de lucro bruto conseqüente de interrupção ou perturbação nas atividades econômicas do segurado.

Os objetos aos que não se aplica a cobertura *Vendaval e outros* são (1) linhas férreas, canais e pontes; (2) veículos, implementos agrícolas, vagões e aeronaves; (3) hangares, toldos, marquises e seus conteúdos; (4) complexos industriais com instalações ao ar livre; (5) tanques de inflamáveis e corrosivos e (6) plantações, chaminés, torres de rádio e televisão, e tanques elevados de água e tubulações externas.

Os *valores* assegurados são definidos para cada elemento em particular, (1) Edifício: Valor de reconstrução, deduzida de depreciação pelo uso, idade, e conservação, adicionando-se as benfeitorias incorporadas; (2) Maquinismos: Valor de novo deduzido a depreciação pelo uso, idade e conservação; (3) Moveis: Valor na data do dano; e (4) Mercadorias: Custo no local e data do sinistro.

Considerações Finais

A regulamentação das coberturas e modalidades, pela Superintendência de Seguros Privados, considera as necessidades do mercado e da sociedade e, por isso mesmo, novos tipos de seguro surgem e/ou são suprimidos freqüentemente. Os *Riscos Diversos e Multiriscos*, coberturas pouco amadurecidas, apresentam-se como uma nova divisão que engloba todas as modalidades em fase de experiência e observação.

A “Clausula de Reposição” representa fielmente os anseios do segurado, receber uma indenização pelos danos sofridos, e na maioria dos casos, voltar com a maior celeridade possível às condições previas a ocorrência do evento. Muitas vezes, no caso de impactos por fenômenos da natureza, esta vontade pode ser limitada, total ou parcialmente, por mudanças nas condições naturais (ex. grandes modificações na paisagem após um desmoronamento) e/ou pela existência de legislação de

zoneamento do uso do solo e códigos de edificação.

Se bem por um lado, grande parte das modalidades presente nestes ramos permite dispensar a vistoria previa, permanecendo a exigência da boa-fé, por outro lado, as que se relacionam com fenômenos da natureza, cada vez mais empregam as vistorias previas ao local assim como consultas à diversas fontes de informações (ex. mapas de risco) permitindo que a seguradora não aceite o risco ou aumente a taxa de acordo com a correta avaliação. Conseqüentemente, aguarda-se uma crescente demanda neste tipo de cartografias e base de dados.

Para o futuro próximo numerosas pesquisas prevêem mudanças climáticas globais que afetaram o tipo e a distribuição geográfica dos processos naturais, aumentando a frequência e a magnitude dos mesmos, conseqüentemente as medidas de mitigação deverão adequar-se a esta nova realidade. As relações entre a legislação dos sistemas de seguros e as potenciais mudanças estão sendo estudadas por diversas instituições (Berz, 1999; Brauner, 1998) e pesquisadores (White e Etkin, 1997; Leigh, 1998). Entre as principais conclusões destaca-se a excepcional habilidade da indústria dos seguros para ajustar-se as novas circunstâncias e responder às ameaças das mudanças climáticas de forma *reativa* (incrementar os prêmios, retirar-se de áreas de alto risco, transferir os riscos para reasseguradoras) e *pró-ativa* (educação pública, desenvolver produtos que encorajem medidas de mitigação de desastres e o investimento em geração eficiente e renovável de energia eficiente, promover o cumprimento de um apropriado código de edificação e zoneamento em áreas atualmente vulneráveis). No Brasil, seja pelo incipiente do mercado ou pelas incertezas das predições científicas, são inexistentes referências ao tema. No entanto, ante a possibilidade de ocorrência de importantes mudanças no meio ambiente, esforços deverão ser concentrados, por exemplo, na redefinição das variáveis que descrevem os fenômenos da natureza para o sistema brasileiro de seguros.

Referencias Bibliográficas

- Augusto Filho, O., Cerri, L. & Savage, W., 2000. Landslides hazard mapping applied for insurance policies as a mitigation measure of geologic accidents in Brazil. XXXI International Congress of Geology, Rio de Janeiro.
- Berz, G., 1999. Catastrophes and climate change: concerns and possible countermeasures of the insurance industry. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*, 4: 283-293.
- Brauner, C., 1998. Climate research does not remove the uncertainty. *Coping with the risks of climate change*. Swiss Reinsurance Company. Zurich, 8 p.
- Chesnokova, I., Motkin, G. & Koshkarev, V., 2000. Assessment and insurance against geocological risks, XXXI International Congress of Geology, Rio de Janeiro.
- Pereira, D.R. A., 2001. "Elaboração de uma biblioteca digital sobre a temática de perigos naturais do estado do Pará utilizando um sistema de informação geográfica" Trabalho de Conclusão de Curso. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Pará. 85p.
- Funenseg, 1998a. Elementos básicos de seguros. Superintendência de Produtos Educacionais. Rio de Janeiro. 50 p.
- Funenseg, 1998b. Seguros de riscos, ramos diversos. Superintendência de Produtos Educacionais. Rio de Janeiro, 130 p.
- Leigh, R., 1998. Climate change and natural hazards: potential implications for insurance industry. *Stop Disasters*, 35 (III):5-7.
- Szlafsztein, C. & Fonseca, R., 1998 Base de dados de acidentes naturais no Estado do Pará (1985-1995). *Anais do XL Congresso Brasileiro de Geologia*: 207. Belo Horizonte.
- White R. & Etkin, D., 1997. Climate change, extreme events and the canadian insurance industry. *Natural Hazards* 16:135-163.

Ecologia da Paisagem e a Indicação de Áreas de Risco do Programa de Macrodrenagem da Bacia do Una no Bairro da Pedreira.

Sheila Teixeira ¹

Maurício Borges ²

Osmar Guedes ²

Ricardo Fialho ³

1-UFPA/Bolsista do CNPq - she.geo@bol.com.br

2-UFPA/CG/DGL/COMAP - mauricio@ufpa.br

2-UFPA/CG/DGL/COMAP - osmarjr@ufpa.br

3-SESMA – rhfialho@vento.com.br

Resumo Um dos grandes problemas da cidade de Belém refere-se à drenagem e ao controle de inundações, devido a topografia do terreno em que está localizada, ocasionando retenção e estagnação das águas nas áreas mais baixas. O sítio urbano é cortada por uma extensa área de igarapés o que facilita a penetração acentuada das marés da baía do Guajará e do rio Guamá, acarretando alagamentos. Isto se agrava durante o período chuvoso que se prolonga por seis meses e ultrapassa os 2.700 mm/ano. O Programa de Macrodrenagem da Bacia do Una abrange 60 Km de rede de drenagem e tem por objetivo retificar 23 km de canais e galerias, na área da Bacia do Una, a maior de Belém. Com isso, o fluxo das águas pluviais para a Baía do Guajará será normalizado ao mesmo tempo em que o conserto das comportas do Una impedirá a entrada nos canais da maré alta. Um dos bairros mais atingidos pelo projeto é o da Pedreira, assim o presente trabalho, objetiva a indicação de áreas de risco, através do estudo da ecologia da paisagem, permitindo o estabelecimento de estratégias de manutenção do setor construído pelas autoridades responsáveis, bem como a elaboração de planos de contingência visando a operação contínua, eficiente e a contento do empreendimento, além da verificação dos impactos nos sistemas construídos e bióticos ao longo da área afetada pelo projeto, no bairro da Pedreira.

Localização da Área A cidade de Belém está localizada entre os paralelos 1° 10'S e 1° 30'S e os meridianos 48° 25' e 48° 35'W de Greenwich. Esta situa-se na confluência do Rio Guamá com a Baía do Guajará, fazendo parte do estuário do rio Amazonas. É uma cidade plana, baixa, onde as maiores cotas atingem 14-16 metros acima do nível do mar. O bairro da Pedreira, objeto de estudo, fica situado ao norte da cidade, fazendo limite com os bairros do Souza, Sacramento, Telegráfo,

Umarizal, Fátima e Marco (Figura 1). Este encontra-se nos domínios da Bacia do Una, sendo cortado pelo canal do Pirajá (Figura 2) e limitando-se com os canais do Galo e da Visconde.

Proposta de Abordagem A caracterização da área em estudo contemplará basicamente a elaboração de cartografias temáticas digitais e banco de dados associados. Para isso estão sendo compilados bibliografia, ortofotos digitais, coloridas, na escala de 1:2000, de propriedade da COHAB (Companhia de Habitação do Pará), juntamente com a base cartográfica digital de Belém do ano de 98. A partir da interpretação desta base cartográfica será possível a caracterização da morfologia e da rede de drenagem da área em questão. Para a análise multitemporal estão sendo utilizados mosaicos elaborados a partir de fotografias aéreas confeccionadas pelo Levantamento Aerofotogramétrico de Belém nos anos de 72 (propriedade da CODEM), 77, 86 e 98 (COHAB). O levantamento de campo consistirá na coleta de informações litológicas que serão obtidas em afloramento naturais e artificiais. Este trabalho também está compilando resultados de sondagens SPT (Standart Penetration Test), que mostra a resistência do solo com a variação de profundidade. Estas foram realizadas nas décadas de 80 e 90 na área do bairro. Além disso há também a vetorização de atributos de engenharia civil em base cartográfica digital tais como: revestimento asfáltico, primário vias com previsão de água potável, saneamento e drenagem pluvial, na área, que foi confeccionada no programa Auto Cad Map 2000. Posteriormente será confeccionado um banco de dados georeferenciados utilizando as informações tanto da base cartográfica e do levantamentos de campo mencionados anteriormente. O programa utilizado seria o Access 2000 (banco de dados relacional). Após a construção do banco de dados terá início a construção de um SIG (Sistema de Informações Geográficas), onde os programas utilizados serão: AutoCad Map 2000, SPRING 3.5 e Arc View 3.2.

A Pedreira assim como toda Belém apresenta uma geologia caracterizada pela Formação Barreiras, Pós Barreiras e Sedimentos Holocênicos. Segundo Bezerra e Pereira (1996) este bairro encontra-se na unidade de relevo denominada de Terrenos Sedimentares do Quaternário Pleistoceno que correspondem aos pediplanos aplainados, observando-se localmente ondulações suaves de topo arredondados. São feições que se sustentam, por níveis de concreções ferruginosas, e que podem pertencer à base dos sedimentos Pós-Barreiras. Na cidade de Belém a unidade corresponde às maiores cotas topográficas incluindo também os bairros do Marco e Terra Firme.

Considerações Finais As investigações da Ecologia da Paisagem desse seguimento urbano da cidade de Belém já permitiram distinguir uma série de anomalias da rede de drenagem e “landforms” tectônicas primários. Destaca-se que estes são delineados por processos erosivos controlados em parte pela atividade neotectônica.

A caracterização da distribuição espacial destes “landforms” na área metropolitana é fundamental para a utilização como critério de mapeamento dos materiais geotectônicos, bem como para o planejamento estratégico de acatamento urbano e atividades de conservação dos grandes empreendimentos a exemplo da Macrodrenagem.

Referências Bibliográficas

- Arthaud F. 1969. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population failles. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7: 729-737
- Braz V.M.N. 1985. *Estudo da Qualidade da Água de Abastecimento da Zona Urbana da Belém (PA), Aplicação à problemática existente no Bairro do Jurunas*. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. Belém, Tese de Mestrado, 06-36
- Oliveira A.M.S. 1996. Geologia de Engenharia e Meio Ambiente. In: SBG/ Núcleo Norte, V Simpósio de Geologia da Amazônia, *Resumos Expandidos*, 15-18.
- Sauma M.F. *As águas subterrâneas de Belém e adjacências; influências da Formação Pirabas e parâmetros físico-químico para medidas de qualidade*. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Tese de Mestrado, 128p.
- UFRGS. Ecologia da Paisagem. On Line. Disponível <http://www.ecologia.ufrgs.br/paisagem/geo.htm>. Consultado em 01/07/2001.

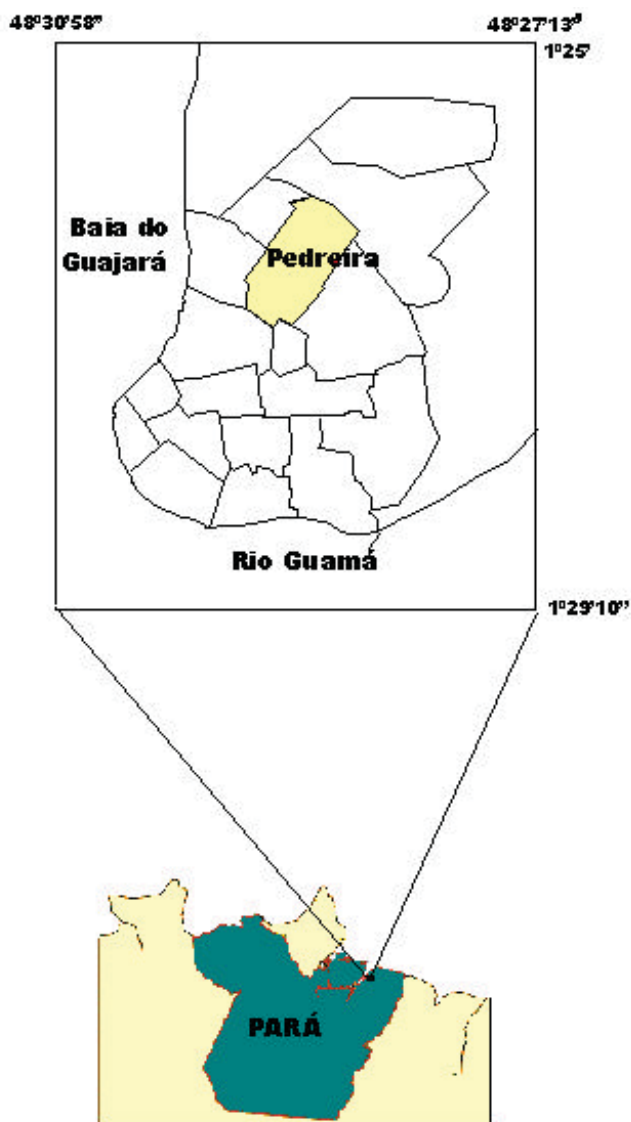


Figura 1 - Localização da Área

ORTOFOTO NÚMERO 348813



Figura 2- Ortofoto mostrando o Canal da Pirajá, atravessando perpendicularmente as ruas: Nova e Antônio Everdosa, Fonte CODEM, 1998.

Geologia e Evolução Tectônica da Região Norte do Mato Grosso (Projeto Promin-Alta Floresta)

Joffre V. L. Filho¹, João O. Souza¹, Cipriano C. Oliveira¹, Pedro S. E. Ribeiro¹, Paulo F. V. Boas¹, Mário C. Albuquerque¹, Antônio A. S. Frasca¹, Felicíssimo R. Borges¹, Luiz C. Moreton¹, Edson G. Martins¹, Maria A. Camargo¹, Sidney R. Valente¹, Márcio M. Pimentel², Nilson F. Botelho²

1. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Goiânia, geremigo@zaz.com.br
2. UnB – Universidade de Brasília, marcio@unb.br

Introdução. São apresentados resultados preliminares do levantamento geológico na escala 1:250.000, executado pela CPRM na região norte do Mato Grosso e SW do Pará. A região situa-se na porção sudoeste do Craton Amazônico, na Província Rio Negro-Juruena (Tassinari & Macambira, 1999). As unidades geológicas investigadas constituem o embasamento e parte das coberturas sedimentares proterozóicas que compõem o Grupo Beneficente e a Formação Dardanelos

Geologia. Os dados preliminares permitem identificar dois domínios crustais distintos, denominados informalmente de: (i) Domínio Acrescionário Deformado e (ii) Domínio Granito-Vulcânico. O primeiro é formado por rochas supracrustais e corpos plutônicos submetidos a metamorfismo de médio a alto grau e deformação dúctil acentuada. Ocupa a parte oeste-sudoeste da área, incluindo as seguintes unidades: Complexos Nova Monte Verde e Bacaeri-Mogno, Seqüência Metavulcanossedimentar São Marcelo/Cabeça, Granitóides São Pedro e São Romão e Tonalito Vitória. O segundo constitui um cinturão de rochas plutônicas e vulcânicas, pouco deformadas, de caráter calci-alcalino, com composições dioríticas a graníticas. Elas podem ser genericamente classificadas como do tipo I oxidado (Paranaíta, Nhandu, Flor da Serra, Matupá, Juruena, Colíder) e tipo S (Apiacás). As suítes são intrusivas em gnaisses polideformados, localmente migmatizados, expostos em afloramentos restritos, e que são correlacionados aos gnaisses do **Complexo Cuiú-Cuiú** da região do Tapajós. O conjunto de dados disponíveis sugere que esse domínio teve uma evolução ligada ao desenvolvimento de um arco magmático paleoproterozóico, gerado por subducção de uma placa litosférica oceânica sob crosta continental, em regime compressivo. As unidades cartografadas são descritas abaixo:

Domínio Acrescionário Deformado: Complexo Nova Monte Verde – Ortognaisses tonalíticos a graníticos, migmatitos e rochas supracrustais representadas por granada-biotita gnaisses, sillimanita gnaisses, rochas calci-silicáticas e anfíbolitos. Datação U-Pb em migmatito indica idade de 1774 ± 28 Ma; **Complexo Bacaeri-Mogno** - Reúne rochas supracrustais metamorfasadas em médio a alto

grau, incluindo anfíbolito, BIF, metachert com hiperstênio, granada e tremolita, granada-sillimanita-cordierita-biotita gnaissé, cianita-sillimanita-granada gnaissé e kinzigito, além de corpos de metagabronoritos e metapiroxenitos. Anfíbolitos desta unidade têm idade Sm-Nd isocrônica de ca. 2.24 Ga, com $\epsilon_{Nd}(T)$ de + 2.5 e são interpretados preliminarmente como restos de uma seqüência oceânica preservada em meio às rochas mais jovens; **Seqüência Metavulcanossedimentar São Marcelo/Cabeça** - Clorita-quartzo xisto, quartzo-sericita-granada xisto, grafita-sericita xisto, biotita-muscovita xisto, metachert, metaconglomerado, metatufos e metavulcânicas ácidas. Xistos milonitizados datados pelo método U-Pb mostram idade de 1859 ± 5 Ma; **Granito São Pedro** – Granito deformado alongado na direção NW-SE a EW. Inclui metabiotita-granada granito porfirítico, metahornblenda-biotita granito e metagranada granito, geralmente com encraves de metaquartzo diorito, metamicroquartzo monzonito e hornblendito. A idade U-Pb SHRIMP é de 1,78 Ga e as idades modelo Sm-Nd estão entre 2,06 e 2,14 Ga; **Granito São Romão** - Granito fino, deformado, caracterizado por metabiotita monzogranito porfirítico, metamicrogranito com magnetita e metagranada-biotita granito. Mostra idade modelo Sm-Nd de ca. 2,10 Ga; **Tonalito Vitória** – Compreende rochas quartzo-feldspáticas ricas em hornblenda e às vezes ortopiroxênio, pouco deformadas, com composição tonalítica, diorítica e enderbítica. São intrusivas nas rochas dos complexos Mogno e Nova Monte Verde. Valores de T_{DM} estão entre 2,17 Ga e 2,26 Ga. Idades U/Pb em zircão (SHRIMP) de 1770 ± 9 , 1785 ± 8 e 1775 ± 10 Ma foram obtidas para amostras de tonalitos e enderbito. **Domínio Granito-Vulcânico: Suíte Intrusiva Flor da Serra** – Inclui gabros, gabrodioritos e monzonitos calcialcalinos, pouco fracionados; **Suíte Intrusiva Matupá** – Engloba biotita granito, monzonito e monzogranito porfiríticos, contendo às vezes hornblenda e/ou clinopiroxênio. Datação Pb-Pb (evaporação de zircão) indicou idade de 1872 ± 12 Ma (Moura, 1998). Idades U-Pb convencionais são: 1817 ± 57 , 1823 ± 35 , 1848 ± 17 e 1894 ± 6 (JICA/MMA 2000). Idades modelo para as suítes Matupá e Flor da Serra são de 2,34 e 2,35 Ga, respectivamente, sugerindo contaminação com crosta mais antiga. **Suíte Intrusiva Juruena** - Constitui uma série magmática expandida, calcialcalina, tardi-tectônica, formada por biotita granito, porfirítico a equigranular, secundado por biotita monzonito, quartzo diorito, granodiorito e tonalito. Localmente apresenta estreitas zonas de cisalhamento rúptil a rúptil-dúctil (largura centimétrica a métrica) com direção preferencial EW a NW-SE. **Suíte Intrusiva Paranaíta** - Reúne granitos tipo I oxidados, calcialcalinos, porfiríticos, destacando-se biotita granitos, monzogranitos, hornblenda-biotita monzonitos, de cor cinza rosada a cinza arroxeadas, às vezes portadores de quartzo azulado e encraves de diorito. Apresentam estreita associação espacial com os terrenos vulcânicos/subvulcânicos da Suíte Colíder. Esta unidade hospeda mineralizações auríferas. Mostra acentuada assinatura magnética, reflexo das altas concentrações de magnetita. Dados U-Pb

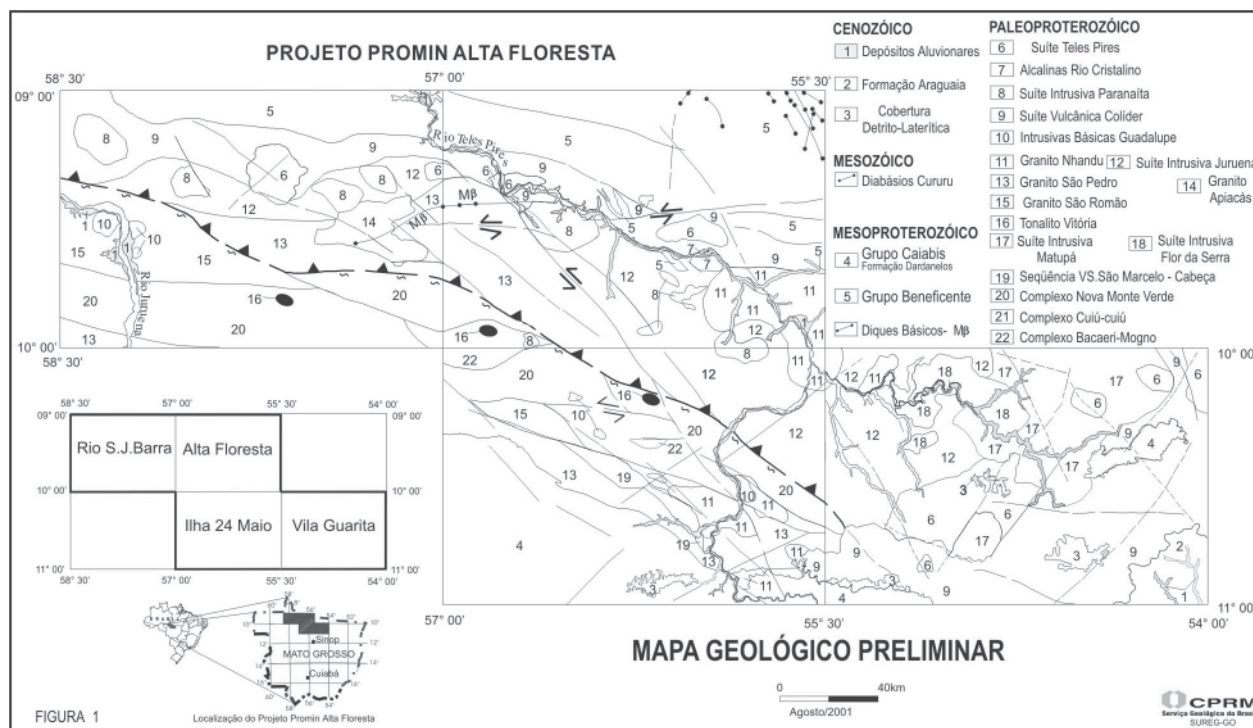
convencionais indicam idades de 1801 ± 8 , 1803 ± 16 Ma, 1816 ± 57 e 1819 ± 16 Ma (JICA/MMAJ, 2000) e 1793 ± 6 Ma (Santos, 2000). Idade modelo Sm/Nd de 2,01Ga é reportada por Santos (2000). **Granito Nhandu** - Reúne granitos calcialcalinos de alto potássio, tipo I oxidado, representado por magnetita-biotita granito vermelho, com encraves de quartzo diorito. Dispõe-se na forma de batólitos e/ou *stocks* passando gradativamente nas bordas para granito fino porfirítico e granito subvulcânico, granófiro e aegirina granito. **Intrusivas Básicas Guadalupe** – Grupo de corpos básicos, formados por gabro, diabásio, microgabro, hornblendito e diorito pórfiro, na forma de diques/*stocks* cortando os granitos Matupá, ou como megaencraves nos granitos da Suíte Paranaíta, exibindo estruturas de mistura de magmas. Idades modelo T_{DM} estão entre 2,13 e 2,19 Ga. **Suíte Vulcânica/Subvulcânica Colíder** – Predominam microgranitos, micromonzonitos, riolitos, riodacitos e andesitos, calci-alcinos. O dado U-Pb SHRIMP disponível de 1786 ± 17 Ma indica que essas rochas são coevas às das suítes Paranaíta e Nhandu e mais jovens que as vulcânicas do Grupo Iriri típico (idades Pb-Pb entre 1877 e 2001 Ma ; Lamarão et al. 1999 e Vasquez, 1998). **Granito Apiacás** - Inclui granitos peraluminosos, a duas micas, leucogranitos, granada biotita granitos e biotita granitos com textura porfirítica. **Alcalina Rio Cristalino** – Constitui um corpo de quartzo sienito e riebeckita-aegirina sienito, intrusivo nas vulcânicas Colíder e em contato tectônico com os sedimentos do Grupo Beneficente. Essa intrusão tem idade U-Pb de 1806 ± 3 Ma (Santos, 2000). **Suíte Intrusiva Teles Pires** – Granitos pós-orogênicos, dispostos em *stocks* e batólitos subcirculares a elipsoidais. A fácies mais típica é representada por granito porfirítico vermelho, localmente rapakivi, com fluorita. É intrusivo nas vulcânicas Colíder e em granitóides da Suíte Juruena. Uma datação U-Pb forneceu a idade de 1757 ± 16 Ma (Santos, 2000). Apresenta T_{DM} de 2,10 Ga. **Grupo Beneficente** - Seqüência marinha de sedimentos detríticos representados por arenitos, arcóseos, siltitos e argilitos vermelhos, com intercalações locais de conglomerados polimíticos. Está exposto em uma faixa de direção WNW-ESE na porção norte da área onde as camadas apresentam mergulho para NNE. Assenta-se em contato normal ou por falha (transcorrência) sobre granitos e rochas vulcânicas da Suíte Colíder. **Formação Dardanelos** – É a parte basal do Grupo Caiabis, constituindo uma seqüência de arenitos vermelhos às vezes arcoseanos, com estratificações cruzadas e plano paralelas, siltitos e argilitos avermelhados, e conglomerados polimíticos basais e intraformacionais.

Geologia Estrutural - Domínio Dúctil - Este domínio está associado às rochas de médio a alto grau e mostra estilo deformacional progressivo compressional de SW para NE, culminando com o desenvolvimento de uma zona de *underthrust* colocando unidades de oeste (terrenos de alto grau) sob as suítes pluto-vulcânicas pouco deformadas de nordeste. Zonas de cisalhamento dúctil NW-SE e EW quilométricas com cinemática conjugada sinistral e dextral transpressionadas e oblíquas

são dominantes. A superfície milonítica (Sn+1) transpõe um bandamento gnáissico (Sn) geralmente marcado por dobras assimétricas abertas e isoclinais fechadas, às vezes confinadas entre *shear bands*. Também ocorrem zonas de cisalhamento transcorrente dúctil, marcadas pelo desenvolvimento de outra superfície milonítica (Sn+2), de direção NE-SW, que trunca e transpõe as zonas de cisalhamento anteriores. **Domínio rúptil-dúctil** – Representa os terrenos pouco deformados do cinturão granito-vulcânico e coberturas sedimentares proterozóicas. Caracteriza-se por zonas de cisalhamento centimétricas a métricas, na maioria das vezes descontínuas, formadas a partir da nucleação de fraturas e/ou falhas com direções NW-SE e EW com cinemática transcorrente sinistral e N-S (dextral). São desenvolvidas a partir de um sistema compressivo (N50E σ_1). As zonas de cisalhamento são caracterizadas por rochas filoníticas e miloníticas resultantes da interação entre as rochas graníticas e fluidos hidrotermais. Nestas discontinuidades tectônicas alojam-se as principais mineralizações auríferas da região.

Referências Bibliográficas

- JICA/MMAJ. 2000. Report on the Mineral Exploration in the Alta Floresta Area, Federative Republic of Brazil, phase II. Japan International Cooperation Agency, Japan, March 2000, n. 6, 521 p.
- LAMARÃO, C.N., DALL'AGNOL, R., LAFON, J.M., LIMA, E.F. 1999 - As associações vulcânicas e plutônicas de Vila Riozinho e Moraes Almeida, Província Aurífera do Tapajós, SW do Estado do Pará. In: Simp. Sobre Vulcan. e Amb. Assoc., 1., Bol. de Resumos... Gramado-RS, SBG, p.93.
- MOURA, M.A., 1998. O maciço granítico Matupá no depósito de ouro Serrinha (MT): petrologia, alteração hidrotermal e metalogenia (Tese de Doutorado). IG-UnB, Brasília-DF.
- SANTOS, R.A. 2000 – Informação verbal.
- TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. 1999 - Geochronological Provinces of the Amazonian Craton, Episodes, v. 22, n.º 3.
- VASQUEZ, M.L. 1998 – Projeto de datação das unidades da Província Mineral Tapajós pelo método de evaporação de chumbo em zircões. Belém. CPRM



Atualização do Mapa Geológico e de Ocorrências Minerais do Estado do Pará, na escala 1:2 000 000

Mário Ivan Cardoso de Lima
IBGE –Divisão de Geociências do Norte
mariovan@ibge.gov.br

RESUMO

Introdução

Esse mapa constitui um dos produtos do Programa Sistematização de Recursos Naturais, de caráter permanente do IBGE. Uma primeira versão do mesmo foi apresentada em 1995, como *background* para o Mapa Gemológico do Estado Pará (Collyer et al. 1995), na escala 1:2 000 000.

Considerando os trabalhos realizados pela CPRM nas bacias dos rios Gurupi, Tapajós e serra dos Carajás, assim como as pesquisas realizadas pela UFPA no Sul do Pará e os mais recentes resultados obtidos pelo IBGE para o Projeto SIVAM, aliados a experiência do autor em trabalhos de campo na região e em interpretação de imagens de sensores remotos, motivaram a consecução do presente mapa.

O Estado do Pará localiza-se na Amazônia brasileira, como área em torno de 1 253 000 km², é uma das unidades da República Federativa do Brasil que apresenta o subsolo com maior potencialidade para abrigar recursos minerais, em vista de abrigar em seus domínios importantes metalotectos, condicionado pelo ambiente geológico-tectônico, resultando em significativos distritos mineiros como Carajás, Trombetas, Almeirim, Capim, Tapajós, Gurupi, dentre outros. No entanto, embora possua grandes potencialidades metalogenéticas, carece de um mapa geológico atualizado, que possa representar a real situação geológica do Estado e possa indicar, efetivamente, regiões que possam ser alvos de trabalhos de prospecção e futuras pesquisas de companhias privadas.

Unidades Geotectônicas

As unidades geotectônicas que compõem o Estado do Pará são: **Cráton Amazônico, Cráton São Luís, Cinturões Móveis do Neoproterozóico e Coberturas do Fanerozóico** (Lima 1996).

O **Cráton Amazônico** relaciona-se ao Ciclo Brasileiro (Neoproterozóico) e apresenta em seus domínios as seguintes sub-unidades: *Núcleo do Arqueano Médio, Cinturões Móveis do Arqueano Superior e Paleoproterozóico, e Coberturas do Mesoproterozóico*.

O *Núcleo do Arqueano Superior* (Núcleo Pau D' Arco) dispõe-se na porção sudeste do estado e constitui uma região típica de terrenos do tipo "granite-greenstone" com seqüências greenstone belt e embasamento TTG (Tonalito-Trondjhemito-Granodiorito) com idades em torno de 2,8–2,9 Ga. Tais litotipos são sobrepostos por sedimentos e cortados por magmatitos do mesoproterozóico, de caráter

anorogênico. Neste núcleo são comuns a associação de depósitos auríferos ligados a zonas de cisalhamentos dos terrenos arqueanos e depósitos de cassiterita, columbita-tantalita molibdenita e wolframita relacionados aos litotipos do mesoproterozóico.

Perlongando esse núcleo, tanto ao norte como a sul, assoma um *Cinturão Móvel do Arqueano Superior (Cinturão Itacaiúnas)* com orientação cerca de E-O, envolvendo a região da Serra dos Carajás, compondo importantes terrenos metamórficos de alto a médio grau, seqüências metavulcano-sedimentares de fácies xistos verdes a anfíbolito e sedimentares, os quais foram deformados por um evento transpressional oblíquo, com vergência para Norte e transcorrente, com idades em torno de 2,5-2,6 Ga. Tais terrenos seriam, sem dúvida, uma continuação daqueles existentes no Núcleo Pau D'Arco. Significativos depósitos de ouro, ferro, manganês, cobre, zinco, chumbo, prata e paládio são seus principais bens minerais.

Consoante os dados de campo e geocronológico admite-se a existência de um "overprint" de um evento do Paleoproterozóico, em torno de 2,0 –2,25, em terrenos arqueanos, com orientação cerca de E-O na região do rio Xingu (*Cinturão Bacajá*), a Sul do rio Amazonas, e NO-SE, ao Norte do rio Amazonas, na região do Paru-Jari, (*Cinturão Tumucumaque*) na zona limdeira com o Estado do Amapá. É evidente a presença de um evento compressivo oblíquo, com transportes para norte e nordeste. Como destaque merece citação a presença de seqüências metavulcano-sedimentares bem identificadas na serra Três Palmeiras a sul e do Ipitinga ao norte, cujos dados geocronológicos indicam valores de 2,25 Ga, porém com embasamento de idade arqueana retrabalhada no paleoproterozóico. Em tais regiões é marcante a presença de ouro, tanto primário como secundário, além de manganês e sulfetos, amíude, ligados às seqüências metavulcano-sedimentares

A presença de tal evento do Paleoproterozóico se faz sentir no oeste do estado, região do rio Tapajós porém com orientação cerca de NNO-SSE e vergência para Nor-nordeste e idades em torno de 2,1 Ga. Manifesta-se por seqüências metavulcano-sedimentares em um embasamento dominado por gnaisses de origem ortoderivada de composição granodiorítica-tonalítica. Esta região abriga importantíssimos garimpos de ouro, sendo um dos mais importantes do país.

As **Coberturas do Mesoproterozóico** dispõem-se, principalmente, na fração centro-ocidental do Estado, as quais se manifestam sob a forma de extenso vulcano-plutonismo de caráter félsico a intermediário, calci-alcálico, com fácies alcalino, porém com corpos máficos subordinados representativos de um amplo arco magmático do mesoproterozóico. Compõe-se por granitóides intrusivos de dimensões batolíticos e derrames de rochas vulcânicas resultado de zonas convergentes, e vulcano-sedimentares e granitos anorogênicos, em ambiência intraplaca. Sedimentos exibindo deformação rúptil e menos

freqüentemente rúptil-dúctil, em algumas áreas mostrando dobramentos abertos e descontínuos (Chapada do Cachimbo). Importantes depósitos auríferos associam-se também a cassiterita, columbita-tantalita. Ocorrências de diamante e boas perspectivas para pedras coradas.

O **Cráton São Luís**, em relação ao Ciclo Brasileiro, dispõe-se no quadrante nordeste do estado ocupando uma área restrita. O embasamento é tipificado por metamorfitos, seqüências e intrusivas do Paleoproterozóico. O principal bem mineral ligado a esses litotipos é o ouro..

Cinturões Móveis do Neoproterozóico, 570 s 110 Ma, ocorrem na porção oriental do Estado, compondo dois importantes cinturões de orientação, aproximadamente, meridiana.: um disposto no rio Gurupi e ou outro na mesopotâmia Araguaia-Tocantins. O primeiro tem seus protólitos originários do Paleoproterozóico e o segundo ao Neoproterozóico e representam-se por metassedimentos intensamente cisalhados no Ciclo Brasileiro. Diamantes e pedras coradas são freqüentes na região dos rios Araguaia e Tocantins, ao passo que o ouro está sempre presente na região do rio Gurupi.

As **Coberturas do Fanerozóico** distribuem-se na porção central do território paraense ocupando uma faixa extensa, cerca de E-O, perlongando a calha do rio Amazonas e ampliando-se para leste até os limites dos estados do Maranhão e Tocantins. Representam-se por sedimentos paleozóicos e meso-cenozóicos das sinéclises do Amazonas e Parnaíba. No Mesozóico houve a implantação de um evento distensivo retratado no Juro-Triássico por intrusivas básicas sob a forma de lopólitos, soleiras e diques e no cretáceo pela implantação das bacias do Marajó, Bragança-Viseu e São Luís. Com respeito ao Cenozóico assomam sedimentos terciários e quaternários nos quais são marcantes a reativação de antigos falhamentos exibindo relevantes condicionamentos estruturais, com transcorrências destras NE-SO e ENE-OSO e falhamentos normais N-S, em especial ao longo dos arcos Gurupá, Monte Alegre, Tocantins e Xambioá, resultando em uma série de morfoestruturas do tipo pull-apart. O principais bens minerais relativos a essas unidades são retratados por bauxita, caulim, hidrocarbonetos e material para construção com respeito ao meso-cenozóico No que tange ao Paleozóico existem possibilidades econômicas para depósitos de evaporitos e hidrocarbonetos.

Considerações Finais

Pelo exposto conclui-se, mais uma vez, sobre a vocação do Estado do Pará para abrigar depósitos minerais em razão da presença de metalotectos na concentração dos mesmos, quiçá dos mais promissores em termos nacionais, necessitando, todavia, de maiores estudos geológicos, em diferentes escalas, em especial , na região jacente ao norte do rio Amazonas..

Referências Bibliográficas

Collyer, T. A. et al. . – 1995. Mapa Gemológico do Estado do Pará. Convênio SEICOM/ DNPM,SUDAM/ IBGE.

Lima, M. I. C. – 1996 – Esboço Geológico-Tectônico do Estado do Pará. Anais 39º Congr. Brás. Geol. V.1,p.83-86. Salvador.

Geologia da Folha SC.21 – Juruena

Mário Ivan Cardoso de Lima (mariovan@ibge.gov.br); Francisco Armando de Jesus Fonseca Coelho (fcoelho@ibge.gov.br); Pedro Edson Leal Bezerra (pedson@ibge.gov.br)
IBGE - Divisão de Geociências do Norte (www.ibge.gov.br)

Introdução

O IBGE, através Diretoria de Geociências, assinou um contrato de prestação de serviços com a Comissão de Implantação do Sistema de Controle do Espaço Aéreo (CISCEA), responsável pela execução do Projeto SIVAM (Sistema de Vigilância da Amazônia), que, tendo como referencial as interpretações na escala 1: 250 000 do acervo do Projeto RADAM, objetiva a conversão para meio digital das informações sobre recursos naturais da Amazônia, devidamente atualizadas e estruturadas em um Sistema de Informações Geográficas. Para a execução dos trabalhos na área da Amazônia Legal foi dividida em 6 blocos de cartas na escala 1:250 000, senodo que o Bloco IV, recentemente concluído corresponde pelo CIM, as folhas SC.21-Juruena, SD.21 – Cuiabá, SD.20-Guaporé, SE.21- Corumbá . Este trabalho sumariza os resultados obtidos sobre a Geologia da Folha SC.21 – Juruena, que ocupa um área de cerca 290 000 km², na região amazônica, envolvendo , principalmente o Estado do Mato Grosso e parcelas dos estados do Pará e do Amazonas.

Geologia da Folha SC.21 – Juruena

A Folha SC.21 – Juruena insere-se no âmbito das Províncias Estruturais Amazônia de Lima (1994), e Paraná, de Almeida et al. (1977).

Província Estrutural Amazônia - corresponde geotectonicamente ao Craton Amazônico e, na área da Folha SC.21-Juruena, segundo conceituação de Lima (op. cit.), encontra-se o limite entre duas subprovíncias estruturais o qual pode ser traçado segundo uma linha de direção NW-SE que atravessa diagonalmente a área e divide os seus terrenos proterozóicos em dois domínios tectônicos distintos em que o posicionado a norte corresponde a Subprovíncia Estrutural Amazônia Central, e o do sul de Subprovíncia Estrutural Amazônia Centro-Occidental. Este limite tectônico se materializa através de cavalgamentos dúcteis ora frontais, de direção E-W, ora oblíquo-destrais, de direção NW-SE, evidenciando transporte tectônico de norte para sul.

O embasamento da Subprovíncia Estrutural Amazônia Central é retratado por um amplo Arco Magmático de idade em torno de 2,0 a 1,8 Ga, tendo como unidade mais antiga a Suite Intrusiva Creporizão formada por granitóides tardicinemáticos intrusivos, predominando sieno a monzogranitos com termos granodioríticos e tonalíticos, milonitizados. As unidades de cobertura, relacionadas a eventos distensionais paleo e mesoproterozóicos desta sub-província, são

representadas por granitóides calci-alcálicos da Suite Intrusiva Juruena, vulcânicas calci-alcálicas, de composição félsica a intermediária do Grupo Iriri e da Formação Colider, granitos alcálicos e calci-alcálicos, pós-tectônicos, da Suite Intrusiva Teles Pires e das Alcálicas do Rio Cristalino. Seguem-se a seqüência vulcano-sedimentar da Formação Braço Sul e principalmente sedimentar clástica e vulcanoclástica, com alguma contribuição vulcânica, do Grupo Beneficente, 1,7 a 1,6 Ga e da Formação Prainha, que preenchem gigantescos grabens desenvolvidos durante as fase distensionais. Merece ressaltar que essas unidades de cobertura sedimentar exibem dobramentos de grande amplitude e descontínuos, mostrando a existência de uma fase de inversão fraca a moderada de âmbito regional, que reativaram as falhas normais como cavalgamentos, mormente no bordo sul do Graben do Cachimbo, e em todo o contorno do Graben dos Caiabis. Destacam-se, no Grupo Beneficente, em Cachimbo, amplos domos (Domo de Sucunduri) e dobramentos ligados a uma fase transpressional dextral com falhas orientadas segundo E-O.

Dados geocronológicos evidenciam valores em torno de 2,0 Ga para a Suite Intrusiva Creporizão, enquanto que para a Suite Intrusiva Juruena as idades giram em torno de 1,8 Ga. Por sua vez, as rochas vulcânicas mostram valores díspares, sugerindo que as mesmas foram colocadas em épocas distintas. O Grupo Iriri mostra idade de 1,9 a 1,97 Ga, ao passo que a Formação Colider mostra valores de 1,8 Ga e a Formação Roosevelt com 1,75 a 1,8 Ga, fato que parece evidenciar a existência de pelo menos dois paroxismos vulcânicos. (Vasquez 1998; Lamarão 1999; CPRM 2001).

A Subprovíncia Estrutural Amazônia Central mostra como grande particularidade a presença de depósitos auríferos, primários e secundários, sugerindo uma continuidade física dos mesmos desde a região de Tapajós (PA) até a região de Alta Floresta e Peixoto de Azevedo (MT), essas duas últimas com produção no período de 1980 a 1998 de 125,8 ton de Au (CPRM, op. cit.). Por sua vez, nas rochas vulcânicas destaca-se um exemplo bem significativo de ouro ligado a mineralização de sulfetos de cobre, em um importante zona de cisalhamento na região de Serra Formosa.

Por sua vez a Subprovíncia Estrutural Centro-Ocidental mostra um contexto geológico bem distinto no que concerne ao seu embasamento. Nesta dominam terrenos de alto grau constituídos pelos complexos Nova Monte Verde, Fazenda Mogno, Colorado e a Suite Intrusiva São Pedro (CPRM, 2001). O Complexo Nova Monte Verde envolve ortognaisses de composição granítica a tonalítica, supracrustais e granulitos, enquanto o Complexo Fazenda Mogno envolve rochas de fácies granulito a anfíbolito alto. O Complexo Colorado é representado essencialmente por supracrustais, enquanto a Suite Intrusiva São Pedro representa-se por granitóides sin a tardi-tectônicos de composição granítica a tonalítica. Uma particularidade do embasamento dessa subprovíncia e a presença de uma foliação cerca de E-O, amiúde com mergulho para Norte e uma lineação de estiramento com mergulho para Norte, evidenciando a presença de empurrões com

direção de transporte para Sul. Segundo informação verbal do Prof. Jayme Leite da UFMT, os granulitos de Tabaporã-MT, indicaram valores de 1,92 Ga. , na porção sudoeste da folha , assim como 1,97 Ga em rochas gnaissicas na porção noroeste da mesma, sendo os únicos dados geocronológicos do embasamento.

Como na outra subprovíncia, tais unidades do embasamento são cobertos ou cortadas por uma associação vulcano-plutônica, relativas ao arco magmático já referido, e encobertas por seqüências vulcanossedimentares constituintes do Grupo Caiabis, representado pela Formação Dardanelos (seqüência clástica) e pela Formação Arinos (efusivas básicas) com idades K-Ar entre 1200 e 1400 Ma. Granitóides pós-tectônicos são aqui denominados de Suite Intrusiva Serra da Providência, com textura rapakivi, ao qual se associam as vulcânicas ácidas a intermediárias da Formação Roosevelt.

Nesta subprovíncia apesar de seus metalotetos favoráveis os bens minerais ainda não foram devidamente explorados, porém apresentam as mesmas possibilidades encontradas na subprovíncia Amazônia Central. Mais uma vez são citados a presença de sulfetos maciços de Zn-Pb, associados as rochas vulcânicas, a 14 km ao norte de Aripuanã .

Província Estrutural Paraná – Representada por sedimentos paleozóicos da Formação Fazenda Casa Branca (Scandollara, 1999) de idade carbonífera e cretáceos da Formação Utiariti em marcante discordância angular e erosiva com relação a Província Estrutural Amazônia. Constitui-se pela Chapada dos Parecis , a qual é capeada por coberturas terciárias detrítico-lateríticas relativas ao Neogeno e Paleoceno e quaternárias do Pleistoceno.

Considerações Finais

O trabalho de atualização efetivado pelo IBGE para o Projeto SIVAM no âmbito da Folha SC.21 – Juruena possibilitou destacar as potencialidades metalogenéticas das unidades jacentes, a carência de trabalhos em determinadas regiões e a necessidade de melhor estudo em determinados alvos tanto os de embasamento como os de cobertura. Destaca-se nesse contexto a Chapada do Cachimbo, que pela sua distribuição espacial, estruturas exibidas e metalotetos existentes e definidos, poderá em futuro próximo se tornar uma província metalogenética tão importante quanto a da região de Carajás no sul do Pará, embora distinta em termos de ambiente geológico, e portanto dos bens minerais potencialmente prospectáveis. Por outro lado, ficou marcante a definição de um embasamento bem distinto entre as subprovíncias Amazonia Central e Centro-Occidental, que parecem representar blocos geotectônicos relacionados através de um processo colisional Paleoproterozóico, marcados por cavalgamentos frontais E-W e oblíquo-destrais de direção NW-SE, inclinados respectivamente para norte e nordeste, indicando transporte tectônico de norte para

sul, ou seja, com a Subprovíncia Amazônia Central representando o bloco cavalgante. Finalmente, foi possível também mostrar a continuidade dos terrenos geológicos da região do Tapajós até a região do Teles Pires, fato já comprovado em termos de mineralizações.

Referências Bibliográficas

- LAMARÃO,C.N.; DALL'AGNOL,R.; LAFON, J.M.; LIMA,E.F.; 1999. As associações vulcânicas e plutônicas de Vila Riozinho e Moraes Almeida, Província Aurífera do Tapajós, SW do Estado do Pará. In: Simp. Sobre Vulcan. e Amb. Assoc., 1., Bol. de Resumos... Gramado-RS, SBG, p.93.
- CPRM 2001 Projeto província Mineral Alta Floresta - resultados preliminares. Texto publicado na internet, end. www.cprm.gov.br, 6p. il.
- LIMA, M. I. C – 1994 - Anais do 38 Congr. Bras. Geol. Camboriú-SC, v.2, p. 410-411\
- SCANDOLARA, J. et al. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondônia. Brasília, CPRM, 1999. Publ. Em CD-ROM.
- SILVA,G.H., LEAL,J.W.L., MONTALVÃO,R.M.G.; BEZERRA, P.E.L.; PIMENTA, O.N.S.; TASSINARI, C.C.G.; FERNANDES, C.A.C. 1980. Geologia. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia, DNPM, Projeto Radambrasil. Folha SC.21, Juruena. Rio de Janeiro. P.21-116 (Levantamento de Recursos Naturais, v.20).
- VASQUEZ,M.L., KLEIN,L., QUADROS,M.L.E.S., BAHIA,R.B.C., SANTOS,A., RICCI,P.S.F., SACHETT,C.R., SILVA,C.M.G., MACAMBIRA,M.J.B., 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós. Novos dados geocronológicos. In: Simp. Geol. Amazônia, Bol. de Resumos... Manaus, SBG, p.471-474.

Discussão do Termo Uatumã-Iriri, Região Norte do Estado de Mato Grosso – Brasil.

Pinho, Márcia. A. S. B.¹; Pinho, Francisco E. C.¹, Quadros, A. P.² e Chemale, Jr. F.³

1. UFMT/DRM, Cuiabá-MT. mapabarros@yahoo.com, aguapei@yahoo.com
2. UFMT/DGG. Cuiabá-MT. Alfamata@brhs.com.br
3. UFRGS. Porto Alegre-RS. Chemale@if.ufrgs.br

Introdução

A área estudada está localizada na região norte do estado de Mato Grosso, porção ocidental sul do Cráton Amazônico (Fig.01). O grande vulcanismo ácido explosivo que ocorre na região norte do estado de Mato Grosso abrangendo o estado do Pará e do Amazonas têm sido considerado até o momento como pertencentes a unidades do Grupo Uatumã. Cada vez torna-se mais claro entretanto a não cogeneticidade destas rochas. Publicações recentes contendo descrições mais detalhadas de algumas áreas incluídas no Grupo Uatumã têm sido apresentadas e idades diferenciadas têm surgido (Coutinho, 1998, Teixeira 1998, Moura, M (1998), Dall 'Agnoll 1999, Lamarão 1999, Reis e N. 1999 e Payoela, 1998, Dessa forma o objetivo deste trabalho é contribuir com o conhecimento deste Grupo na região norte do estado de Mato Grosso. Para tal, é realizada uma revisão dos dados geocronológicos mais atualizados (U/Pb), sendo também apresentadas novas idades para a região da Serra do Cachimbo (BR-163) no norte de Mato Grosso.

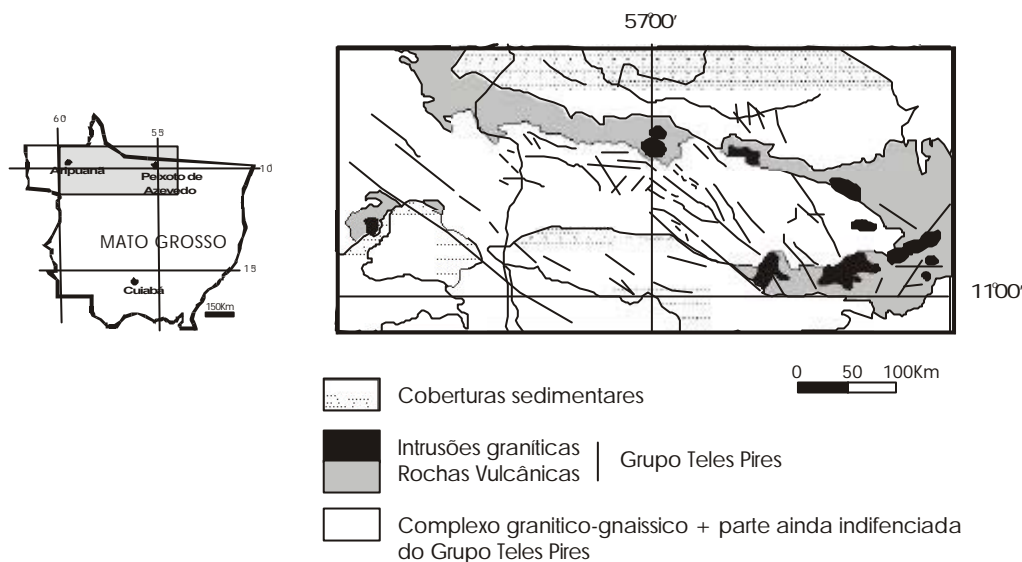


Figura 1: Mapa geológico esquemático da região norte do estado de Mato Grosso e Mapa de localização.

Revisão da Geologia

Silva et al (1974) dividem o grupo Uatumã no estado de Mato Grosso em Formação Iriri, Granito Teles Pires e Sienito Canamã. Descrevem a Formação Iriri como constituída exclusivamente por rochas vulcânicas ácidas: riolitos, riodacitos, ignimbritos e raros andesitos. Denomina de Granito Teles Pires corpos intrusivos subvulcânicos, circulares, cratogênicos associados ao vulcanismo ácido Iriri. A Formação Iriri foi posicionada por Souza, 1979 como a unidade basal do Grupo Uatumã, que descreve esta formação como composta essencialmente por riolitos, tufos ácidos e andesitos propilitizados. Considera os plutonitos que ocorrem na região como corpos circulares de dimensões variadas pertencentes a unidade Teles Pires

Santos et al (2000) ressalta em seu trabalho o seguinte: " O magmatismo Uatumã é o produto de um processo anorogênico que ocorreu entre 1880-1870 Ma envolvendo fusão parcial de fonte crustal arqueana. As rochas com estas características correspondem a Formação Iriri, Iricoumé e parte dos grupos Surumu, e estão restritas a Província Amazônia Central. Outras vulcânicas calci-alcalinas com idade e origem distinta não devem ser incluídas no Grupo Uatumã."

Na região norte de Mato Grosso. Estas rochas vulcânicas foram reconhecidas por Almeida e Nogueira Filho (1959) no vale do Rio Aripuana, quando as denominaram de Quartzo-Pórfiro do Aripuanã, posicionando-as abaixo do Grupo Beneficente. Posteriormente Silva et al. (1980) em mapeamento geológico para o Projeto RadamBrasil, consideraram como Grupo Uatumã esta associação de rochas na região norte do estado de Mato Grosso, tendo sido a unidade vulcânica relacionada à Formação Iriri e os granitos intrusivos denominados de Granitos Teles Pires.

Recentemente, Lacerda Filho et al. (2001), em mapeamento geológico realizado para a CPRM considerou como Suíte Vulcânica Colider (SVC) os riolitos, riodacitos, andesitos, tufos e brechas, de natureza calci-alcalina, os quais bordejam as porções sul da Serra do Cachimbo e norte da Serra dos Apiacás, formando extensas e contínuas faixas com direção NW-SE. Denominou de Suíte Intrusiva Teles Pires os granitos porfíricos, vermelhotijolo, localmente com textura rapakivi e com fluorita, intrudindo a SVC e os granitos do tipo Juruena.

Geocronologia

Basei (1977) baseado em idades Rb-Sr diidiu as rochas vulcânicas do Grupo Uatumã em quatro unidades: Iriri (1765 ± 16 Ma), Iricoumé (1790 ± 20 Ma), Teles Pires (1680 ± 13 Ma) e Surumu (1860 ± 28 Ma). Posteriormente com dados U/Pb mais precisos Santos et al,

(2001) redividiu em: Iriri (1870±8Ma), Iricoumé (1862±7Ma), Teles Pires (1740±12Ma) e Surume (1960±6Ma). Nestes últimos dois anos vários novos dados geocronológicos U/Pb foram publicados para estas rochas na porção norte do estado de Mato Grosso (tabela 1).

Novos dados de idade U/Pb em zircão pelo método convencional, executados no Laboratório de Geoquímica Isotópica da Universidade do Kansas são apresentados neste trabalho. Neste trabalho foram analisadas duas amostras da região de Guarantã do Norte-MT.

A amostra 1 corresponde à seqüência vulcânica composta por riolitos, riodacitos, andesitos, tufos e brechas, de natureza calci-alkalina. Mais especificamente a amostra analisada representa derrames riolíticos da qual foram analisados cinco zircões individuais que revelaram uma idade de 1769 ± 1.6 Ma. (Figura 2a)

A amostra 2 representa as intrusões graníticas nestes vulcanitos, representadas pelos granitos Teles Pires. A presente amostra constitui um granito porfirítico fino amostrado no leito do Rio Braço Norte (Balneário Braço Norte) na cidade de Guarantã do Norte. Para esta amostras foram analisados sete grão que revelaram uma idade de 1779 ± 5.3 Ma. (Figura 2b)

Tabela 1: Dados U/Pb publicados para a área.

Autor	Unidade	Idade
JICA/MMAJ	Vulcânicas félsicas	1786±16 Ma
Neder et al. 2000	Vulcânicas em Aripuanã	1762±6 Ma
Neder et al. 2000	Granito em Aripuanã	1755±5 Ma
Santos et al. 2000	Teles Pires	1740±12 Ma
Lacerda Filho et al. 2001	Granito em Terra Nova do Norte	1757±16 Ma.
Pinho, Márcia et al. 2001	Vulcânicas região do Moriru	1796±3 a 1773±9 Ma
Pinho, Márcia et Al. 2001	Granitos-gnaisses	1761±6 Ma

Discussões

Considerando-se a grande quantidade de dados U/Pb já existentes para as rochas até então relacionadas ao Supergrupo Uatumã na região norte do estado de Mato Grosso, e considerando-se que todas as idades estão no intervalo entre 1.80 Ma e 1.74.Ma, tanto para as rochas vulcânicas como para os corpos graníticos associados a este vulcanismo, sugere-se aqui que o termo Formação Iriri deixe de ser utilizado na região, e que seja adotado o termo Magmatismo Teles Pires sugerido por Basei (1977). O magmatismo Teles Pires fica então caracterizado como a associação de rochas Vulcânicas-plutônicas calci-alkalinas a alto potássio associadas com basaltos toleíticos continentais (moderadamente alcalinos)

formadas no período de 1,74 a 1.80 Ma com assinaturas de Epsilon Nd entre -3 e +3, (Pinho et al, 2001) o que sugere uma fonte relativamente juvenil para estas rochas.

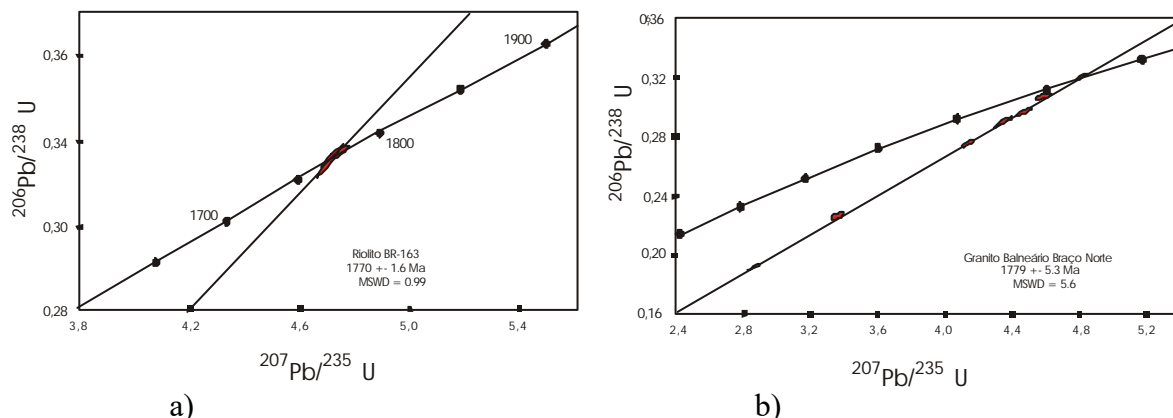


Figura 2: Diagramas de idades U-Pb. Em a) rochas vulcânicas, em b) granitos

Referências

- Almeida, F.F de & Nogueira Filho, J. 1959. Reconhecimento Geológico no rio Aripuanã. Bol. Div. Geol. Min. RJ. (199):1-43
- Basei, M. A. S. 1977. Idade do Vulcanismo ácido-intermediário na região Amazônica. USP. Dissertação de Mestrado. 133p.
- Coutinho, M.G. do N (1998) XL Congr. Bras. Geol. Belo Horizonte p.160
- Dall'Agnol et al (1999) – 1 Simp. Vulc. Amb. Associados – Boletim de Resumos p.31
- JICA/MMAJ. 2000. Report on the mineral exploration in the Alta Floresta Area, Federative Republic of Brazil, phase II. JICA. Japan n.6, 521p.
- Lacerda Filho, J. V. et al. 2001. Geocronologia U-Pb e Sm-Nd da região de Alta Floresta, Norte de Mato Grosso. Workshop-Geology of SW Amazonian Craton: state of the art -SaoPaulo-Brazil.
- Lamarão, C. N., Dall'Agnol, R., Lafon, J. M. e Lima, E. F. 1999 As associações vulcânicas e plutônicas de Vila Riozinho e Moraes Almeida, Província Aurífera do Tapajós, SW do estado do Pará. 1 Simp. Vulc. Amb. Associados – Boletim de Resumos p.93
- Moura, M.A 1998. O maciço granítico de Matupá no depósito de ouro Serrinha (MT): petrologia, alteração hidrotermal e mineralogia. Tese de doutorado-UNB.
- Neder, R., Figueiredo, B. R., Beaudry, C., Collins, C. and Leite, J. A. D. 2000. The Expedito Massive sulfide deposit, Mato Grosso. RBG. V.30(2):222-225.
- Payolla, B.L. et al (1998) – XL Congr. Bras. Geol. – Belo Horizonte pag.39
- Silva et al (1974) – Anais do 28º Congr. Bras. Geologia V.4 – p.309-320
- Souza et al (1979) – Projeto São Manoel. Relatório Interno Convênio DNPM/CPRM.
- Pinho M.A.S.B, Lima E.F, Fetter A. Schumus R.V, Chemale F.Jr, 2001 Caracterização Petrográfica e Dados Geocronológicos Preliminares das Rochas Vulcânicas da Formação Iriri – porção Centro-Sul do Cráton Amazônico, Aripuanã – Mato Grosso – Revista Brasileira de Geociências Vol. 31 p.1-5
- Pinho, M. A. S. B., Van Schmus, W. R., e Chemale F. J. 2001 Nd Isotopic compositions, U-Pb age and geochemistry of Paleoproterozoic magmatism of the Southwestern Amazonian Craton, Mato Grosso, Brazil.- Workshop-Geology of SW Amazonian Craton: state of the art -SaoPaulo-Brazil.
- Santos J.O.S.; Hartmann L.A.; Gaudette H.E.; Groves D.I.; McNaughton N.J.; Fletcher I.R. 2000. A New understanding of the Porvinces of Amazon Caron Based on integration of Field Mapping and U-Pb and Sm - Nd Geochronology. Gondwana Research, v3-n4.
- Silva G. H., Leal, J. W. L., Salum, O. A. L., Dall'Agnol, R., Basei, M. A. S. 1974. Esboço geológico de parte da Folha SC 21 Juruena. In: CBG, 28. Porto Alegre-RS. Anais. V.4 p.309-320.
- Silva G. H., Leal, J. W. L., Montalvão, R. M. G. de et al. 1980. Geologia. In: Brasil. MME/DNPM. Projeto RadamBrasil. Folha SC 21 Juruena. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais V.20)
- Teixeira et al (1998) – IGCP 426 – Field Guide and Proceedings Volume Wisconsin – EUA p.178

Relações Entre Coberturas Siliciclásticas da Formação Rio Fresco e Vulcanoclásticas do Grupo Igarapé Bahia (Carajás/PA)

José Batista Siqueira*,**

José Luzimar do Rêgo**

Benevides Aires Filho**

**Companhia Vale do Rio Doce (lrego@cvrd.com.br)

*Centro de Ciências-Departamento de Geologia - UFC (jbs@ufc.br)

1. Introdução

O depósito de Cu/Au do Igarapé Bahia foi descoberto através de um programa de reconhecimento geológico-geoquímico desenvolvido na bacia do Igarapé Bahia, visando à investigação de anomalias geofísicas reveladas por levantamentos aeromagnéticos executados na região de Carajás em 1973 e 1974. Entretanto diversos projetos e campanhas de prospecção têm sido desenvolvidas nas áreas vizinhas a esse depósito. Porém as coberturas siliciclásticas da Formação Rio Fresco junto com outros fatores constituem significativas restrições aos trabalhos de prospecção.

A seguir serão abordados aspectos que visam alcançar o entendimento das relações entre essas unidades, as quais se consideradas poderão facilitar os trabalhos prospectivos nessa região.

2. Relações entre unidades litológicas

Foi decidido concentrar esforços no entendimento da relação entre as coberturas siliciclásticas da Formação Rio Fresco e as vulcanoclásticas do Grupo Igarapé Bahia, visto que esse tema tem sido objeto de discussões tanto no meio científico através de trabalhos desenvolvidos na área, como no âmbito da exploração onde diversos colegas têm-se questionado quanto a validade ou não de prospectar nos locais de ocorrência das rochas representantes da Formação Rio Fresco, visto tratar-se de uma unidade constituída essencialmente por rochas siliciclásticas estéreis, e que configuram uma espécie de selo sobre outras unidades eventualmente portadores de mineralizações a exemplo do Grupo Igarapé Bahia (DOCEGEO, 1988) e Seqüência Breves (RÊGO et al., 2001).

Através de furos de sondagem e mapeamentos sistemáticos de detalhe conduzidos ao longo da evolução da cava de desmonte do minério oxidado na Mina do Igarapé Bahia, foram expostas seções que permitiram esclarecer as relações entre essas unidades. Os dados de campo obtidos na cava do corpo em lavra denominado acampamento norte, permitem caracterizar a existência de uma discordância entre a Formação Rio Fresco e o Grupo Igarapé Bahia, a qual é marcado pela postura com mergulho para noroeste da seqüência siliciclástica da Formação Rio Fresco, que sobrepõe-se a seqüência vulcanoclástica do Grupo Igarapé Bahia, o qual apresenta-se com mergulho para sudeste Fotos (1 e 2).

Através da medida sistemática de atitudes da estratificação dos metarenitos representantes da cobertura siliciclástica da Formação Rio Fresco foram obtidos os parâmetros N58E/41NW para direção e mergulho, e para as vulcanoclásticas do Grupo Igarapé Bahia foram determinados N38E/68SE (Figuras 3 e 4).

3. Considerações finais

As referidas evidências demonstram a existência de uma discordância estrutural e litológica entre a cobertura siliciclástica da Formação Rio Fresco e a seqüência vulcanoclástica do Grupo Igarapé Bahia. Como a Formação Rio Fresco é a unidade mais recente nesse contexto, e por ser estéril em função da baixa reatividade geoquímica, deve ser vista com cuidado, pois ela pode capear um eventual depósito mineral dificultando sua descoberta devido impor restrições aos métodos de prospecção, como também pode surpreender pela possibilidade de poder alojar corpos mineralizados intrusivos em regiões estruturais favoráveis.

4. Referências

- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. XXXV Congresso Brasileiro de Geologia. Anexo aos anais. Província Mineral de Carajás. CVRD.SBG. p. 11-54.
- RÊGO, J.L.; NUNES, A.R.; STEVANATO, R.; FERREIRA, F.J.F.; SIQUEIRA, J.B. 2001. Aplicação do método da Polarização Induzida Espectral (SIP) na descoberta do Depósito Breves, Província Mineral de Carajás-PA.

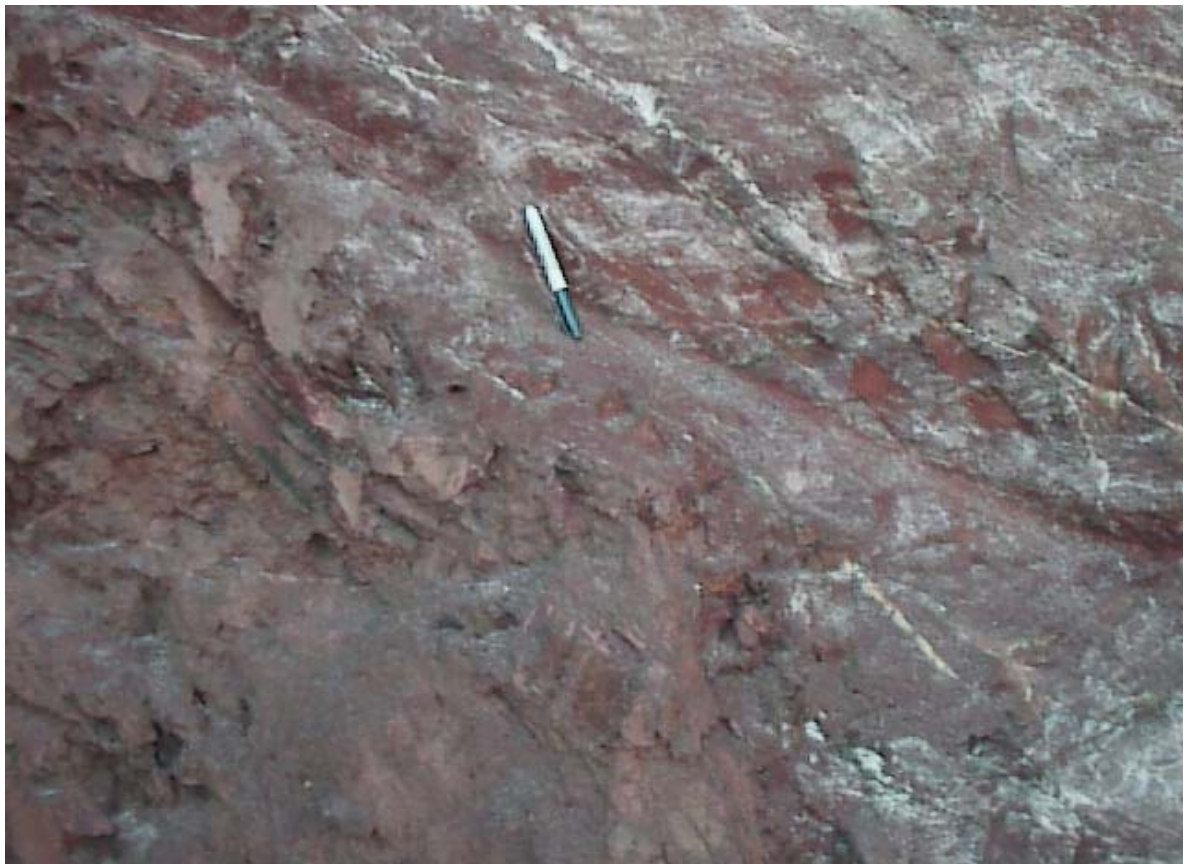


Figura 1- Discordância entre os metarenitos e vulcanoclásticas com mergulho para sudeste.



Figura 2 – Detalhe da estratificação nos metarenitos mergulhando para noroeste.

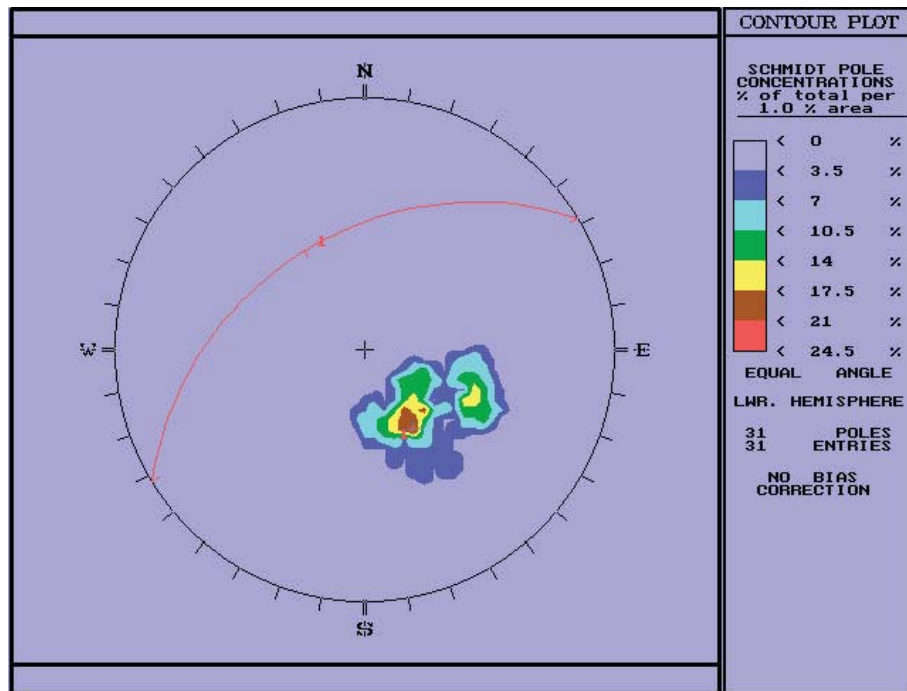


Figura 3- Plano médio e pólo da estratificação dos metarenitos (N58E/41NW).

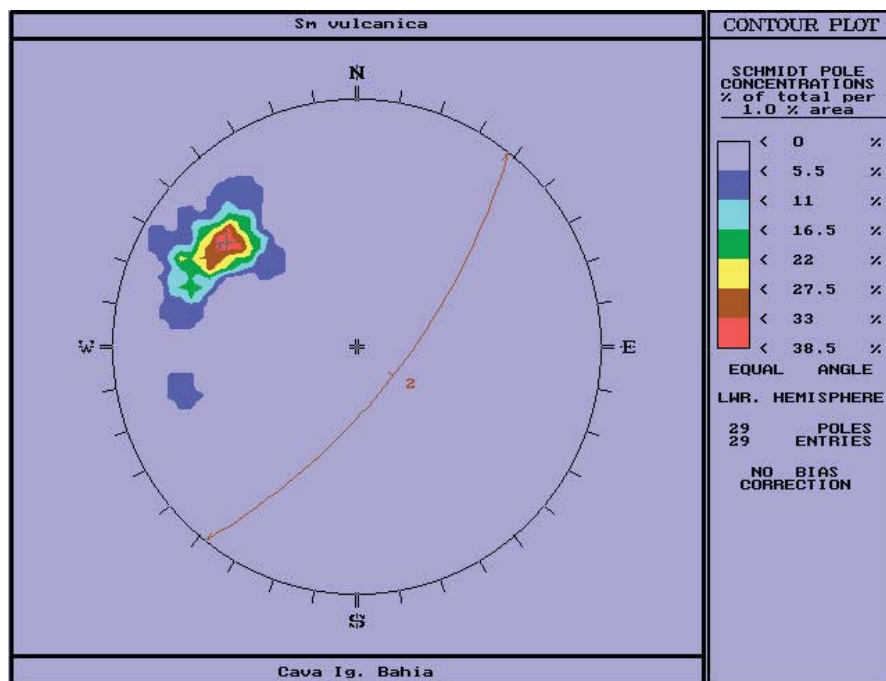


Figura 4- Plano médio e pólo da foliação das vulcanoclásticas (N38E/68SE).

Exemplos de Aplicação de Métodos Geofísicos à Prospecção de Água Subterrânea no Estado do Pará

José Geraldo das Virgens Alves e José Gouvêa Luiz

Departamento de Geofísica/UFPA, jgvalves@ufpa.br, gouvea@ufpa.br

Resumo

O emprego de metodologia geofísica pode contribuir para a solução de problemas de abastecimento de água, fornecendo indicações sobre a locação e profundidade mais adequadas para a perfuração de poços.

O Departamento de Geofísica/Centro de Geociências/UFPA já realizou levantamentos em 45 localidades do Estado do Pará, sendo 17 em bacias, 6 em bordas de bacia, 3 na Faixa Araguaia, 14 no Craton Amazônico e 5 no Graben Marajó. Apresentamos neste trabalho resultados obtidos em quatro desses levantamentos: Bom Jesus do Tocantins (bacia), Vila de Algodual (costeiro), Palestina do Pará (borda de bacia) e Canaã do Carajás (embasamento).

Introdução

Em muitos casos, o problema de abastecimento de água deve-se ao tipo de captação, que normalmente é superficial. Uma alternativa mais efetiva e de menor custo, é fazer uso também da água subterrânea, através de poços tubulares.

Do ponto de vista hidrogeológico, as áreas dos municípios do Estado do Pará enquadram-se em uma diversidade de ambientes: (a) ambiente de bacia, com uma grande espessura de sedimentos repousando sobre o embasamento; (b) ambiente de borda de bacia, em que a espessura de sedimentos não é tão grande e ainda podem ocorrer intrusões ou derrames ígneos; (c) ambiente de embasamento muito próximo da superfície do terreno; e (d) ambiente costeiro.

O emprego de metodologia geofísica vem contribuindo para fornecer indicações sobre os melhores locais para a construção dos poços e a profundidade mais adequada para captação de água subterrânea.

Neste trabalho serão apresentados os resultados de 4 levantamentos geofísicos realizados em áreas do Estado do Pará, que encontram-se em cada um dos ambientes hidrogeológicos reconhecidos no Estado.

Ambiente de bacia

A Figura 1 mostra a correlação dos modelos geoeletricos obtidos em Sondagens Elétricas Verticais (SEV) realizadas na sede do município de Bom Jesus do Tocantins. A correlação

mostrada na figura permite identificar a distribuição da resistividade na subsuperfície ao longo de um perfil de direção NW-SE, que corta a cidade. Os modelos foram comparados com informações geológicas coletadas na área e permitiram que se identificassem duas camadas com potencialidade aquífera (camadas 4 e 6). A camada 4 aflora em um barranco às proximidades da extremidade NW do perfil, produzindo nascentes que vinham sendo usadas pela FUNASA na antiga captação. Essa mesma camada é explorada por alguns poços de particulares. A FUNASA usou as informações fornecidas pelo levantamento geofísico e perfurou um poço para atingir a camada 6. Essa camada revelou-se um bom aquífero e hoje é utilizada para o abastecimento da cidade.

Ambiente de borda de bacia

Para esse ambiente, escolhemos como exemplo o estudo realizado em Palestina do Pará. Lá aplicou-se o método da eletrorresistividade, cuja interpretação gerou o mapa apresentado na Figura 2, onde é sugerida a região em amarelo como melhor área para a locação de poços. Nessa região, a camada aquífera tem entre 40 e 70m de espessura. O topo apresenta um rebaixamento (sinclinal) localizado a S e SE da área urbana, mergulhando para SE, variando em profundidade de 60 a 130m. O mergulho do topo é concordante com a base da camada com profundidades entre 100 e 180m. Essa geometria assemelha-se a um vale preenchido, propício ao armazenamento de água, constituindo-se em um bom reservatório no local.

Ambiente de embasamento

Apresentamos aqui o levantamento realizado em Canaã do Carajás com o método eletromagnético (sistema MAXMIN) para a definição de fraturas. A Figura 3 apresenta 4 perfis onde é mostrada a posição de cada fratura encontrada. Três poços já foram perfurados sendo obtidas vazões além das expectativas para esse tipo de ambiente hidrogeológico.

Ambiente costeiro

Na Vila de Algodal, localizada na Ilha de Algodal, município de Maracanã, costa nordeste do Pará, grande parte do abastecimento doméstico é feito a partir de poços escavados (tipo amazonas), que usam água do primeiro aquífero. Nos locais onde a interface salina é mais profunda os poços escavados têm maior probabilidade de não atingir a água salgada. Para identificar esses locais, aplicou-se o método do potencial espontâneo (PE) na parte norte da Vila. As medidas de PE estão representadas na forma de mapa de isovalores na Figura 4. Verificou-se durante o estudo que os poços localizados onde os valores de PE são menores do que 10 mV produzem água salobre a salgada. A área onde há maior probabilidade de que os poços escavados não atinjam água salinizada é, portanto, aquela limitada pelos valores maiores que 10 mV (em vermelho na figura).

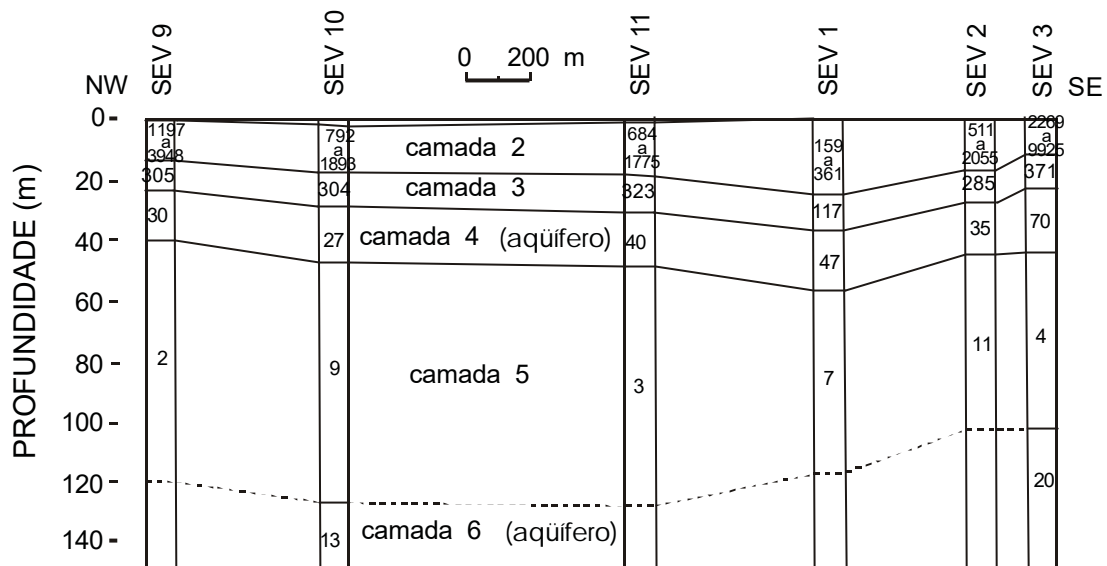


Figura 1 - Seção geolétrica resultante da correlação entre os modelos das SEV em Bom Jesus do Tocantins. Os valores nas colunas representam as resistividades.

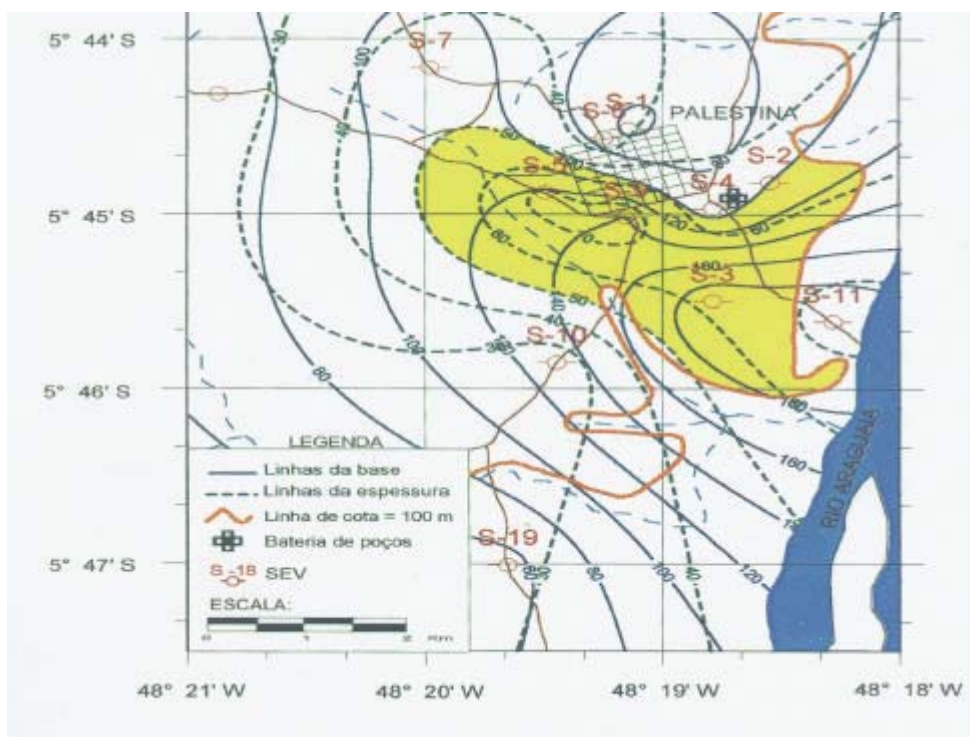


Figura 2 - Mapa mostrando a área apropriada para captação (em amarelo) em Palestina do Pará. Os contornos mostram isolinhas da profundidade da base e de espessura da camada aquífera.

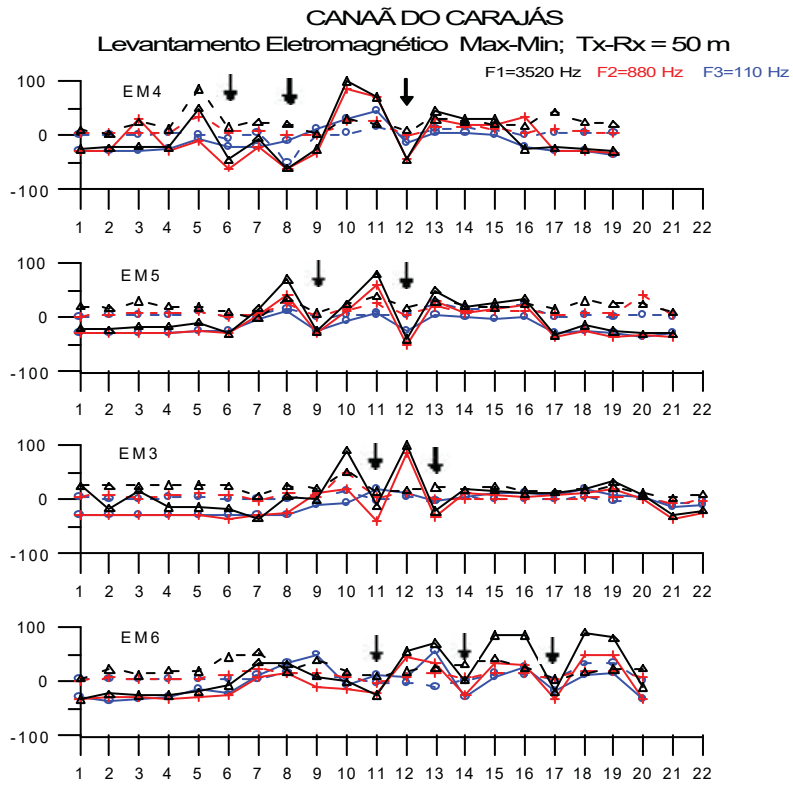


Figura 3 - Perfis eletromagnéticos em Canaã do Carajás. As setas mostram as posições das fraturas.

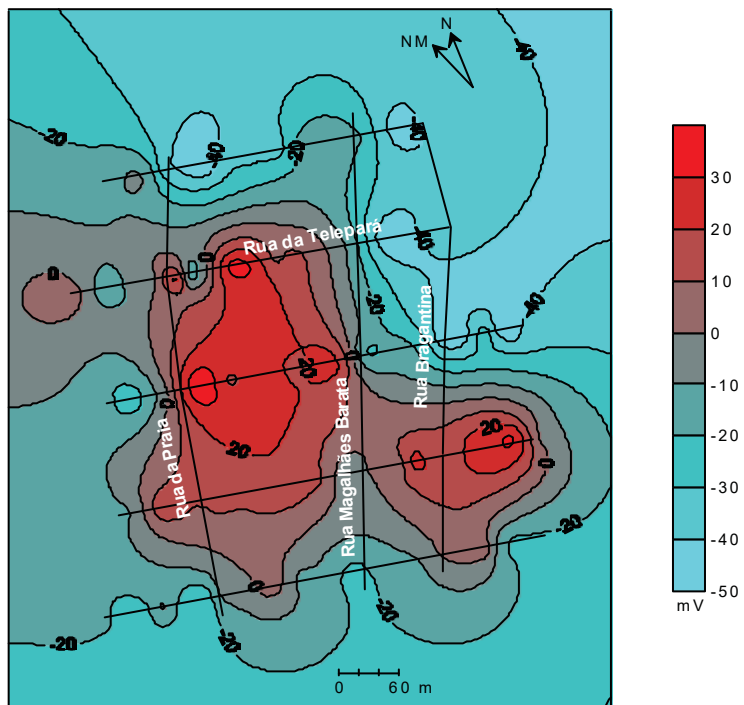


Figura 4 - Mapa de potencial espontâneo na parte norte da Vila de Algodal. As zonas em vermelho (valores maiores que 10 mV) indicam a área de maior profundidade da interface salina.

Carta Potenciométrica do Aquífero Freático de Manaus-AM

Francisco Jaime de Brito¹ & Antonio Henriques Bento²
ljaimebrito@zipmail.com.br – Geólogo & ²bento@netium.com.br - Geólogo – UA

Introdução

Devido a facilidade de aproveitamento e relativa disponibilidade, os recursos hídricos superficiais têm tido a preferência na utilização para diversos fins, sobretudo no Brasil, tais como: abastecimento público, doméstico e industrial; na pecuária, agricultura e aquicultura. Entretanto, eles constituem apenas 0,4% do total de 2,4% de toda a água doce existente na Terra, ao passo que as águas subterrâneas correspondem a 21,5%. Se considerarmos que do total de 2,4% as geleiras constituem 78,1%, observa-se que 98,1% da água doce encontra-se no subsolo e apenas uma pequena parcela de 1,9% na superfície (ALBUQUERQUE FILHO, 1995).

A crescente poluição dos recursos hídricos superficiais em conseqüência do uso e ocupação desordenados do solo juntamente com as intervenções em áreas de escassos recursos hídricos, vêm contribuindo para o incremento da demanda por recursos hídricos subterrâneos.

O conhecimento hidrogeológico de uma área ou região é de grande auxílio na gestão de seus recursos hídricos subterrâneos e no planejamento da ocupação, prevenindo as alterações predatórias nas características dos mananciais subterrâneos e suas conseqüências relativas ao uso e ocupação do solo (SALOMÃO, 1995).

Este trabalho é uma contribuição a este conhecimento na região de Manaus/AM, mediante a elaboração da carta potenciométrica do aquífero freático de Manaus constituindo mais um passo na melhoria da gestão ambiental de seus recursos hídricos subterrâneos (BRITO & BENTO, 2000).

Metodologia de Trabalho

Inicialmente procedeu-se a análise de 175 relatórios de perfuração de poços tubulares profundos e ordenamento das informações necessárias em um banco de dados constando nome do executor, nome e endereço do proprietário, ano de construção, profundidade, vazão, nível estático, nível dinâmico e coordenadas U.T.M. Em seguida, utilizando-se as coordenadas U.T.M. de cada um dos poços selecionados, os mesmos foram plotados na base cartográfica de Manaus, 1:10.000 (CPRM/IMPLAN/1989). Com a localização dos poços em carta planialtimétrica, foram determinadas as altitudes de embocadura que, subtraída dos níveis estáticos, permitiu a obtenção da carga hidráulica do aquífero em cada ponto de localização dos poços selecionados.

Em uma etapa seguinte foram elaboradas as cartas de documentação e potenciométrica com equidistância de 5 metros, utilizando-se o software SURFER-6 versão 2.0 e o software CORELDRAW 8.0 para definição da malha de localização da área.

Análise e Discussão dos Resultados

A carta de documentação (FIGURA 1), apresenta todos os pontos (poços) de informações qualitativas e quantitativas e se fez necessária para elaboração da carta potenciométrica do aquífero freático. A carta de documentação se tornou útil para visualização da densidade de informações, como também na distribuição dos pontos utilizados. Quanto à distribuição geográfica dos pontos na área urbana, podemos observar que as maiores concentrações estão localizadas nas zonas sul, centro-sul (bairros Alvorada e Flores) e leste (Distrito Industrial e bairro Jorge Teixeira) enquanto que as menores concentrações estão entre os bairros São Jorge, Nova Esperança, Ponta Negra,

Na carta potenciométrica do aquífero freático (FIGURA 2) observa-se no destaque em cor verde a delimitação do perímetro da área demarcada pela quantidade de pontos utilizados para a confecção da mesma, bem como as curvas potenciométricas indicativas das zonas de maior ou menor carga hidráulica dentro da área objeto.

As zonas de maior carga hidráulica estão representadas pela cor verde mais claro (quase branco) indicando profundidades do nível freático que ultrapassam 65m. Estas zonas são áreas de recarga, tais como: nordeste (bairro Jorge Teixeira), norte (bairro Cidade Nova), centro (bairro Adrianópolis), noroeste (bairro Tarumã, proximidades do Aeroporto Internacional Eduardo Gomes), oeste (bairro Redenção). Por outro lado, nas zonas de menor carga hidráulica representada na carta potenciométrica pela cor verde mais escuro prevalece as profundidades menores, correspondendo às áreas de descarga que coincidem com o vale dos igarapés que drenam a área urbana da cidade de Manaus. As menores profundidades do nível freático estão situadas ao longo dos Igarapés do Quarenta, Mindú, Franceses, etc. As profundidades do lençol freático até o máximo de 10 metros, estão localizadas nos bairros de Ponta negra, parte do centro da cidade (Av. 7 de Setembro, Rua Marcílio Dias, Av. Getúlio Vargas), centro-norte (Parque Dez), centro-oeste (São Geraldo - Av. Constantino Nery). Nos demais bairros a profundidade do lençol freático é superior a 10m de profundidade. Esta Carta Potenciométrica apresenta estreita relação com a Carta do Nível Freático de Manaus (BENTO, 1998), onde as regiões de menor profundidade do lençol freático correspondem às de menor carga hidráulica da carta potenciométrica, e as regiões de maior profundidade do lençol freático correspondem as regiões de maior carga hidráulica.

Conclusões

A carta de documentação (FIGURA 1) foi de fundamental importância no processo de elaboração da carta potenciométrica, uma vez que fornece uma visão da densidade das informações existentes, importante na busca de novos dados. A carta potenciométrica do lençol freático (FIGURA 2), tem importância prática na locação de poços tubulares profundos, posto que fornece uma visão das áreas de menor profundidade do lençol freático (regiões de menor carga hidráulica) e

áreas de maior profundidade do lençol freático (regiões de maior carga hidráulica). Por outro lado possibilita uma seleção relativa das áreas de maior e menor gradiente hidráulico, posto que maior proximidade das equipotenciais evidenciam maior gradiente, ao passo que maior afastamento das equipotenciais indicam menor gradiente. Assim sendo, a carta potenciométrica mostra-se um excelente instrumento na orientação das locações de obras de captação de água subterrânea uma vez que as transmissividades são inversamente proporcionais aos gradientes hidráulicos. Este trabalho, que cobriu mais de 50% da área urbana de Manaus, poderá ser estendido para outras áreas do município além da área limite deste, dependendo apenas da expansão da base de dados existente mediante a obtenção de novas informações do nível freático em obras de captação e grande parte das sondagens de simples reconhecimento do subsolo.

Referências Bibliográficas

- ALBUQUERQUE FILHO, J. L. Águas Subterrâneas: Problemas asociados al uso del suelo. In: Aspectos Geológicos de Protección Ambiental. Montevideo-Uruguay: Oficina Regional de Ciencia y Tecnología de la UNESCO para América Latina y el Caribe-ORCYT, 1995.
- BENTO, A. H. Mapeamento Geotécnico da Área Urbana de Manaus-AM. Manaus: UA, 1998. Dissertação de Mestrado, Centro de Ciências do Ambiente, Universidade do Amazonas, 1998.
- BRITO, F. J., BENTO, A. H. Contribuição ao Conhecimento Hidrogeológico da Área Urbana de Manaus-AM. Manaus: UA, 2000. Trabalho Final de Graduação, Departamento de Geociências, Instituto de Ciências Exatas da Universidade do Amazonas, 2000.
- IMPLAN. Base Cartográfica da Área Urbana de Manaus-AM - convênio CPRM / IMPLAN (Instituto Municipal de Planejamento Urbano e Informática) - Prefeitura Municipal de Manaus. 1989.
- SALOMÃO, F. X. T. Erosión y la ocupación rural e urbana. In: Aspectos Geológicos de Protección Ambiental. Montevideo-Uruguay: Oficina Regional de Ciencia y Tecnología de la UNESCO para América Latina y el Caribe-ORCYT, 1995.

Diagnóstico da Captação de Água Subterrânea em Porto Velho (RO)

José Cláudio Viégas Campos¹ e Eliomar Pereira da Silva Filho²

¹CPRM- Serv. Geol. do Brasil - Porto Velho – RO email: cprmrepo@enter-net.com.br

²Univ. Federal de Rondônia – UNIR, Departamento de Geografia – email: eliomar@ronet.com.br

Resumo

O presente trabalho apresenta a análise dos dados, a princípio fundamentalmente qualitativos, feita pelos autores, objetivando um maior entendimento da realidade da captação de água subterrânea na cidade de Porto Velho. Através da consulta direta à população (Gestão Participativa), por meio de um questionário, foram geradas informações que auxiliaram a formulação de um diagnóstico geral da situação, e que passam a integrar um banco de dados local, de forma que, tais dados permitirão futuramente a sua utilização no Planejamento e Gestão racional do uso da água subterrânea na cidade de Porto Velho, Rondônia.

Introdução

A cidade de Porto Velho, com quase 300 mil habitantes em sua área urbana, carece em infraestrutura de saneamento básico. Somente 50% de sua população é abastecida de água potável pela CAERD (Companhia de Águas e Esgoto de Rondônia) e 2% é atendida pela rede de esgotamento sanitário, característica bastante comum às cidades da região norte (CAERD, 1997). Apesar de 50% da população urbana ser abastecida de água, este serviço é feito de forma intermitente, o que causa sérios transtornos à população, levando a de maior poder aquisitivo a contratar a perfuração de poços tubulares para complementar ou até mesmo substituir a água fornecida pela CAERD.

Tal demanda fez surgir pequenas empresas com qualidade técnica duvidosa que, concorrendo com baixos preços nos serviços, acabam comprometendo a atuação das poucas empresas com tradição no mercado. Neste cenário caótico, observa-se a perfuração de poços por leigos, sem o respeito às normas técnicas de construção de poços, que podem servir como vetores de contaminação da água subterrânea, como foi evidenciado no trabalho de Bahia (1997).

De modo a dar um diagnóstico da captação de água subterrânea na área urbana de Porto Velho (RO), foi proposto pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM/Residência de Porto Velho, juntamente com a Universidade Federal de Rondônia (UNIR), um questionário a ser aplicado pelos alunos do curso de Geografia do 7º período, onde foram levantadas as informações de mais de 200 poços na área urbana da cidade, possibilitando definir as características construtivas destes (tipo de revestimento, diâmetro, profundidade, dentre outras), bem como o seu regime de exploração feito pela população.

Caracterização da Área

A região onde está situada a cidade de Porto Velho, capital do Estado de Rondônia, possui um clima tropical chuvoso, tipo Aw, segundo a classificação de Köppen, com uma estação relativamente seca nos meses de junho a agosto, denominada regionalmente como “verão”.

Situada à margem direita do Rio Madeira, aproximadamente na latitude 08° 45' S e longitude 63° 55' W, a cidade de Porto Velho (Figura 1) possui uma área urbana de aproximadamente 150 Km² onde vivem cerca de 300.000 habitantes (IBGE, 2000). A pluviosidade e a temperatura média anual são de 2262 mm e 26,7° C, respectivamente, de acordo com a estação meteorológica de Porto Velho (dados de 1954 a 1993), com um excedente hídrico médio de 808 mm, distribuídos ao longo do ano entre o escoamento superficial e a recarga efetiva dos aquíferos (Bezerra, 1996).

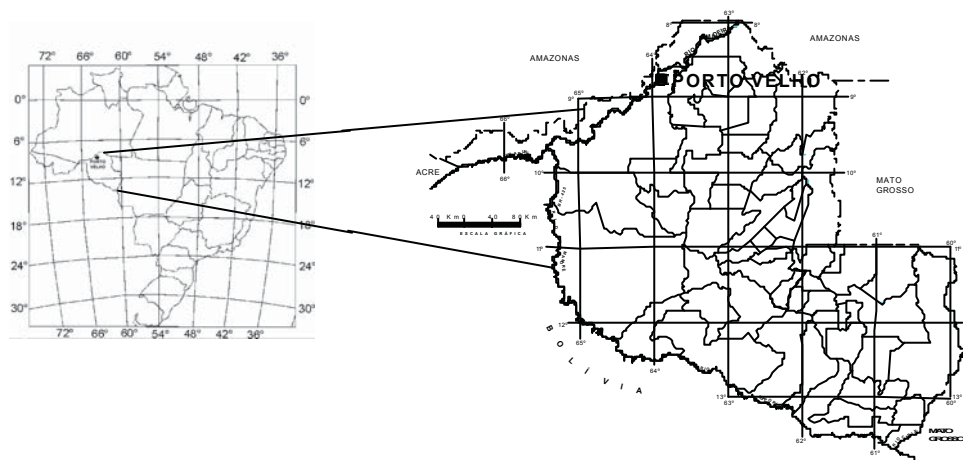


Figura 1 – Localização da cidade de Porto Velho - RO

Arcabouço Hidrogeológico

Na região de Porto Velho ocorrem sedimentos com espessura média de 50 metros, podendo alcançar, em algumas localidades, mais de 110 metros. São depósitos de origem fluvial e colúvio-aluvial bastante heterogêneos, constituídos por intercalações de areia, argila e silte. Esta seqüência, de idade terciário-quadernária, é denominada de Formação Jaci-paraná (Adamy & Romanini, 1990). Os aquíferos da Formação Jaci-paraná possuem uma permeabilidade média de aproximadamente 7 m/dia e os poços que captam sua água possuem uma vazão média de 15 m³/h (Campos, 1998).

O sistema aquífero Jaci-paraná, geralmente, apresenta uma camada argilosa no topo da seqüência, com espessura bastante variável, o que faz levar a crer que tratam-se de aquíferos confinados. Entretanto, em algumas localidades, as lentes e/ou camadas arenosas afloram, o que pode indicar zonas de recarga do aquífero local. Contudo, tal hipótese ainda não pode ser confirmada devido aos poucos dados para atestar a ligação dessas lentes e/ou camadas arenosas com o aquífero local (Campos e Morais, 1999).

Metodologia de Trabalho

Em abril de 2000, o Serviço Geológico do Brasil – CPRM e a Universidade Federal de Rondônia desenvolveram um questionário aplicado pelos alunos do 7º período do curso de Geografia para a população urbana de Porto Velho (RO), como atividade curricular da cadeira “Processos Gemorfológicos”. Foram cadastrados mais de 200 poços, entretanto, após uma análise, selecionaram-se 185.

As informações levantadas através do cadastramento foram: tipo de bomba, tipo de revestimento, existência de relatório de perfuração, empresa perfuradora, data de perfuração, diâmetro, qualidade da água, dentre outras. A pesquisa abrangeu 50 bairros, sendo realizada nos meses de maio e junho de 2000.

Resultados Obtidos

Embora tenham sido selecionados 185 poços, nem todos forneceram informações completas. A partir dos dados levantados, procurou-se traçar um quadro da situação atual da perfuração de poços em Porto Velho.

- Foram obtidas informações de 179 poços quanto ao tipo de bomba. A grande maioria utiliza bomba injetora ou centrífuga (67%), além de submersa (30%) e compressor (3%);
- Apenas 77 (41%) proprietários sabem informar a empresa perfuradora, sendo que somente em 48 (26%) a perfuração foi realizada por empresas legalizadas;
- Aproximadamente 70% dos poços cadastrados foram perfurados a partir de 1996;
- Em 172 poços foi possível obter informações sobre o diâmetro do poço: 4” (50%); 6” (20%); 10” (13%); 8” (10%); 2” (5%) e 12” (2%);
- Em 173 poços, a profundidade varia de 10 a 110 metros, com média de 44 metros;
- As informações sobre a qualidade da água consumida foi respondida por 180 pessoas. A água foi considerada boa por 91% dos moradores, enquanto o restante reclamou de problemas de excesso de Ferro (gosto, manchas nas roupas), salobridade, presença de óleo e/ou gasolina, além de água com odor forte;
- A existência de relatório construtivo somente foi observada em 20% dos poços cadastrados;
- O revestimento foi observado em 177 poços. Dentre estes, 80% são revestidos com tubos de PVC branco, sendo somente 20% com tubos geomecânico azul;
- Somente 66 (36%) moradores souberam dizer a vazão de produção dos poços. Esta varia de 1 a 10 m³/h, com média de 3 m³/h;
- Dentre os 179 poços cadastrados com identificação do estabelecimento, mais de 70% são pertencentes a domicílios e

- 97% dos poços cadastrados possuem tampa.

Conclusões e Recomendações

O cadastramento contemplou uma vasta porção da área urbana, tendo a maior concentração de poços no bairro Nova Esperança (9 poços).

Com base nas informações levantadas, onde grande parte da amostragem está concentrada em residências domiciliares (70%), observa-se que há uma grande perda de informações devido à falta do relatório de perfuração, onde somente 20% afirma possuí-lo. Entretanto, não foi possível observar a qualidade dos dados ali registrados, o que demandaria um custo laboratorial, até o presente, inviável nesta pesquisa.

Para o futuro, no entanto, espera-se a obtenção de recursos para selecionarmos áreas críticas onde a análise dos dados quantitativos, oriundos de análises laboratoriais, venha colaborar na melhor utilização desse recurso natural.

A demanda por água é enorme, o que faz proliferar a criação de empresas clandestinas para atendimento a este mercado. Há uma necessidade urgente de um disciplinamento na perfuração de poços por parte dos organismos estaduais, de modo a garantir a qualidade e a quantidade deste importante recurso estratégico que é a água subterrânea.

Bibliografia

- ADAMY, Amílcar, ROMANINI, Sérgio José (Orgs.) *Geologia da Região Porto Velho-Abunã; folhas Porto Velho (SC.20-V-B-V), Mutumparaná (SC.20-D-I) e Abunã SC.20-V-C-V* Estados de Rondônia e Amazonas. Brasília: DNPM/CPRM, 1990. 273p. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB).
- BAHIA, Maria Alves da Silva. *Caracterização Biogeoquímica de Águas Subterrâneas da Zona Urbana de Porto Velho*. Belém, 1997. 129p. Tese (Mestrado) - Universidade Federal do Pará, 1997.
- BEZERRA, Ricardo Braz. *Balanço Hídrico em Porto Velho - RO, no período de 1954 a 1993, através do método de THORNTHWAITE & MATHER (1955)*. Porto Velho; UNIR/Departamento de Geografia, 1996. 83p.
- CAMPOS, J. C. V.. *Avaliação Preliminar do Potencial Hidrogeológico da Cidade de Porto Velho (RO)*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 10, São Paulo, 1998, (CD-ROM).
- CAMPOS, J. C. V. e MORAIS, P. R. C. *Morfologia dos Aquíferos da área urbana de Porto Velho (RO)*. SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 13, Belo Horizonte, 1999, (CDROM).
- COMPANHIA DE ÁGUAS E ESGOTO DE RONDÔNIA-CAERD. *Diagnóstico dos serviços de saneamento básico do Estado de Rondônia*. Porto Velho: Porto Velho, 1997. n.p.
- IBGE. *Censo demográfico: sinopse preliminar*. Rio de Janeiro: IBGE, 2000. p. 3-5.

Determinação de aquíferos na cidade de Coari (AM), por meio de Sondagens Elétricas Verticais

João da Silva Carvalho; Itani de Oliveira Guimarães; Cristianlia Amazonas da Silva Pinto; Rutenio

Luiz Castro de Araujo

Departamento de Geociências – ICE/UA

E-mail: jscarvalho@fua.br

Resumo

Foram analisados os resultados de cinco sondagens elétricas verticais desenvolvidas em regiões distintas da cidade de Coari, utilizando o dispositivo Schlumberger, cujos resultados revelaram a existência de um substrato estratigraficamente pouco heterogêneo, constituído por camadas de materiais argilosos e areno-argilosos, as quais encontram-se distribuídos de forma aleatória, cujos depósitos devem ter sido influenciados por fatores ambientais e tectônicos.

As condições impostas pelas feições superficiais (topográficas e antrópicas) produziram fortes limitações ao emprego da técnica, principalmente quanto ao alcance em profundidade.

Os resultados obtidos permitem definir características estratigráficas e hidrogeológicas necessárias para delimitar áreas propícias para a exploração de água subterrânea.

Introdução

A cidade de Coari, está localizada na porção central do Estado do Amazonas, à margem esquerda do rio Coari, na desembocadura do rio Coari e Lago Coari. Esta região está inserida na Bacia Sedimentar do Solimões, cujo substrato proterozóico divisionou duas sub-bacias, denominadas Jandiatuba e Juruá, além de rochas sedimentares depositadas numa sucessão de bacias que constituíam um sistema de rift proterozóicos (Silva, 1988; Eiras *et al.*, 1994). Estas sub-bacias são as que contêm rochas geradoras e armazenadoras de hidrocarbonetos.

O grande crescimento populacional dessa cidade, a partir da implantação do terminal para escoamento de óleo e gás da Província de Urucu, ampliou os limites urbanos da cidade, dificultando o acompanhamento do poder público quanto a implantação da infraestrutura necessária, incluindo o abastecimento de água, aumentando ainda mais a necessidade de exploração de mananciais subterrâneos. Foi com o propósito de contribuir com essa política que se desenvolveu esse trabalho, com apoio da PETROBRÁS, Universidade do Amazonas e FUNASA.

Na região de Coari predominam sedimentos neocretáceos e cenozóicos da Formação Solimões, constituídos por argilitos vermelhos a cinza, rica em fósseis vegetais e animais, como

tronco, folhas escamas, dentes e ossos; e sugere um ambiente deposicional fluvial meandrante fino e lagos formados por canais abandonados. Sobre esses sedimentos foram desenvolvidas investigações geolétricas, sob a forma de sondagens elétricas verticais, permitindo a realização de análises indiretas quanto às características litológicas, estruturais e quanto a aspectos hidrogeológicos.

Levantamentos geolétricos

O levantamento geolétrico em questão constou do desenvolvimento de quinze sondagens elétricas verticais, localizadas em áreas distintas da cidade de Coari, por meio de um resistímetro Syscal (R2), utilizando o dispositivo Schlumberger (Bhattacharya & Patras, 1968; Parasnis, 1976; Dobrin & Savit, 1988; Telford *et al.*, 1990), cujas aberturas eletródicas chegaram a 200m de AB. Os resultados concernentes a cinco dessas sondagens são apresentados nesse trabalho (Tabela 1, Gráfico 1), cujas localizações foram determinadas por meio de GPS e plotados em mapas.

Apresentação e discussão dos resultados

Os resultados desse levantamento, conforme mostrado na Tabela 1 e Gráfico 1, com profundidade de investigação máxima da ordem de 50 metros, forneceram informações importantes para a análise quanto aos aspectos estratigráficos e hidrogeológicos, conforme raciocínios a seguir:

. os valores de resistividade das camadas mais superficiais, oscilando entre 200 e 800 Ω m, refletem uma ligeira homogeneidade litológica dos sedimentos aflorantes nessa região, sendo de características predominantemente argilo-arenosos. Esse comportamento é identificado diretamente por meio de observações em cortes de estradas e áreas teraplenadas;

. as sondagens 1 e 5, localizadas respectivamente no Campo do Itamarati e Colônia Bom Jesus, apresentaram comportamento semelhante, com a resistividade aumentando com a profundidade, alcançando valores máximos da ordem de 1800 Ω m. Esse comportamento tem significado estratigráfico importante pois representa a passagem para um material mais arenoso, ocorrente a profundidade da ordem de seis metros. Esse material apresenta característica para armazenar e produzir água subterrânea. Pequenas oscilações nesses valores, ocorrentes com AB/2 da ordem de 10m (SEV5) e 20m (SEV1) podem significar a presença do lençol freático;

. a SEV2, localizada na estrada Coari-Itapeua, apresenta comportamento inverso, com resistividade inicial (camada superficial) mais elevada (da ordem de 850 Ω m), passando para uma segunda camada, mais estável (a partir de cerca de 3 metros de profundidade), com resistividade mais baixa (da ordem de 400 Ω m). Isto significa que, nessa região, o material subjacente é mais argiloso. Portanto com baixa potencialidade para aquífero;

. as sondagens 3 e 4, localizadas respectivamente nos bairros Chagas Aguiar e Amazonino Mendes, mostram valores sistematicamente mais estáveis, significando uma sequência estratigráfica mais homogênea, com característica mais argilosa. A SEV3, com valores de resistividade aumentando sutilmente com a profundidade, pode caracterizar uma passagem para um material mais arenoso, podendo ser útil como produtor de água subterrânea.

Conclusões

Levando em consideração a localização das sondagens selecionadas, comportamento geoeétrico e aspectos geológicos a elas relacionadas, tornou-se possível concluir que:

- a. De um modo geral os terrenos da região de Coari apresentam característica de material eminentemente argiloso, sendo que eventualmente gradam para material arenoso, em profundidade;
- b. O aumento da resistividade observada em camadas mais profundas caracterizam materiais mais arenosos. Oscilações dentro desses pacotes podem significar intercalações com níveis argilosos, assim como a presença do lençol freático;
- c. O desenvolvimento de sondagens elétricas em área urbana requer muita cautela, uma vez que os terrenos investigados podem conter muitos vetores de ruídos perturbadores do sinal;
- d. Na região existem poços perfurados, com profundidade comumente não superiores a 60 metros, os quais encontram-se produzindo água para consumo de comunidade (bairros) periféricos;
- e. Para uma definição mais apurada desses resultados é conveniente o desenvolvimento de estudos de processamento mais apurados, visando a determinação de valores de resistividade e profundidade mais precisos.

Referências Bibliográficas

- BHATTACHARYA, P. K. & PRATA, H. P. – 1968 – Direct Current Geoelectric Sounding. Principles and Interpretation. Elsevier, Amsterdam, 129 p.
- DOBRIN, M. B. & SAVIT, C. H. - 1988 - Geophysical Prospecting, fourth Edition, McGraw-Hill, New York, 867p.
- EIRAS, J. F.; BECKER, C. R.; SOUZA, E. M.; GONZAGA, F. G.; SILVA, J. G. F.; DANIEL, L. M. F.; MATSUDA, N. S. e FEIJÓ, F. J. – 1994 – Geologia da Bacia do Solimões. Bol. Geoc., Petrobrás, Rio de Janeiro (RJ), 8(1):17-45.
- PARASNIS, D. S. – 1976 – Geofísica Minera. Paraninfo, Madri, 367 p.
- SILVA, O. B. – 1988 – Revisão estratigráfica da Bacia do Solimões. Anais do XXXV Congr. Bras. Geol., SBG, Belém (PA), V.6, p.2428-2438.
- TELFORD, W. M.; GELDART, L. P. & SHERIFF, R. E. - 1990 - Applied Geophysics, Second Edition, Cambridge University, Cambridge, 770p.

SONDAGENS	COORDENADAS		IDENTIFICAÇÃO
	LATITUDE	LONGITUDE	
SEV-01	4°05'35''	63°08'11''	Campo de futebol no bairro Itamaraty
SEV-02	4°05'52''	63°08'16''	Complexo Esportivo – Est. Coari-Itapeua
SEV-03	4°05'08''	63°08'02''	Campo de futebol - bairro Chagas Aguiar
SEV-04	4°05'52''	63°08'42''	Rua C – Q/87 – Amazonino Mendes
SEV-05	4°06'23''	63°08'58''	Ramal na Colônia Bom Jesus

Tabela 1 – Localização das sondagens elétricas verticais na cidade de Coari (AM)

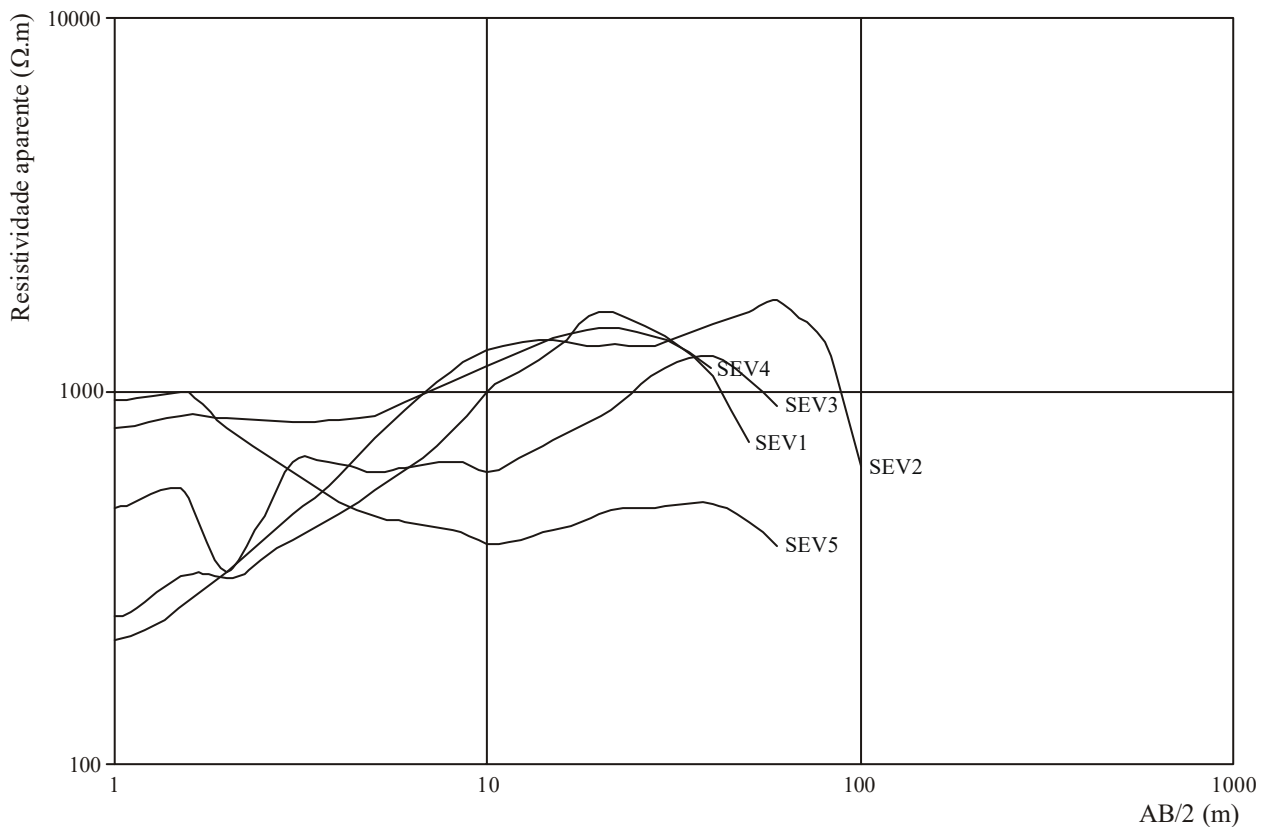


Gráfico 1 – Curvas de resistividade aparente das sondagens elétricas verticais (SEV's 1, 2, 3, 4 e 5) na cidade de Coari (AM)

Caracterização química e físico-química dos aquíferos da Formação Pirabas no Conjunto COHAB / Distrito de Icoaraci/PA

Walber Gonçalves Carvalho*

Elson Bitar Miranda Prazeres*

José Augusto Martins Corrêa**

*Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Curso de Graduação em Geologia, Belém, PA

**Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Professor Adjunto do Departamento de Geoquímica e Petrologia, Belém, PA, jamc@ufpa.br

1. Introdução - A caracterização química e físico-química da água do aquífero Pirabas que serve o conjunto COHAB, localizado no Distrito de Icoaraci (RMB) mostra que ao longo do tempo alguns parâmetros sofrem variações. Essas variações são tanto de caráter natural como também de caráter antropogênico. A amostragem foi realizada dentro de um ciclo hidrológico, no período de outubro de 2000 a julho de 2001. No local de coleta foram medidos a temperatura da água, o pH e a condutividade elétrica, enquanto que as demais análises químicas (alcalinidade, cloreto, bicarbonato, sulfato, nitrato, nitrito, ferro total, cálcio, magnésio, sódio e potássio) foram feitas, respeitando-se o prazo de preservação para cada parâmetro em particular, segundo as normas estabelecidas pelo “Standard Methods” (1976). Os valores observados são apresentados na tabela 1.

Constatou-se que a água do poço é de boa qualidade, estando apenas com a concentração de ferro acima do limite estabelecido pela resolução nº 20 do CONAMA, de 1986. Dentre os parâmetros analisados, os seguintes mostraram variações sazonais: pH, condutividade elétrica, alcalinidade, bicarbonato, sulfato e o cálcio. Esses parâmetros mostraram valores crescentes durante o período de baixo índice pluviométrico, decrescendo na medida em que o índice pluviométrico aumentava e estabilizando-se entre o mês mais chuvoso (abril) e o menos chuvoso (novembro). O cálcio tem um comportamento particular, pois aumenta bruscamente a sua concentração a partir de novembro e a partir daí permanece praticamente estável até o mês de maio quando então a sua concentração na água do poço estudado começa a decrescer suavemente.

2. Resultados - Os parâmetros que não apresentam variações sazonais foram: sódio, potássio, magnésio e o ferro. Esses parâmetros permanecem com suas concentrações praticamente constantes ao longo do ciclo hidrológico. O cloreto, mostrou um padrão diferenciado dos demais, o que nos leva a crer em influência antropogênica, uma vez que não há indícios de fonte natural para esse

elemento. Contudo, os valores máximos alcançados pelo cloreto (14,5 mg/l) estão muito abaixo do limite de 250 mg/l estabelecido pela resolução nº 20 do CONAMA para águas da classe 1. Entretanto, deve-se ressaltar que o valor máximo observado de cloreto é 1,8 vez superior ao valor médio de 8,0 mg/l.

Tabela 1 – Análises físico-químicas do poço e do reservatório.

<i>Meses</i>	Outubro 2000	Novembro 2000	Dezembro 2001	Janeiro 2001	Fevereiro 2001
Parâmetros					
<i>Ph</i>	7,3	7,6	7,8	8,3	7,4
<i>Temperatura</i> (°C)	31	31	23,7	25,4	28,4
<i>Cond.Elétrica</i> (µS/cm)	268	287	313	331	344
<i>Cloreto</i> (mg/l)	9,5	6,7	7	9	14,5
<i>Nitrato</i> (mg/l)	0,12	0,81	nd	nd	0,18
<i>Nitrito</i> (mg/l)	nd	nd	nd	nd	nd
<i>Sulfato</i> (mg/l)	-	4,2	7,2	5,7	2,7
<i>Alcalinidade</i> (mg/l de CaCO ₃)	-	101,9	135,6	135,6	134
<i>Bicarbonato</i> (mg/l de CaCO ₃)	-	124,4	165,5	165,5	163,5
<i>Ferro</i> (mg/l)	0,48	0,40	0,52	0,51	0,53
<i>Cálcio</i> (mg/l)	34	27	47	45	49,2
<i>Sódio</i> (mg/l)	4,3	4	4,5	4,2	4,3
<i>Potássio</i> (mg/l)	2,8	2	2,8	2,8	3
<i>Magnésio</i> (mg/l)	6	7	6	6	6,5

<i>Meses</i>	Março 2001	Abril 2001	Maió 2001	Junho 2001	Julho 2001
Parâmetros					
<i>Ph</i>	7,7	7,9	7,9	7,6	7,6
<i>Temperatura</i> (°C)	29,9	30,5	30,7	30,9	22,4
<i>Cond.Elétrica</i> (µS/cm)	324	322	334	342	310
<i>Cloreto</i> (mg/l)	10,9	5,5	8,5	8,5	7
<i>Nitrato</i> (mg/l)	nd	0,09	nd	0,18	nd
<i>Nitrito</i> (mg/l)	nd	nd	nd	nd	nd
<i>Sulfato</i> (mg/l)	7,5	5,3	6,6	6,7	6,1
<i>Alcalinidade</i> (mg/l de CaCO ₃)	142,8	145,8	141,8	147,9	145,6
<i>Bicarbonato</i> (mg/l de CaCO ₃)	174,2	177,8	173	180,4	177,6
<i>Ferro</i> (mg/l)	0,41	0,46	0,52	0,34	0,88
<i>Cálcio</i> (mg/l)	45,5	46,9	51,7	45,9	41,5
<i>Sódio</i> (mg/l)	4,4	4,4	4,9	4,5	4,1
<i>Potássio</i> (mg/l)	3	3	4,9	3	2,7
<i>Magnésio</i> (mg/l)	6,3	6,6	7,8	6,4	nd

Legenda: n.d. = não detectado

A condutividade no início do mês de outubro de 2000, apresenta um valor de 268 µS/cm no poço, este valores cresce continuamente até o mês de fevereiro com 344 µS/cm, estabilizando-se

nos meses seguintes Esse comportamento é interpretado como sendo produto da entrada de águas meteóricas no aquífero que são responsáveis pela solubilização principalmente de calcita, que produz um aumento na concentração dos íons Ca^{2+} e HCO_3^- . Também a alcalinidade aumenta, devido principalmente ao aumento de bicarbonato nas águas do aquífero, produzido pela dissolução da calcita.

O íon sulfato mostra, por sua vez, um comportamento bastante particular. Durante os meses mais chuvosos, o sulfato apresenta uma forte variação na sua concentração e na medida em que o índice pluviométrico é reduzido, a partir de maio o sulfato tende a se estabilizar mostrando uma concentração quase que constante em torno de 7 mg/l. Esse comportamento também deve estar ligado a fenômenos naturais de dissolução, pelas águas meteóricas, de minerais ricos em enxofre. Acredita-se que esse sulfato tenha a sua origem ligada a oxidação de pirita, pelas águas meteóricas, na camada de folhelho negro que recobre o aquífero estudado.

O cálcio mostrou valores decrescentes de outubro para novembro, atingindo 27 mg/l e voltou a crescer em dezembro, atingindo valores de 47 mg/l e se estabilizando nos meses seguintes, tendo um valor mais acentuado em Maio onde alcançou 51 mg/l. depois sua concentração na água do poço estudado começa a decrescer suavemente.

As concentrações de Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , aparentemente não são influenciadas pelos fatores climáticos, permanecendo praticamente constantes ao longo do período estudado. Esses parâmetros permanecem com suas concentrações praticamente constantes ao longo do ciclo hidrológico.

O pH das águas no aquífero estudado mostra um comportamento bastante singular. Aumenta continuamente de outubro de 2000 a janeiro de 2001 (pH = 8,3) e em seguida tem uma brusca diminuição (pH = 7,5) no mês de fevereiro, voltando a subir lenta e gradualmente até o mês de abril quando se estabiliza no valor igual 8. A queda brusca do pH é atribuída à chegada da água meteórica no aquífero, e a recuperação é função da capacidade de tamponamento dessas águas.

O ferro apresenta um comportamento, quase que estável, não apresentando muita variação com a variação climática. Em outubro a novembro o ferro acompanha a queda da pluviosidade, e nos meses seguinte com o aumento da pluviosidade, permanece praticamente estável, e chegando ao máximo no período de verão onde sem tem uma menor pluviosidade. O que se pode inferir sobre estes dados, é que a Formação Pirabas, por ser constituída de sedimentos desprovidos de quantidades significativas de ferro têm uma menor possibilidade de fornecerem águas ricas neste elemento. O mais provável é que esse ferro tenha a sua origem relacionada ao Grupo Barreiras, que é a unidade que se sobrepõe a Formação Pirabas. Esse Grupo apresenta-se constituído litologicamente de arenitos intercalados a siltitos e argilitos ricos em ferro, que formam próximo a superfície níveis lateríticos. Acredita-se, portanto, que o ferro seja transportado até a Formação Pirabas através de águas meteóricas que percolam as rochas da formação Barreiras e atingem os

aquíferos o Pirabas. Essas águas meteóricas não necessariamente teriam sua origem na área de recarga, mas muito provavelmente atingem o aquífero Pirabas através de falhas e fraturas recentes.

Bibliografia

- CETESB. 1978. Normalização Técnica NT-07. Análise Físico-Química de Água. São Paulo, Cia. de Tecnologia e Saneamento Ambiental de São Paulo.
- CODEM – COMPANHIA DE DESENVOLVIMENTO DA ÁREA METROPOLITANA DE BELÉM. 1975. Plano de desenvolvimento da Grande Belém: metodologia, estudos básicos, prognósticos, desenvolvimento e sistema. Belém, v.1, tomos 1 e 2.
- FARIAS, E. S; NASCIMENTO, F.S & FERREIRA. M. A. A. 1992. Estágio de Campo III. Relatório Final. Área Belém/ Outeiro. UFPa. 247 pág.
- FERREIRA, C. S. 1977. Notas estratigráficas sobre o Cenozóico Marinho do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém. Anais. 1982. Belém; SBG. V.1, pág. 84-88.
- DIAS, L. M. M. 1996. Balneabilidade das praias estuarinas da ilha de Mosqueiro-PA: uma visão geoquímica ambiental. Belém, UFPa-CG, Tese (Mestrado em Geoquímica Ambiental), Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, 131 pág.
- MAZZEO, T. E. 1991. Avaliação Ambiental das vias de drenagem da Região Metropolitana de Belém (PA) quanto à distribuição dos elementos Ca, Cd, cR, Cu, Fé, Hg, K, Mg,
- MOREIRA, E. 1996. Belém e sua expansão geográfica. Belém. Imprensa Universitária. 212 pág.
- PENTEADO, A. R. 1967. Geografia urbana de Belém. Belém. Universidade Federal do Pará. 2v.
- ROSSETI, D. de F.; TRUCKENBRODT, W; GÓES, A. M. 1989. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na Região Bragantina, nordeste do Pará. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências da Terra, 1 (1) : 25-71.
- SAUMA, M. S. 1996. As águas subterrâneas de Belém e Adjacências: Influência da formação Pirabas e Parâmetros físico-Químicos para medidas de Qualidade. Tese de Mestrado. UFPa. Centro de Geociências. Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica. UFPa. 1996.

Emprego de Diagrama de Estabilidade de Argilominerais relacionando com Intemperismo Químico em Clima Equatorial Úmido (Águas Subterrâneas Associadas à Microbacia do rio Praquiquara, Castanhal – PA)

Fabiola Fernandes Costa*
Waterloo Napoleão de Lima*

* UFPA- Centro de Geociências (CG)- Centro de Ciências Exatas e Naturais (CCEN)- Caixa Postal: 1611, CEP 66073-110 Belém-PA, e-mail fabiolaffc@bol.com.br; e-mail crq6@amazon.com.br

Introdução Estudos termodinâmicos teóricos têm sido úteis no levantamento de dados sobre valores numéricos de energia livre de Gibbs e de constantes de equilíbrio para os prováveis sistemas químicos em equilíbrio, no ambiente geológico, envolvendo minerais identificados em laboratório, considerações sobre observações de campo e informações coletadas na literatura disponível (Loughnan, 1969; Drever, 1988). A interpretação desses resultados tem permitido a construção de diagramas de estabilidade de minerais, utilizando-se as variáveis pH e atividades das espécies consideradas.

Neste estudo, empregou-se um diagrama de estabilidade clássico (Feth e colaboradores, 1964, citados por Loughnan, 1969), relacionando a argilominerais, com material coletado (águas subterrâneas e sedimentos areno-argilosos associados) em área fisiográfica submetida a clima equatorial úmido (microbacia do rio Praquiquara, município de Castanhal).

Métodos de Trabalho A microbacia do rio Praquiquara está localizada na região nordeste do estado do Pará, no município de Castanhal, ocupando uma superfície aproximada de 16 km² (para mais informações consultar Costa & Lima em trabalho submetido a este Simpósio). As unidades geológicas presentes pertencem ao Quaternário (sedimentos holocênicos e pleistocênicos) e ao Terciário (Grupo Barreiras e Formação Pirabas). O clima local é quente e úmido, com variação de temperatura entre 25°C e 34°C e pronunciada precipitação pluviométrica (média anual em torno de 2680,6mm, segundo dados coletados por Lima et al., 1994).

Coletou-se águas subterrâneas em três nascentes e dois poços tubulares disponíveis. As três nascentes se encontram assim localizadas: uma, nas cabeceiras do rio (abundante de nascentes); outra, no curso médio; e uma terceira, ainda mais afastada das cabeceiras. Os dois poços disponíveis estão localizados em cotas topográficas mais elevadas para essa região (em torno de 35m), atingindo as profundidades de 38m (na área alta do curso médio do rio) e 78m (na área de nascentes do rio). Os sedimentos foram coletados apenas nas áreas adjacentes às nascentes (não foi possível coletar material em horizonte mais profundo). O material geológico coletado apresentou-se predominantemente areno-argiloso, branco ou branco-amarelado, às vezes contendo nódulos milimétricos de material ferruginoso.

Ainda no campo, as amostras sólidas foram acondicionadas em sacos de polietileno, enquanto as águas foram coletadas em garrafas de polietileno, seguindo-se as recomendações de praxe para preservação de amostras (APHA; AWWA, WPCF, 1976; CETESB, 1987) e leitura de parâmetros.

Os procedimentos de laboratório envolveram medições de parâmetros tais como temperatura, pH, condutividade elétrica, íons dominantes Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} e sílica. As concentrações dos metais foram determinadas por espectrofotometria de absorção atômica, de acordo com as recomendações do manual do aparelho (ZEISS, 1974). O íon bicarbonato foi calculado por estequiometria a partir dos resultados analíticos para a alcalinidade. O íon cloreto, por titulação com solução padronizada de $\text{Hg}(\text{NO}_3)_2$, usando difenilcarbazida como indicador. O íon SO_4^{2-} foi dosado por turbidimetria, a 420nm. Os sedimentos foram submetidos à análise difratométrica de raios-X.

Resultados As águas coletadas mostraram pH sempre abaixo de 6, evidenciando a influência de ácidos orgânicos livres em solução, bem como a presença de CO_2 dissolvido (Custodio & Llamas, 1976). O valor de pH mínimo detectado nas águas aqui em estudo foi de 3,74 (em nascente) e o máximo em 5,47 (em poço tubular mais profundo). Espera-se que tal acidez esteja mais diretamente relacionada com o perfil geológico, este rico em argilas caulínicas e restos de vegetais e sedimentos carbonosos, provavelmente associados a material húmico, tal como Lima & Kobayashi (1988) observaram para área fisiográfica semelhante no município de Barcarena (PA).

Coerentes com esses resultados, típicos de terrenos amazônicos lixiviados, ácidos, pobres em eletrólitos, os valores obtidos para a condutividade elétrica (variando de 16,8 a 50,7 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) confirmam os baixos teores de íons dominantes Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , Cl^- e SO_4^{2-} (máximos em 4,36 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ para o Ca^{2+} e 15,9 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ para HCO_3^-).

O silicato reativo foi analisado com vistas a proceder posterior apreciação hidrogeoquímica, envolvendo teores de ácido ortossilícico, H_4SiO_4 . Em análises de rotina, o silicato reativo é expresso em termos de SiO_2 . Como seria de se esperar, os teores mais razoáveis de SiO_2 se encontram em maiores profundidades (poço de 78m): 0,78 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ de SiO_2 .

Na classificação hidrogeoquímica dessas águas subterrâneas, levando em conta o resíduo seco e a dureza (Custodio & Llamas, 1976), trata-se de águas doces (resíduo seco máximo observado em 30 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) e brandas (dureza máxima em 15,1 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ em CaCO_3).

Uma abordagem complementar e elegante sobre hidrogeoquímica de águas naturais leva em conta aspectos relacionados com a composição química dessas águas e a natureza mineralógica do ambiente geológico adjacente. São bem conhecidos os componentes químicos do pacote sedimentar da região nordeste do Pará. Dominam nas frações argila, silte e areia, a caulinita, a illita e o quartzo,

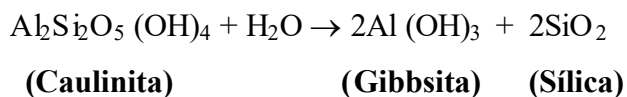
dependendo do porcentual de cada fração granulométrica e da natureza geológica do terreno (Lima et al., 1983; Pinheiro, 1987).

Os terrenos ricos em caulinita são muito comuns na área fisiográfica em estudo (microbacia do rio Praiquara), tal como acontece na região metropolitana de Belém e adjacências. Trata-se de um pacote sedimentar típico, caracterizado por terrenos do Quaternário (sedimentos holocênicos e pleistocênicos) e do Terciário (Grupo Barreiras e Formação Pirabas). Dominam nas águas aqui amostradas as influências do Quaternário e do Grupo Barreiras, isto é, terrenos bastante lixiviados, ácidos, pobres em eletrólitos, ricos em ferro que produzem aquíferos com características marcantes, quais sejam águas pobres em eletrólitos, ácidas, ricas em ferro.

As relações de estabilidade de fases para sistemas, tais como $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, a $25^\circ C$ a 1 atm de pressão, e $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, nas mesmas condições, tem sido utilizadas por pesquisadores e registradas na literatura científica (Feth et al., 1964, apud Loughnan, 1969, págs. 62 e 63).

Utilizando dados publicados sobre energia livre de formação para compostos e íons, e admitindo certos pressupostos, Feth et al. (1964) elaboraram diagramas que correlacionam campos de estabilidade para a gibbsita, a caulinita, a montmorillonita, a albita, em função dos logaritmos das concentrações de íons sódio ou potássio, hidrogênio e do ácido ortossilícico, H_4SiO_4 .

Tais considerações partem das reações representativas do intemperismo químico de silicatos como a caulinita, a ilita, a montmorillonita, a albita. Para o caso da caulinita, representa-se (Loughnan, 1969):



A figura 1 foi elaborada com base nessas relações de estabilidade, envolvendo os componentes $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Essa figura é representativa da correlação entre águas naturais percolantes em terrenos ricos em material oriundo do intemperismo químico de silicatos formadores de rochas. A figura bem demonstra que, a julgar pelas concentrações de ácido ortossilícico, de íons sódio e hidrogênio, o enquadramento dessas águas recairá no campo de estabilidade da caulinita, fato coerente com os resultados esperados. Nos sedimentos adjacentes às nascentes, na microbacia do rio Praiquara, domina a caulinita no material argiloso.

Conclusão A caracterização química de águas subterrâneas (nascentes e poços tubulares) da microbacia do rio Praiquara permitiu não só a classificação hidrogeoquímica dessas águas, como ratificou o caráter ácido dos sedimentos quaternários e terciários do Grupo Barreiras, pobres em eletrólitos, capazes de produzir aquíferos com águas ácidas, pobres em eletrólitos, ambiente este

ênfatisado pelo emprego de diagrama de estabilidade, onde se constata o domínio da influência da caulinita no equilíbriio do sistema químicos dessas águas naturais.

Referências

- APHA, AWWA, WPCF 1976 Standard methods for examination of water and wastewater. American Public Health Association, Washington, D.C. 1193p.
- CETESB 1978 Normalização Técnica NT-07. Análise físico-química das águas. Companhia de Tecnologia e Saneamento Básico, São Paulo, 340 p.
- CETESB 1987 Guia de coleta e preservação de amostras de água. Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental, São Paulo, 150 p.
- CUSTODIO, E. & LLAMAS, M.R. 1976 Hidrología subterrânea . Ediciones Omega, Barcelona. v.1 (1157p.).
- DREVER, J. I. 1988 The Geochemistry of Natural Waters. Prentice-Hall. 436 p.
- LIMA, E.P.; QUARESMA, J.B.; NÓBREGA, E.A.T. 1994 Modelo de um aterro sanitário para disposição final dos resíduos sólidos na cidade de Castanhal e o estudo de impacto ambiental. Belém: UFPA. NUMA. 72 p.
- LIMA, W.N. de & KOBAYASHI, C.N. 1988 Sobre o quimismo predominante nas águas dos sistema flúvio-estuarino de Barcarena, Pará. Geochimica Brasiliensis, 2 (1): 53-71.
- LIMA, W.N. de; RODRIGUES, M. D. R.; OLIVEIRA, J.L.R. de 1983 Estudo sobre o conteúdo mineralógico de argilas por difratometria de raios-X e análise térmica diferencial. Amostras da ilha de Mosqueiro (PA). 4º Encontro dos Profissionais da Química da Amazônia (Belém, PA), Anais, Conselho Regional de Química e Universidade Federal do Pará, p. 155-176
- LOUGHNAN, F.C. 1969 Chemical weathering of the silicate minerals. American Elsevier, New York. 154p.
- ZEISS, C. 1974 FMD4 Atomic Absorption Spectroscopy (manual do Aparelho), Alemanha.

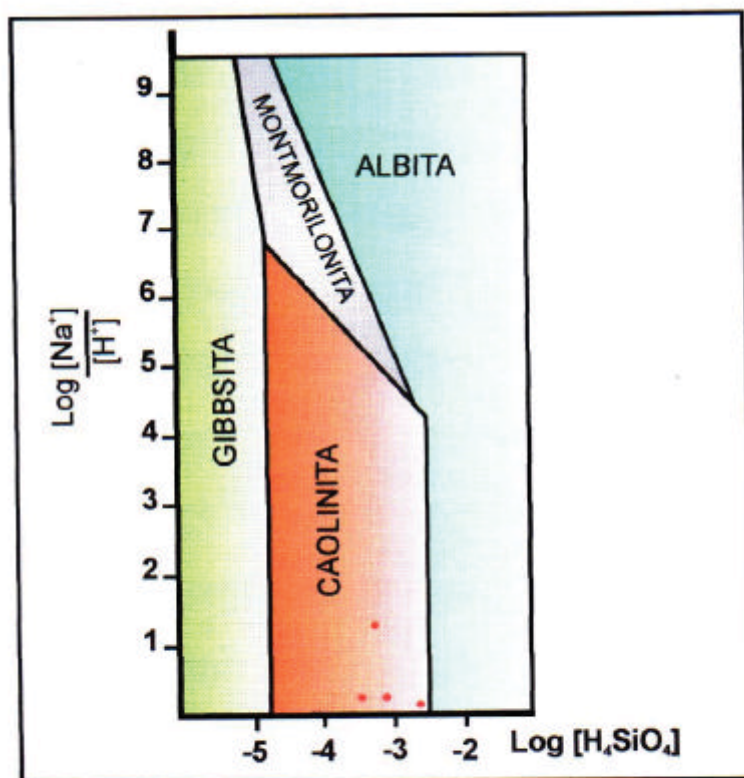


Figura 01 - Diagrama de estabilidade em função do pH e do Log [H₄SiO₄].

Estudo Hidrogeoquímico de Águas Interiores (Microbacia do Rio Praquiquara, Nordeste do Pará)

Fabiola Fernandes Costa; Waterloo Napoleão de Lima

* UFPA- Centro de Geociências (CG)- Centro de Ciências Exatas e Naturais (CCEN)- Caixa Postal: 1611, CEP 66073-110 Belém-PA, e-mail fabiolaffc@bol.com.br; e-mail crq6@amazon.com.br

Introdução O objetivo essencial desta trabalho é o de oferecer uma caracterização hidrogeoquímica das águas pertencentes à microbacia do rio Praquiquara, na tentativa de subsidiar futuras ações de monitoramento e gestão desses recursos hídricos. Quantificou-se parâmetros físicos, físico-químicos e químicos em dois períodos sazonais contrastantes. Coletou-se, ainda, sedimentos visando identificação de argilominerais predominantes no material geológico adjacente às nascentes. Para a caracterização hidrogeoquímica enfatizou-se o estudo das relações iônicas.

Métodos de Trabalho A área fisiográfica, onde se localiza a microbacia do rio Praquiquara, é situada na região nordeste do estado do Pará, no município de Castanhal. Essa área de estudo ocupa superfície aproximada de 16 km² (figura 1). O acesso é feito através da rodovia federal BR-316; um ramal de estrada em piçarra (logo após a ponte sobre o rio Apeú) conduz à área fisiográfica dessa microbacia. As nascentes do rio Praquiquara estão localizadas em terreno pertencente à Escola Agrotécnica de Castanhal (EAC). O rio atravessa extensão aproximada de 6 km até desaguar no rio Apeú. No curso médio, o rio foi represado, provocando inundação em suas margens, o que o torna mais largo (aproximadamente, 200m de largura, dependendo do período sazonal). Na área predominam latossolos, muito laterizados, formados por alteração de sedimentos do Grupo Barreiras, mas outros tipos de solos amazônicos são descritos para o município de Castanhal (Costa, 1998). As unidades geológicas presentes pertencem ao Quaternário (sedimentos holocênicos e pleistocênicos) e ao Terciário (Grupo Barreiras e Formação Pirabas). O clima é característico da região quente e úmida, com variação de temperatura entre 25°C e 34°C e pronunciada precipitação pluviométrica (média anual em torno de 2680,6mm, segundo dados coletados por Lima et al., 1994). O período chuvoso se estende desde parte do mês de dezembro e atinge parte do mês de julho, ficando o restante e os outros meses para o período menos chuvoso; a estiagem mais pronunciada se dá nos meses de outubro, novembro e parte de dezembro, segundo observações de campo, no período de 2000 e 2001. Espera-se que em Castanhal domine as mesmas características ocorrentes em todo o nordeste do Pará. O que se observa é que as águas associadas dos sedimentos do Grupo Barreiras e suas alterações intempéricas são ácidas e pobres em eletrólitos, enquanto as águas associadas aos sedimentos carbonatados da Formação Pirabas são menos ácidas, neutras ou ligeiramente alcalinas e ricas em eletrólitos (Otobo & Lima, 1993).

Coletou-se águas subterrâneas em três nascentes e dois poços tubulares disponíveis; as três nascentes se encontram localizadas desde a área de nascentes (abundantes) do rio Praiquara, no curso médio e na área de represamento das águas superficiais; os dois poços estão localizados em cotas topográficas mais elevadas para essa região (em torno de 35m), atingindo as profundidades de 38m (no curso do rio) e 78m (na área de nascentes do rio). Selecionou-se vários pontos ao longo do curso do rio, porém optou-se por três locais por serem mais significativos nos resultados alcançados (às proximidades das nascentes, na área de inundação das margens e após o canal de desvio do curso do rio, após a barragem de represamento das águas). Os sedimentos foram coletados apenas nas áreas adjacentes às nascentes. O material geológico coletado apresentou-se predominantemente areno-argiloso, branco ou branco-amarelado, às vezes contendo nódulos milimétricos de material ferruginoso. Para a coleta de amostras de águas naturais procedeu-se de acordo com (APHA, AWWA, WPCF 1976; CETESB, 1987), seguindo-se as recomendações de praxe para armazenamento e conservação para posterior análise. Parâmetros tais como temperatura, pH e condutividade elétrica foram avaliados em campo e no laboratório, posteriormente. Os sedimentos foram acondicionados em sacos de polietileno e foram submetidos somente aos procedimentos de difração de raios-X para identificação de argilominerais dominantes na amostra bruta.

Os procedimentos de laboratório envolveram medições de parâmetros físicos, físico-químicos e químicos (temperatura, turbidez, cor, pH, condutividade elétrica, material particulado em suspensão, alcalinidade, acidez, matéria orgânica, íons dominantes Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , Cl^- e SO_4^{2-} , ferro total, sílica e fosfato total). Empregou-se turbidímetro HACH, potenciômetro ORION, condutivímetro ORION, espectrofotômetro de absorção molecular (dosagem turbidimétrica de sulfato, espectrofotométricas de ferro, sílica e fosfato) e espectrofotômetro de absorção atômica (dosagem de Ca, Mg, Na e K), de acordo com APHA, AWWA, PCF (1976), CETESB (1978) e ZEISS (1974). As titulações envolveram H_2SO_4 (dosagem de alcalinidade), NaOH (acidez), KMnO_4 (matéria orgânica oxidável pelo permanganato), AgNO_3 (indicador cromato) ou $\text{Hg}(\text{NO}_3)_2$ (indicador difenilcarbazida) para dosagem de cloreto. Para a avaliação do material particulado em suspensão utilizou-se o filtro Millipore $0,45\mu\text{m}$ e pesagem em balança analítica. Para a quantificação da cor, o aquatester HACH. Identificação dos argilominerais presentes no sedimento bruto dominou quartzo e caulinita com illita subordinada.

Resultados A temperatura das águas coletadas variou de 25°C e 30°C , e se encontra em conformidade com clima quente e úmido sob influência da linha do Equador. A turbidez, variando de 5 UNT (poço, nascente) a 80 UNT (no rio) se encontra coerente com os valores de MPS (material particulado em suspensão), que se estendeu desde $0,4\text{ mg.L}^{-1}$ (em nascente) a $55,5\text{ mg.L}^{-1}$ (nas águas do rio). A cor representa a presença de substâncias coloridas nas águas naturais, tais

como taninos, material húmico (Custodio & Llamas, 1976). Nas águas amazônicas é comum atribuir-se coloração ao material húmico (Sioli, 1967; Lima & Kobayashi, 1988). Neste estudo, observou-se que somente nas águas superficiais do rio Praiquara registrou-se um máximo de 13,00 UC. É também comum atribuir correlação entre a coloração e a matéria orgânica presente nas águas. Com efeito, registrou-se nas águas do rio Praiquara um teor máximo de matéria orgânica, expressa em 0,88mg de C por litro, no período chuvoso. A matéria orgânica é também responsável pela acidez dessas águas. Os valores de pH, sempre abaixo de 6, bem demonstram a influência de ácidos orgânicos livres em solução, em conformidade com as observações de Sioli (1960, 1967) e Lima & Kobayashi (1988) para águas superficiais regionais. O valor de pH mínimo detectado nas águas aqui em estudo foi de 3,74 (nascente) e o máximo em 5,48 (no curso do rio). Espera-se que tal acidez, principalmente no caso de águas subterrâneas, esteja mais diretamente relacionada com o perfil geológico, este rico em argilas caulínicas e restos de vegetais e sedimentos carbonosos, provavelmente associados a material húmico, tal como Lima & Kobayashi (1988) observaram para área fisiográfica no município de Barcarena (PA). Coerentes com tais resultados para acidez, os índices de alcalinidade são baixos (máximo em 13 mg.L⁻¹ CaCO₃, observado em poço tubular de 78m de profundidade). A lixiviação do solo sob floresta e do perfil geológico de terrenos sob influência dos sedimentos Barreiras é que produz essa acidez expressa em pH; se a acidez for considerada a partir da titulação com base forte, em presença de fenolftaleína com indicador, produz valores numéricos, que podem ser expressos em mg.L⁻¹ de CO₂ (o valor máximo observado para os poços tubulares atinge em torno de 13,68, no período chuvoso).

A condutividade elétrica em águas naturais representa a capacidade que essas águas possuem de conduzir a corrente elétrica. Está diretamente relacionada com os teores de sais dissolvidos na forma de íons, sendo, também, dependente da temperatura (Custodio & Llamas, 1976). A condutividade elétrica, aqui avaliada em termos da condutância específica (expressa em $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) variou de 16,8 até um máximo em 50,7 (observada em poços tubulares), resultados esses perfeitamente coerentes com os resultados analíticos para os íons dominantes Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺, HCO₃⁻, Cl e SO₄²⁻, isto é, quanto maior a soma dos conteúdos desses íons (expressos em número de miequivalentes por litro) mais elevada a condutância específica. As relações iônicas (rNa/rCa, rHCO₃/rCl, por exemplo), calculadas com base nos números miequivalentes por litro (Custodio & Llamas, 1976) revelam domínio de Na sobre os demais cátions para as nascentes, águas superficiais e o poço tubular menos profundo (38m); para o poço tubular mais profundo (78m), domina o Ca sobre os demais, seguido pelo Na. No primeiro caso, domina a influência de terrenos associados ao Quaternário e ao Grupo Barreira; no poço mais profundo, parece nítida uma breve influência dos sedimentos carbonatados da Formação Pirabas, rica em calcário (trata-se, provavelmente, de um perfil de transição entre os sedimentos areno-argilosos do Grupo Barreiras e os sedimentos de

Pirabas, pois os teores de Ca^{2+} ainda são, relativamente, baixos (máximo observado nesse poço em $4,36 \text{ mg.L}^{-1}$, no período de estiagem).

Para o ferro total, registrou-se um máximo em $2,85 \text{ mg.L}^{-1}$ (águas superficiais) e mínimos em $0,02 \text{ mg.L}^{-1}$ (tanto no rio como em nascente). Para a sílica, um máximo em $0,78 \text{ mg.L}^{-1}$ de SiO_2 , em poço tubular mais profundo, como, aliás, seria de se esperar. Por sua vez, os teores de fosfato total (não detectado nas nascentes) mostram índices abaixo de $0,04 \text{ mg.L}^{-1}$ de PO_4^{3-} (nos poços) e em torno $0,56 \text{ mg.L}^{-1}$ (em pontos mais críticos de águas superficiais, durante a estiagem).

Para a classificação hidrogeoquímica dessas águas, levando em conta o resíduo seco (Custodio & Llamas, 1976), trata-se de águas doces no sentido mais amplo do termo (máximo observado em 30 mg.L^{-1} , observado em poço tubular). Quanto à dureza, são águas brandas (máximo observado, no poço de 78m de profundidade, é de $15,1 \text{ mg.L}^{-1}$ de CaCO_3).

Conclusão A microbacia do rio Praiquara caracteriza-se por apresentar águas percolantes terrenos bastante lixiviados, ácidos, pobres em eletrólitos, ricos em ferro, que produzem aquíferos não saturados com águas ácidas, pobres em eletrólitos, ricos em ferro. Por sua vez, um teor elevado de fosfato total (detectado em pontos críticos de águas superficiais) recomenda cuidados visando estudos mais detalhados e monitoramento.

Referências

- APHA, AWWA, WPCF 1976 Standard methods for examination of water and wastewater. American Public Health Association, Washington, D.C. 1193p.
- CETESB 1978 Normalização Técnica NT-07. Análise físico-química das águas. Companhia de Tecnologia e Saneamento Básico, São Paulo, 340 p.
- CETESB 1987 Guia de coleta e preservação de amostras de água. Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental, São Paulo, 150 p.
- COSTA, J. L. da 1998 Programa – Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Castanhal AS.23-V-C (PA); escala 1:250.000; Brasília; CPRM.
- CUSTODIO, E. & LLAMAS, M.R. 1976 Hidrología subterránea. Ediciones Omega, Barcelona. v.1 (1157p.).
- LIMA, E.P.; QUARESMA, J.B.; NÓBREGA, E.A.T. 1994 Modelo de um aterro sanitário para disposição final dos resíduos sólidos na cidade de Castanhal e o estudo de impacto ambiental. Belém: UFPA. NUMA. 72 p.
- LIMA, W.N. de & KOBAYASHI, C.N. 1988 Sobre o quimismo predominante nas águas dos sistema flúvio-estuarino de Barcarena, Pará. *Geochimica Brasiliensis*, 2 (1): 53-71.
- OTOBO, A.O.; LIMA, W.N. de 1993 The Influence of Pirabas Formation Sediments on Natural Waters (Physiographics Zones of Salgado and Bragantina). Proceedings of the International Symp. On Perspectives for Environ. Geochemistry in Tropical Countries (Niterói, RJ), p.27-31
- SIOLI, H. 1967 Studies in Amazonian waters. Atas do Simpósio sobre a Biota Amazônica, 3 (limnologia): 9-50. CNPq (Rio de Janeiro) e Museu Paraense Emílio Goeldi (Belém).
- ZEISS, C. 1974 FMD4 Atomic Absorption Spectroscopy (manual do Aparelho), Alemanha.



Figura 1 – Mapa de localização e acesso

Estudo da Qualidade da Água no Sistema de Abastecimento do Conjunto Eduardo Angelim e Adjacências, Icoaraci/PA

Milene Barros Ferreira*

José Augusto M. Corrêa**

*Universidade Federal do Pará, Centro Tecnológico, Discente do Curso de Engenharia Sanitária,
Belém, PA, mile.ferreira@bol.com.br

**Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Professor Adjunto do Departamento de
Geoquímica e Petrologia, Belém, PA, jamc@ufpa.br

1. Introdução - Segundo dados da Organização Mundial de Saúde (OMS), 80% das doenças que ocorrem nos países em desenvolvimento são ocasionadas pela contaminação da água. Sabe-se também que, a cada ano, 15 milhões de crianças de 0 a 5 anos tem sua morte direta ou indiretamente relacionada à falta ou deficiência dos sistemas de abastecimento de água.

O crescimento populacional e o conseqüente aumento das áreas urbanas provocam uma série de problemas ao meio ambiente. Nesse contexto, as águas utilizadas no abastecimento público (superficiais e subterrâneas) são os sistemas mais vulneráveis à contaminação. Existem vários fatores causadores de contaminação, entre eles o lançamento de efluentes líquidos domésticos e industriais, sem um tratamento prévio e o chorume produzido em aterros sanitários.

O Distrito de Icoaraci, pertencente à Região Metropolitana de Belém, vem apresentando um crescimento populacional bastante significativo nas últimas décadas. Mostra, entretanto, um quadro bastante rudimentar, no que diz respeito ao saneamento básico. Verifica-se uma falta de serviços de esgotamento sanitário, o que faz com que exista uma maior tendência ao comprometimento da qualidade da água. Sabendo-se dessas dificuldades resolveu-se fazer um estudo da qualidade da água de abastecimento do Conjunto Eduardo Angelim e adjacências cujo abastecimento é feito através de um poço tubular que extrai água subterrânea nos aquíferos da Formação Pirabas.

2. Metodologia - Foram realizadas 3 (três) campanhas, sendo coletados um número de 10 (dez) amostras de água em cada campanha. Os pontos de amostragem foram divididos em duas áreas. Uma equivale ao conjunto Eduardo Angelim e a outra a uma invasão denominada de Fé em Deus. No conjunto foram amostrados o poço, o posto de saúde, a escola e 3 casas (casa 1, casa 2 e casa 3). Na invasão, foram amostradas 4 casas (casa 4, casa 5, casa 6 e casa 7). Os padrões de potabilidade da água seguidos aqueles que constam na portaria Nº 1469 de 29/12/2000, do Ministério da Saúde. Os parâmetros utilizados no desenvolvimento do estudo foram os seguintes:

pH, Condutividade elétrica, temperatura da água, nitrato, sulfato, cloreto, alcalinidade, bicarbonato, sódio, potássio, cálcio, magnésio, ferro total, coliformes totais e *Escherichia coli*. As análises laboratoriais foram realizadas no Laboratório de Hidroquímica do Centro de Geociências.

3. Resultados

3.1. Coliformes Totais (CT) e *Escherichia Coli* (EC) - Os parâmetros bacteriológicos apresentaram desconformidade com os padrões de potabilidade definidos pela portaria Nº 1469, de 20 de dezembro de 2000, que estabelece que em água destinada a consumo humano não deve conter coliformes. Os seguintes pontos apresentaram coliformes totais: Primeira campanha de amostragem: a) posto de saúde, b) casa 5 e e) casa 7. Na segunda campanha de amostragem os seguintes pontos de amostragem apresentaram coliformes totais: a) posto de saúde, b) casa 2, c) escola, d) casa 5, f) casa 6. Durante essa campanha foi constatada a presença de *Escherichia coli* nos seguintes locais: a) escola e b) casa 6. Durante a terceira campanha de amostragem os seguintes pontos de amostragem apresentaram coliformes totais: a) posto de saúde, b) casa 1, c) casa 2, d) escola, e) casa 4, f) casa 5 g) casa 6 e h) casa 7. Novamente foi observada a presença de *Escherichia Coli* nos seguintes locais: a) escola e b) casa 6.

3.2. Ferro total - Os resultados obtidos nas três campanhas, mostram que o ferro total foi o único parâmetro químico que não obedeceu à portaria Nº 1469 do Ministério da Saúde. Em apenas um dos pontos de coleta, (casa 7, na terceira campanha), obteve-se um resultado dentro dos padrões aceitáveis, ou seja, inferior a 0,3 mg/l. Deve-se ressaltar, aqui, que internacionalmente águas com mais que 0,15 mg/l de ferro são consideradas como águas que já requerem tratamento, pois tais concentrações podem ocasionar incrustações em redes de distribuição e eventualmente causar manchas em aparelhos sanitários (Hütter, 1994). A concentração média de ferro na primeira, segunda e terceira campanha foi 0,66 mg/l, 0,78 mg/l e 0,64 mg/l, respectivamente. Na primeira campanha, as concentrações de ferro total nas amostras analisadas mostram variações entre 0,38 mg/l no posto de saúde, e 0,97 mg/l na escola. Na segunda campanha, as variações das concentrações do ferro ficaram entre 0,42 mg/l na casa 4, e 1,65 mg/l na casa 3. Na terceira campanha, as suas respectivas variações ficaram de 0,25 mg/l na casa 7, e 1,11 mg/l na casa 4.

3.3. PH - Com relação ao pH, o valor máximo obtido nas coletas 1, 2 e 3, foram : 7,67 na campanha 1, 8,12 na campanha 2 e 7,65 na campanha 3. Os valores mínimos observados foram 6,99 na campanha 1, 7,64 na campanha 2 e 7,09 na campanha 3. Portanto dentro dos padrões de potabilidade admitidos na legislação brasileira.

3.4. Alcalinidade - Os valores de alcalinidade observados nas três campanhas mostram-se bastante similares. O valor mínimo de 95,88 mg/l foi constatado no mês de outubro de 2000, durante a

primeira campanha. O valor máximo de 134,13 mg/l foi observado no mês de março de 2001, durante a campanha 3. Esse parâmetro não tem significado sanitário não sendo inserido na lista organizada pela Organização Mundial de Saúde (CETESB, 1990 in FEITOSA & MANOEL FILHO, 1997) nem na Portaria N^o 1469 de dezembro de 2000 do Ministério da Saúde. Entretanto reflete eventualmente mudanças nas características hidroquímicas das águas do sistema.

3.5. Temperatura - A temperatura da água nas três campanhas de amostragem variou de forma decrescente. O valor mínimo observando foi de 24,8°C na terceira campanha de amostragem (março de 2001) e valor máximo de 32°C na primeira campanha de amostragem (outubro de 2000). Para os meses de outubro de 2000, janeiro e março de 2001 temos médias de 30,4°C; 29,4°C e 28,39°C respectivamente. Como se percebe, as variações nesse parâmetro foram mínimas, entretanto verifica-se uma forte influência da temperatura ambiente uma vez que as coletas foram realizadas próximo das 12h00 quando a rede de distribuição recebe um forte impacto da energia solar.

3.6. Condutividade Elétrica, Bicarbonato, Cloreto e Nitrato - Entre os meses de outubro de 2000, janeiro e março de 2001 verificou-se um crescimento contínuo na concentração de bicarbonato. Esse crescimento está, assim como a alcalinidade, ligada à herança das mudanças sazonais ocorridas na água do poço que abastece o sistema. As concentrações de cloreto e nitrato nas três campanhas realizadas estiveram sempre abaixo do valor máximo permitido pela Portaria N^o 1469 de dezembro de 2000 do Ministério da Saúde, que estabelece concentrações máximas de 250 mg/l e 10 mg/l respectivamente

3.7. Sulfato, Cálcio, Magnésio, Potássio e Sódio - Para os meses de outubro de 2000, janeiro e março de 2001 as concentrações de Sulfato, Sódio e Potássio atendem a recomendação da Portaria N^o 1469 de dezembro de 2000 do Ministério da Saúde, que estabelece uma concentração máxima de 250 mg/l, 200 mg/l e 10 mg/l; respectivamente.

4. Conclusão - Os parâmetros físico-químicos estudados encontram-se dentro dos padrões de potabilidade estabelecidos pela Organização Mundial de Saúde e pelo Ministério da Saúde. O Ferro Total apresentou uma concentração média de 0,69 mg/l, estando portanto, acima da concentração máxima estabelecida 0,3 mg/l. O que se observou é que o principal componente que determinou a impropriedade da água para consumo humano foi à presença de bactérias tipo coliforme. Esse fato demonstra o baixo nível de educação sanitária apresentado pelas famílias, tanto do conjunto quanto da invasão, e também a falta de controle pelas autoridades no caso da escola e no centro de saúde.

5. Referências Bibliográficas

- BATALHA, B.L 1993. *Controle da qualidade da água para consumo humano: bases conceituais e operacionais*. São Paulo, CETESB, 175 p.
- DI BERNARDO, L. 1993. *Métodos e técnicas de tratamento de água*. Rio de Janeiro, ABES, v.1, 496 p.
- RICHTER, C.A.; NETO, J.M.A. 1991. *Tratamento de água. 2 ed.* São Paulo, Edgard Blücher, 332 p
- Portaria Nº 1469 29 de dezembro de 2000, do Ministério da Saúde.
- AMINOT, A. & CHAUSSEPIED, M. 1983 *Manuel des analyses Chimiques en Milieu Marin*. CNEXO. BREST-FRANCE. 395 p.
- FENZEL, N. 1998. *Introdução à Hidrogeoquímica*. (Gráfica e editora Universitária). 198 p.
- IDESP. 1990. *Um estudo ambiental do estuário Guajarino. Belém*. N. 17.. Relatório de pesquisa. 154 p.
- LIMA, K. T. P. de 1997. *Estudo Hidrogeológico de Poços Tubulares da Região de Barcarena*. Trabalho de Conclusão de Curso, Departamento de Geologia, Centro de Geociências. 31 p.
- LOBO, M. A. A., MERCÊS, S. S.S. 1997. *Levantamento do Quadro Ambiental da Região Metropolitana de Belém*. Virtual Ed. e Pub., Relatório Ambiental da RMB. 134 p.
- MUTO, J. 1997. *Caracterização Geométrica das Camadas Aqüíferas da Região Metropolitana de Belém - Bairro de Nazaré*. Trabalho de Conclusão de Curso, Departamento de Geologia, Centro de Geociências, 41 p.
- PENTEADO, A. R. 1968. *estudo da geografia urbana*. Belém, UFPa. Vol. 1. (Coleção Amazônica. Série José Veríssimo). 183 p.
- SAITO, F. A. F. 1997. *Projeto de abastecimento da água para a região da invasão "Riacho doce". Belém - Pará*. Trabalho de conclusão de curso. 45 p.
- TODD, K. D. 1985. *Hidrologia de água subterrânea* Ed. Edgard Blocher Ltda. 250 p.

Estudo da Qualidade da Água no Sistema de Abastecimento do Bairro de Brasília /Distrito de Outeiro, Icoaraci/PA

Marinéa dos Santos de Jesus*

José Augusto M. Corrêa**

*Universidade Federal do Pará, Centro Tecnológico, Discente do Curso de Engenharia Sanitária, Belém, PA, marineasantos@bol.com.br

**Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Professor Adjunto do Departamento de Geoquímica e Petrologia, Belém, PA, jamc@ufpa.br

1.Introdução - A água é um bem essencial para a humanidade e as maiores fontes disponíveis de água doce encontram-se no subsolo. A demanda crescente de água estimula o desenvolvimento de sistemas de abastecimento que se utilizam principalmente de água subterrânea. Inevitavelmente, quando o progresso amplia e adiciona novos problemas, cresce o esforço para resolvê-los. Uma das razões para a crescente demanda de água subterrânea, é em geral a sua melhor qualidade, quando comparada à água superficial (p.ex. rios e lagos).

O homem tem necessidade de água de qualidade adequada e em quantidades suficiente para todas suas necessidades, não só para proteção de sua saúde, como também para o seu desenvolvimento econômico. Assim, a importância do abastecimento de água deve ser encarada sob os aspectos sanitário e econômico.

A importância sanitária do abastecimento de água é das mais ponderáveis;.A implantação ou melhoria dos serviços de abastecimento de água traz como resultado uma rápida e sensível melhoria na saúde e nas condições de vida de uma comunidade, principalmente através do controle e prevenção de doenças, da promoção de hábitos higiênicos, e da melhoria da limpeza pública.

Ressalta-se, assim, conforme tem sido constatado em muitos lugares, que a implantação ou melhoria dos sistemas de abastecimento de água traz como consequência uma diminuição das doenças de veiculação hídrica . Estes efeitos benéficos se acentuam bastante com a implantação e melhoria dos sistemas de esgotos sanitários.

A importância econômica do abastecimento de água é também de grande relevância. Sua implantação se traduz num aumento de vida média da população servida, numa diminuição da mortalidade em geral e, em particular, da infantil..

O controle da qualidade de água servida a população, nas áreas de baixadas e nas de expansão urbana, como é o caso da ilha de Outeiro, é um dos principais aspectos que fundamentaram a elaboração deste projeto.

Sendo essencial para o controle desta qualidade, o aprendizado e o conhecimento, ambos adquiridos ao longo de um plano de trabalho bem elaborado. Além de proporcionar um ambiente físico bem estruturado que nos permitem executar o trabalho com eficiência e eficácia.

Esse aprendizado e conhecimento que adquirimos faz com que possamos ter opinião própria em relação as modificações que possam estar interferindo na qualidade da água, como sendo resultante da presença de lançamentos ou liberação no ambiente, de matéria ou energia em quantidades ou intensidades tais, que a torne impróprio para o consumo.

2.Objetivos :Obter informações sobre a qualidade da água subterrânea no bairro de Brasília (Ilha do Outeiro), verificando possíveis variações dessa água, desde a sua captação até chegar ao consumidor. Para isso, foram considerados parâmetros Químicos, Bacteriológicos e Físico-Químicos.

Complementarmente, foi realizado um levantamento das fontes prováveis de contaminação que porventura existam na área estudada, por exemplo, rede de esgoto defeituosa ou áreas onde haja despejos urbanos.

Foram feitas 03 (três) campanhas,sendo coletadas um número de 09 (nove) amostras na qual podemos constatar pequenas variações nos resultados das análises. Mas que, provavelmente não estão relacionadas com fontes de contaminação.Seguindo os Os padrões de potabilidade da água seguidos aqueles que constam na portaria Nº 1469 de 29/12/2000, do Ministério da Saúde

3.Metodologia :Foram utilizados os seguintes parâmetros: pH, Condutividade elétrica, temperatura da água, nitrato, sulfato, cloreto, alcalinidade, bicarbonato, sódio, potássio, cálcio, magnésio, ferro total, coliformes totais e *Escherichia coli*. As análises laboratoriais foram realizadas no Laboratório de Hidroquímica do Centro de Geociências.

4.Resultados: Os resultados obtidos, em relação as 03 (três) campanhas,não tiveram grandes variações no decorrer destas. Tendo apenas o Sódio, Potássio, Cálcio, Cloro, Sulfato, Bicarbonato, Ferro. Apresentando variações consideráveis, porém estão dentro dos limites previsto pela resolução Nº 20 do CONAMA. e portaria Nº 1469 de 29/12/2000, do Ministério da Saúde

- **Coliformes Totais (CT) e *Escherichia Coli* (EC)** - Os parâmetros bacteriológicos apresentaram desconformidade com os padrões de potabilidade definidos pela portaria Nº 1469, de 20 de dezembro de 2000, que estabelece que em água destinada a consumo humano não deve conter coliformes. Tendo sido constatado na primeira campanha apenas um ponto (casa 1) apresentar :*Escherichia Coli* (EC), e os pontos (casa 1, casa 2, casa 3, casa 4, casa 5, casa 6, casa 7, casa 8) apresentar Coliformes Totais.Na segunda campanha os , seguintes pontos de amostragem

apresentaram coliformes totais: casa 1, casa 2, casa 3, casa 4, casa 5, casa 6, casa 7, casa 8. Não sendo constatado a presença de EC. Na terceira campanha de amostragem os seguintes pontos apresentaram coliformes totais: casa 1, casa 2, casa 3, casa 4, casa 5, casa 6, casa 7, casa 8. Sendo constatado a presença de *Escherichia Coli* na casa 2.

5. Conclusão :É de primordial importância, particularmente para a saúde que todo o sistema de abastecimento de água de uma comunidade desde a captação, adução, tratamento, recalque e distribuição, inclusive reservação, bem como dos domicílios e edifícios em geral, deva ser bem projetado, construído, operado, mantido e conservado, para que a água não se torne veículo de transmissão de diversas doenças. Em outras palavras, é necessário que várias providências sejam tomadas, para evitar que a água seja contaminada, desde a captação até o momento de ser utilizada pelo consumidor.

O controle da qualidade da água é uma medida de grande necessidade particularmente para garantia da saúde da população, sem deixar de lembrar os prejuízos econômicos que podem advir da má qualidade da água de consumo. O controle da qualidade da água é uma atividade de caráter dinâmico, e que deve ser exercido no meio rural e nas áreas urbanas desprovidas de serviço público de abastecimento de água.

6. Referências Bibliográficas:

- BATALHA, B.L 1993. *Controle da qualidade da água para consumo humano: bases conceituais e operacionais*. São Paulo, CETESB, 175 p.
- DI BERNARDO, L. 1993. *Métodos e técnicas de tratamento de água*. Rio de Janeiro, ABES, v.1, 496 p.
- RICHTER, C.A.; NETO, J.M.A. 1991. *Tratamento de água. 2 ed.* São Paulo, Edgard Blücher, 332 p.
- Portaria Nº 1469 29 de dezembro de 2000, do Ministério da Saúde.
- AMINOT, A. & CHAUSSEPIED, M. 1983 *Manuel des analyses Chimiques en Milieu Marin*. CNEXO. BREST-FRANCE. 395 p.
- FENZEL, N. 1998. *Introdução à Hidrogeoquímica*. (Gráfica e editora Universitária). 198 p.
- IDESP. 1990. *Um estudo ambiental do estuário Guajará. Belém*. N. 17.. Relatório de pesquisa. 154 p.
- LIMA, K. T. P. de 1997. *Estudo Hidrogeológico de Poços Tubulares da Região de Barcarena*. Trabalho de Conclusão de Curso, Departamento de Geologia, Centro de Geociências. 31 p.
- LOBO, M. A. A., MERCÊS, S. S.S. 1997. *Levantamento do Quadro Ambiental da Região Metropolitana de Belém*. Virtual Ed. e Pub., Relatório Ambiental da RMB. 134 p.
- MUTO, J. 1997. *Caracterização Geométrica das Camadas Aquíferas da Região Metropolitana de Belém - Bairro de Nazaré*. Trabalho de Conclusão de Curso, Departamento de Geologia, Centro de Geociências, 41 p.
- PENTEADO, A. R. 1968. *estudo da geografia urbana*. Belém, UFPA. Vol. 1. (Coleção Amazônica. Série José Veríssimo). 183 p.
- TODD, K. D. 1985. *Hidrologia de água subterrânea* Ed. Edgard Blocher Ltda. 250 p.

Contaminação das águas subterrâneas da Região Metropolitana de Belém

Josafá Ribeiro de Oliveira* e Vera Maria Nobre Braz**

*CPRM Serviço Geológico do Brasil / Belém-PA

**UFPA – Universidade Federal do Pará / Belém-PA

Introdução

O crescimento urbano e industrial da Região Metropolitana de Belém vem exigindo, paulatinamente, uma grande demanda de recursos hídricos subterrâneos. E por se tratar de uma cidade densamente habitada e que sempre contou com um sistema de abastecimento de água deficiente, a atividade de construção de poços “de quintal” representados unicamente por poços do tipo cacimba cresceu rapidamente, existindo, ainda hoje, milhares deles, principalmente, na periferia. Com o tempo, as cacimbas estão sendo substituídas por poços tubulares rasos, que, como os anteriores, captam o sistema aquífero mais superior, representado por areias finas a médias. É um sistema extremamente vulnerável à poluição, sobre o qual se desenvolve intensa atividade humana. A maioria dos poços extrai pequenas vazões e possui um regime de exploração irregular, e com pouca ou nenhuma informação, já que os mesmos são perfurados por pequenas firmas ou por pessoas “práticas” que se preocupam apenas em obter água, não se atendo em registrar os parâmetros hidrodinâmicos.

Dentro desse contexto e selecionando os poços com o maior número de dados possíveis, o Projeto Estudos Hidrogeológicos da Região Metropolitana de Belém, executado pela CPRM (Oliveira, no prelo), vem buscando sempre o perfil litológico ou mesmo aqueles que possam fornecer informações importantes ao conhecimento das potencialidades aquíferas da região.

Vários poços profundos estão desativados, sendo que a maioria deles está com as suas bocas abertas, colocando o aquífero em conexão direta com a superfície, servindo assim de conduto de poluição para os sistemas aquíferos subterrâneos.

Já os poços em operação, a maioria não apresenta manutenção satisfatória e suas bocas quase sempre estão abertas, aumentando, assim, os riscos de contaminação.

Essa problemática tende a se agravar, caso o poder público e as entidades fiscalizadoras não tomem as devidas providências, pois é sabido que as principais causas de poluição são os poços construídos sem critérios técnicos, operação inadequada ou o poço abandonado sem a devida proteção sanitária ou mesmo sem o tamponamento com pasta de cimentação dos poços abandonados. Com a criação da Lei n.º 6.381, aprovada pela Assembléia Legislativa do Estado do Pará (25/07/2001), espera-se que essa situação seja minimizada, evitando, assim, a construção de poços tubulares sem as normas técnicas e sem o devido acompanhamento profissional.

Até o momento já foram cadastrados cerca de 2.200 pontos d'água (poços tubulares, poços escavados e fontes), dos quais 69 são poços tubulares com profundidades superiores a 170 metros. Há uma predominância de poços com menos de 25 metros de profundidade, na maioria perfurados por processos manuais. Destes, pouco se sabe das características físicas de construção.

Descrição Sumária de Abastecimento Público de Água na RMB

As águas dos lagos Bolonha e Água Preta, que abastecem o sítio urbano de Belém e parte da cidade de Ananindeua, são insuficientes para atender à demanda da população, sendo necessário a utilização de águas subterrâneas, pois as águas de superfície estão quase todas contaminadas por dejetos e esgotos que são jogados nos mesmos e no solo. Esta situação pode piorar, principalmente nas áreas de invasão onde as fossas são construídas de maneira precária, os esgotos a céu aberto e a disposição do lixo é aleatória. Os dejetos e o lixo decompostos, em contato com a zona não saturada, misturados ou não, fluem pelas camadas geológicas, seguem por vários caminhos e podem atingir os aquíferos mais superficiais (lençol freático) ou até mesmo as drenagens da bacia de captação do Manancial do Utinga. Há necessidade, por parte do Poder Público, de realizar um planejamento e saneamento mais eficazes para a Região Metropolitana de Belém, a fim de assistir, também, aos bairros mais periféricos, através da construção de rede de distribuição de água tratada, construção de poços tubulares profundos ou mesmo a realização de micro-sistemas.

Devido ao ineficaz, ou mesmo inexistente abastecimento público de água, os conjuntos habitacionais e condomínios suprem-se com as águas provindas de poços tubulares rasos, que reduzem, em parte, essa deficiência. Em muitos conjuntos, onde existem poços comunitários, a captação está abandonada, devido à quantidade de ferro excessiva ou por falta de bomba ou por motivos diversos, obrigando às pessoas mais aquinhoadas procurarem os perfuradores locais e construir os seus próprios poços. Esta situação tende a piorar, pois, com o passar do tempo, a água do lençol freático torna-se passível de ser contaminado pelas fossas, construídas em terrenos pequenos e próximas a poços de captação dos aquíferos livres. Levando-se em conta, ainda, a condição geológica do solo e principalmente, onde a permeabilidade for alta, haverá maior possibilidade de contaminação da água captada dos poços rasos. Como há mais de cinco mil poços explorando os aquíferos mais superficiais na Região Metropolitana de Belém, há necessidade de um rigoroso controle desses poços através de análise físico-química e bacteriológica. Essa monitoração, com certeza, denunciará os poços contaminados e, com isto, diminuirão as doenças de veiculação hídrica, principalmente nas crianças. Assim evita-se maior dispêndio financeiro por parte dos órgãos públicos, especialmente em assistência médico-hospitalar.

Captação Subterrânea e a sua Contaminação

A área trabalhada acha-se no contexto das rochas sedimentares, onde as condições e acumulações dos sistemas aquíferos subterrâneos estão relacionados aos aspectos litológicos, estratigráficos e geomorfológicos. Em função desses elementos, a moldura geológica da bacia encontrada na Região Metropolitana de Belém apresenta camadas com mergulhos horizontais a sub-horizontais, configurando uma geometria homoclinal e condicionando uma sucessão rítmica de extratos argilosos, arenosos, carbonáticos e sílticos, implicando, assim, na ocorrência de sistemas aquíferos livres, semi-confinado e confinados.

Essas rochas apresentam grande potencial de água subterrânea formando os sistemas aquíferos da área, que, em boa parte, já estão comprometidos, principalmente os poços tubulares rasos (12 a 25 metros), construídos sem critérios técnicos.

Com base nos trabalhos desenvolvidos pelo projeto Estudos Hidrogeológicos da Região Metropolitana de Belém e Adjacências - PEHRMBA, através da CPRM e em parceria com a Prefeitura Municipal de Belém, representada pelo SAAEB, e, cooperativamente, com a COSANPA e UFPA, já se tem notado um grande número de poços poluídos por nitratos, principalmente aqueles tubulares rasos de Icoaraci, Outeiro, Cidade Nova, Marituba, Mosqueiro e outros locais.

Como foi frisado anteriormente, um poço mal construído e sem o isolamento da parte superior do aquífero, de pelo menos 12 metros, permitirá a transferência de poluentes da superfície para os aquíferos mais profundos. Salienta-se, portanto, que a principal causa da água poluída, é resultado de poços construídos sem critérios técnicos e por pessoal não qualificado.

Quanto aos poços profundos, atualmente há uma preocupação muito grande dos órgãos públicos, principalmente no que tange à demanda de água subterrânea, pois, em função dos novos poços perfurados pela HIDROENGE, FEMAC Geosolo Ltda., CONTEP, Só Poços e Pró Água. Os aquíferos mais profundos vêm apresentando teores de ferro fora dos padrões de potabilidade estabelecidos pelos órgãos sanitários, com valores superiores a 5 ppm, e, assim, comprometendo os aquíferos mais profundos (180 a 300 metros), que sempre apresentavam teores de ferro na ordem de 0,1 a 0,3 ppm ou mesmo ausência deste elemento. A deficiência na cimentação do espaço anelar é a grande causa dessa contaminação. Outra situação é a ferrificação por drenagem vertical descendente, a partir das camadas com água dos níveis mais superiores.

Com base em 60 análises físico-químicas, realizadas pela UFPA. e COSANPA, os poços de profundidades em torno de 60 a 120 metros, sempre apresentaram teores de ferro excessivos, obrigando tratamento através de aeração, cloração e sulfatação na maioria das vezes, podendo serem usadas para todos os fins (Oliveira, no prelo).

É importante ressaltar que a participação da água subterrânea na Região Metropolitana de Belém, como fonte de abastecimento público, já é de grande monta. Portanto, é imprescindível o esforço

no sentido de se detectar as causas ou mesmo métodos de tratamento eficazes no combate às ferro-bactérias, aliados a programas de manutenção e monitoração periódicas, a fim de não inviabilizar a construção de poços no Aquífero Pirabas, pois, se sabe que em Belém, existe grande número de poços infectados por ferro-bactérias, principalmente, no Aquífero Barreiras.

Referências Bibliográficas

- FEMAC Geosolo Engenharia Ltda. 1996. Relatório de construção de poços tubulares profundos, Ananindeua – PA, COSANPA
- CONTEP. 1997. Relatório de construção de poços tubulares profundos, Ananindeua – PA. COSANPA
- FEMAC Geosolo Engenharia Ltda. 1998. Relatório de construção de poços tubulares profundos, Belém – PA. SAAEB.
- HIDROENGE Perfurações Ltda. 1998. Relatório de construção de poços tubulares profundos, Marituba – PA. COSANPA.
- Oliveira, J.R.. 2001. Projeto Estudos Hidrogeológicos da Região Metropolitana de Belém e Adjacências – PEHRMBA (no prelo).

Um Provável Cenário para a Qualidade de Água do Futuro Reservatório da UHE Belo Monte, Rio Xingu, Pará

José Francisco da Fonseca Ramos

Centro de Geociências da UFPA – jramos@ufpa.br

Introdução

A Usina Hidrelétrica BELO MONTE está sendo planejada para a área conhecida como Volta Grande do Xingu, Altamira, PA. A formação de um reservatório dará origem a diversos compartimentos, onde o Lago Principal (LP) e a Volta Grande (VG), compartimento entre a barragem e as cachoeiras, à jusante do rio Bacajá, são objeto das principais alterações ambientais (Fig. 1).

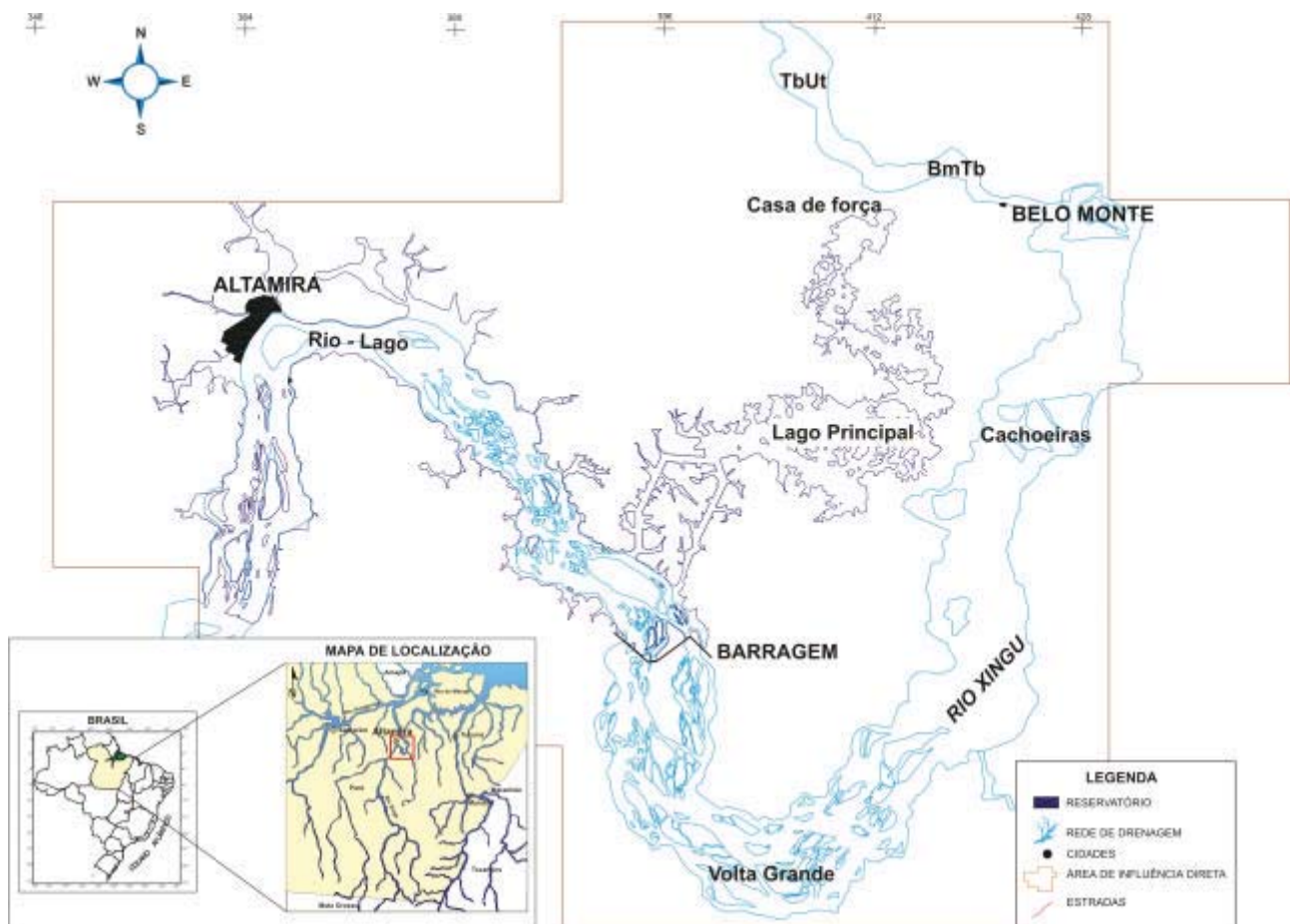


Fig. 1: Mapa de localização.

O compartimento Lago Principal (LP) constitui-se no novo lago formado sobre área coberta com vegetação de terra firme e que conduz a água do rio Xingu, então após desvio, até as turbinas na Casa de Força. Sua área total é de 119 Km², dos quais serão desmatados 77 Km², restando 42 Km² de vegetação, que será decomposta sob inundação. Durante o funcionamento da UHE Belo Monte, o LP deverá manter um nível de água estável e constante de 97 m.

Cálculo do fósforo total

Para o cálculo do fósforo total foi desenvolvido um modelo *tipo Vollenweider* (QUALAG-BM1VSM), baseado em Salas & Martino (1991). A concentração de fósforo afluyente no LP, por advecção das águas do rio Xingu, foi determinada, enquanto aquela originada das áreas limítrofes de bacias de pequenas drenagens, foi estimada com base na literatura em 0,02 g m⁻² ano⁻¹ (Castagnino (1982), apud Salas & Martino, 1991).

Foi aplicada a equação (1) para o cálculo do P total no lago originado na advecção da água do rio Xingu

$$P_{\text{tot}} = \frac{P_{\text{tot in}}}{T_w (1/T_w + 2 \sqrt{T_w})} \quad (1)$$

e a equação (2), que considera as pequenas bacias contíguas ao lago,

$$P_{\text{tot}} = (0,290 L(P)^{0,891} T_w^{0,76}) / Z^{0,934} \quad (2)$$

onde:

P_{tot} = fósforo total (mg l⁻¹); $L(P)$ = taxa de carga de fósforo total por área;

T_w = tempo de retenção (ano); Z = profundidade média

A terceira e mais importante fonte de fósforo encontra-se na decomposição das folhas e da liteira que será afogada pelo lago. A partir de dados de literatura (Golley et al, 1980 a e b; CNEC/Eletronorte, 1987; Pereira, 1995; Zou et al., 1995; Furch & Junk, 1997; Luizão et al., 1998; Mesquita et al., 1998) foram estabelecidas as taxas de decomposição da matéria orgânica e de liberação de fósforo. Os tempos de residência (TR) para o LP foram calculados para diferentes vazões afluentes ao LP e vazões liberadas para a Volta Grande do Xingu, o que poderá ser sujeito a manejo.

Para a estimativa da massa total de matéria orgânica no lago foram usadas as taxas de 12 t ha⁻¹ para a área não desmatada e 6 t ha⁻¹ para a área que será desmatada. Considerando-se de forma conservadora o teor de fósforo de 0,24 % para as folhas, obtém-se o P total a ser liberado e a sua concentração num volume total do LP. Na tabela 1 observa-se que o P total na água do Lago Principal alcança o maior valor de 15,5 µg l⁻¹, um valor muito baixo próprio de lagos oligotróficos. O fósforo deve, portanto, ser o fator limitante para a eutrofização.

TABELA 1: P tot em mg l⁻¹ na água do LP, derivado da advecção, das bacias adjacentes e da decomposição da matéria orgânica.

P tot mg l ⁻¹	P tot da advecção + da bacia adjacente	P tot da decomposição da M. O.	TR dias
0,0118	0,006808	0,005	22
0,0142	0,007193	0,007	15
0,0155	0,007486	0,008	11
0,0155	0,007486	0,008	11

Oxigênio dissolvido no Lago Principal (LP) e Volta Grande (VG)

Para o cálculo do balanço de massa de oxigênio foram considerados os valores predominantes de 6 mg l⁻¹ de O₂ dissolvido, medidos na água do rio Xingu, a massa da matéria orgânica afogada a ser decomposta, expressa em gramas de O₂, as vazões mínimas do rio Xingu em Altamira, das quais decorrem as vazões para o LP e para a VG, e os TR para as vazões estipuladas. Foi desenhado o cenário mais desfavorável para as concentrações de O₂ dissolvido no LP e à jusante do Vertedouro Complementar (VC), onde a água proveniente do LP se mistura com a água do rio Xingu, na Volta Grande. Na tabela 2 são apresentados os dados de vazões e concentrações de O₂ dissolvido para os períodos de 22 de janeiro a abril e de agosto a dezembro de 2008, na água do LP e na mistura da água efluente do VC com a do rio Xingu na Volta Grande. Na simulação proposta, os menores valores para O₂ dissolvido ocorrerão no início de fevereiro (3,6 mg l⁻¹) e em dezembro (3,9 mg l⁻¹).

Tabela 2: Concentrações de O₂ dissolvido em mg l⁻¹ na mistura da água do rio Xingu ao receber a água do Vertedouro Complementar do LP. Vazões em m³ s⁻¹.

	22/Jan	06/Fev	16/Fev	27/Fev	04/Mar	10 a 31/3	Abril	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro
Vazão Xingu	2518	2700	5653	5653	9581	9581	9817	908	700	444	605	1167
Vazão Vertedouro	500	800	1.400	1.400	3.300	3.300	3.300	558	350	0	0	817
Vazão Volta Grande	1.518	1.200	3.553	3.553	5.581	5.581	5.817	350	350	444	605	350
O ₂ Vertedouro	0	0	0	0	3,0	5,2	5,6	5,6	4,0	0	0	3,0
O₂ Xingu Jusante Vtd	4,5	3,6	4,3	4,3	4,9	5,7	5,9	5,8	5,0	6,0	6,0	3,9

Vazão VG = Vz Xingu - (VzVtd + VzTb)

O₂ Vtd é o O₂ diss. na água do lago

O₂ VG é o O₂ diss. na água afluyente do Xingu

O₂ Xingu jusante Vtd = (VzVG * O₂ VG + VzVtd * O₂ Vtd) / (VzVG + VzVtd)

O₂ à jusante do vertedouro é igual ao produto da Vazão da Volta Grande pela concentração de O₂ dissolvido nessa água mais o produto da Vazão do vertedouro pela concentração de O₂ na água do vertedouro, cujo resultado é então dividido pela soma das Vazões da Volta Grande e do Vertedouro.

Vazões em m³ s⁻¹

O₂ dissolvido em mg l⁻¹

Referências Bibliográficas

- CNEC/ELETRONORTE, 1987. Ensaio de degradação da vegetação a ser submersa. *Estudos de Viabilidade da UHE Ji-Paraná*. Eletronorte, Brasília.
- Furch, K. & Junk, W.J. 1997: The chemical composition, food value, and decomposition of herbaceous plants, leaves, and leaf litter of the floodplain forests.- In Junk, W.J. (ed.): *The Central Amazon Floodplain: Ecology of a pulsing system*.- Springer, Ecological Studies 126: 187-205.
- Golley, F.B., Yantko, J., Richardson, T., Klinge, H., 1980a. Biogeochemistry of tropical forests: 1. The frequency distribution and mean concentration of selected elements in a forest near Manaus, Brazil. *Tropical Ecol.*, **21**: 59-70.
- Golley, F.B., Yantko, J., Jordan, C., 1980b. Biogeochemistry of tropical forests: 2. The frequency distribution and mean concentrations of selected elements near San Carlos de Rio Negro, Venezuela. *Tropical Ecol.*, **21**: 71-80.
- Luizão, F.J., Proctor, J., Thompson, J., Luizão, R.C.C., Marrs, R.H., Scott, D.A., Viana, V., 1998. Rain forest on Maracá Island, Roraima, Brazil: soil and litter process response to artificial gaps. *Forest Ecol. Managem.*, **102**: 291-303.
- Mesquita, R.C.G., Workman, S.W., Neely, C.L., 1998. Slow litter decomposition in a *Cecropia*-dominated secondary forest of Central Amazonia. *Soil Biol. Biochem.*, **30**: 167-175.
- Pereira, A., 1995. Mathematical Modelling for Amazonian Reservoirs.- In: Tundisi, J.G., Bucudo, C.E.M., Tundisi, T.M. (Eds):- *Limnology in Brazil*. Brazilian Academy of Sciences, Brazilian Limnological Society, Rio de Janeiro: 305-323
- Salas, H.J., Martino, P., 1991. A simplified phosphorus trophic state model for warm-water tropical lakes. *Wat. Res.*, **25**: 341-350.
- Zou, X., Zucca, C.P., Waide, R.B., McDowell, W.H., 1995. Long-term influence of deforestation on tree species composition and litter dynamics of a tropical rain forest in Puerto Rico. *Forest Ecol. Managem.*, **78**: 147-157.

Desperdício de água no Sistema de Abastecimento de Água do “Campus” da Universidade Federal do Pará

Evaristo C. Rezende dos Santos*; Lindemberg Lima Fernandes*; Elieth Miranda Ferreira**;
Elisângela Maria Rodrigues Rocha**; Maria de Nazaré Alves da Silva**; Ricardo Gomes Rosa**;
Sanderley Costa Moutinho**

* - Depto.Hidráulica e Saneamento –CT/UFPA- Brasil; ** - Bolsistas (PROINTE)

Introdução

A água é o recurso natural mais ameaçado neste século, quer pelo pouco cuidado dos homens com a sua preservação, quer pelo desperdício desse precioso líquido nas suas diversas formas de exploração e uso.

O Brasil, embora sendo a segunda potência de água doce do mundo e a Amazônia, a região brasileira onde se concentra a maior parte desta reserva, não pode ser irresponsável na utilização desse recurso natural de grande interesse mundial. Nesse aspecto, o papel das Universidades Amazônicas deve ser fundamental no processo da utilização racional e controle das perdas de água, a começar pelo estabelecimento de um sistema de abastecimento de água mais eficiente nos seus próprios “Campis”.

O PNCDA – Programa Nacional de Combate ao Desperdício de Água, estabelece que em sistema “público”, do ponto de vista operacional, as perdas de água são consideradas correspondentes aos volumes não contabilizados, que englobam tanto as perdas físicas, que representam a parcela não consumidas (se originam de vazamentos no sistema desde a captação até o ponto de utilização e de consumos além do necessário para a operação desejada), como perdas não físicas, que correspondem a água consumida e não registrada (originam-se de ligações clandestinas ou não cadastradas, e que levam a perdas de faturamento). É importante, portanto, que na gestão de sistema de abastecimento de água, o controle das perdas seja considerado independente do tamanho do sistema, considerando os aspectos, econômicos, ecológicos e de segurança envolvidos.

No caso do sistema de abastecimento de água do “Campus” Universitário do Guamá – UFPA, que abastece os setores Básico e Profissional I e II e Hospital Universitário, as perdas são todas físicas, decorrente de vazamentos nas unidades do sistema (tratamento e rede de distribuição), vazamentos nos pontos de utilização (válvulas de descarga para a limpeza de vasos sanitários, torneiras de pias de cozinha e lavatórios, registros de mictórios e chuveiros) e aqueles provenientes de consumos de água superiores ao necessário que ocorrem nos procedimentos operacionais regulares (lavagem de utensílios, asseio corporal, torneiras e registros mal fechados).

Neste trabalho, se procurou identificar os principais pontos geradores de perdas de água, sendo limitado a área de observação ao Setor Profissional I do “Campus” Universitário do Guamá.

Sistema de Abastecimento de Água do “Campus” Universitário do Guamá – UFPA

Descrição do Sistema

O sistema de abastecimento de água do “Campus” do Guamá é constituído das unidades de captação, adução (água bruta e tratada), tratamento, reservação e distribuição.

Atualmente, a captação de água é feita por um único poço com diâmetro de 200mm e profundidade acima de 200m. A água do lençol artesiano é retirada através de um conjunto motor – bomba submerso e através de uma adutora (água bruta) é transportada até uma estação de tratamento de água para a remoção do ferro que se encontra com teores acima do recomendado pelos padrões de potabilidade do Ministério da Saúde. Após o tratamento, a água é encaminhada até um reservatório inferior (cisterna) que serve de poço de sucção para sistemas elevatórios independentes que alimentam os reservatórios elevados do setor básico e setor profissional. A partir do reservatório elevado de cada setor são alimentados os diversos prédios implantados no “campus”.

Perdas de água no Sistema

Na avaliação das perdas de água no sistema, limitou-se a verificação das perdas físicas decorrentes de vazamentos na E.T.A e em aparelhos sanitários e neste caso, limitou-se aos aparelhos instalados nos prédios do setor profissional I.

A Figura 1, apresenta o número de pontos de água fria existentes nos diversos prédios instalados no setor profissional I, e o total de pontos que apresentavam vazamentos no período da avaliação.

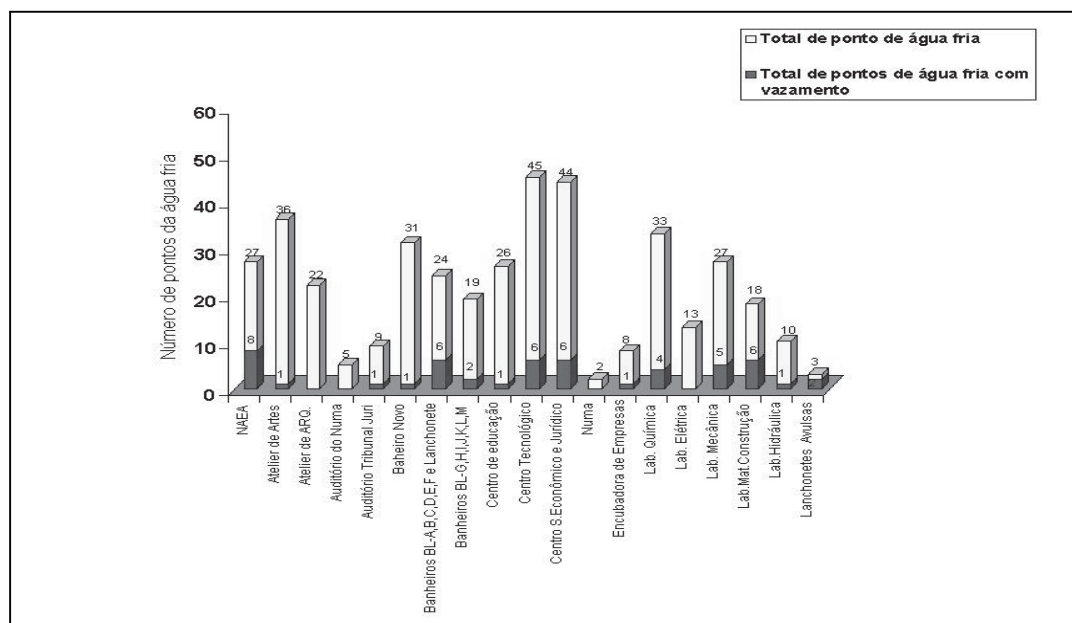


Figura 1 - Número de pontos de água fria por prédio do Setor Profissional I e o total de pontos com vazamentos – Campus UFPA.

A Figura 2, apresenta o número de pontos com água fria identificados nos prédios do setor profissional I dos quais 51 pontos apresentavam vazamentos o que representa 12,68% do total dos pontos instalados.

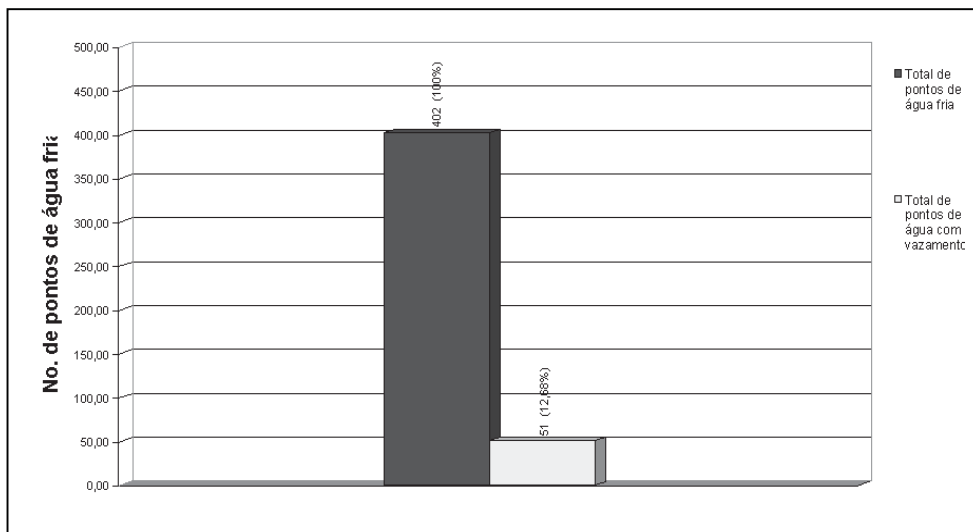


Figura 2 – Total de pontos de água fria no setor profissional e pontos com vazamentos – Campus UFPA.

Na Figura 3, é estimada a perda de água diária e mensal decorrente apenas dos vazamentos dos 51 pontos identificados nos prédios do setor profissional I, não sendo computado, as perdas na rede de distribuição e em outros pontos do sistema.

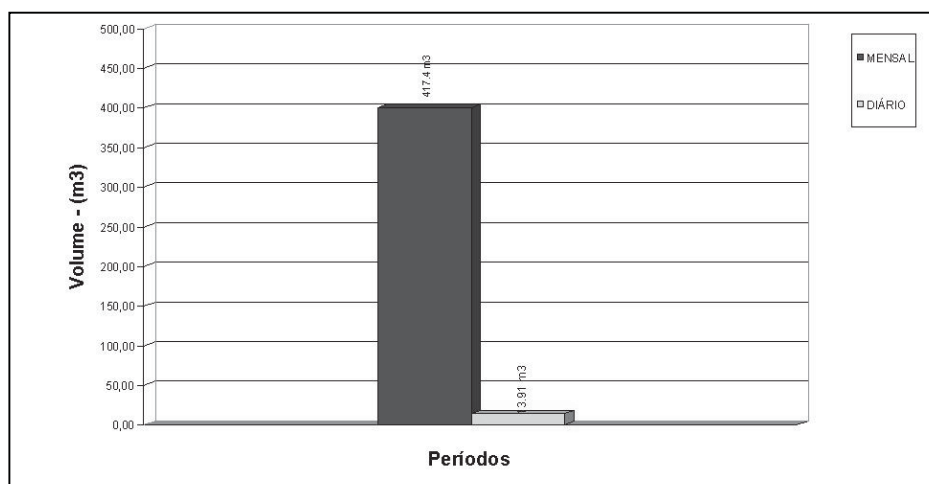


Figura 3 – Perda de água do Setor Profissional I – Campus UFPA.

Conclusão

O Sistema de abastecimento de água do “Campus” do Guamá, apresenta vários problemas de concepção de projeto, manutenção e operação que levam a perdas físicas de água e por consequência, perda de energia elétrica utilizada para movimentar os motores dos conjuntos motor

– bomba, perda de produto químico usado na desinfecção de água (cloro), bem como, maior desgaste de equipamentos em especial dos conjuntos motor – bomba que necessitam de um período maior de trabalho para compensar as perdas no sistema.

O sistema conforme se encontra atualmente funcionando, não dispõe de nenhum mecanismo de controle que possibilite medir a vazão produzida pelo sistema e a vazão distribuída, não permitindo assim, um acompanhamento mensal do consumo de água no “Campus” do Guamá o que poderia facilitar identificar a ocorrência de vazamentos pelo crescimento, sem justificativa, do consumo de água.

Bibliografia

BERNARDO, L. Di. 1993. Método e Técnica de tratamento de Água. ABES. Rio de Janeiro.

CETESB, 1975. Operação e Manutenção de ETA. CETESB. São Paulo.

SILVIA, R. T. & CÔNEGO, J.G.L.1988. Indicadores de perdas nos sistemas de abastecimento de Água. Brasília: Ministério do Planejamento e orçamento. Secretaria de Política Urbana.

OLIVEIRA, L.H. Diretrizes para controle de desperdícios de água em edifícios (on line).SET/2000.

Disponível: <http://www.geocities.com/hidrometro> (capturado em 5/08/2001).

Origem e geometria de veios de anfibólio e fraturas hidráulicas em rochas metabásicas encaixantes do Complexo Granítico Estrela, Província Mineral de Carajás.

Carlos Eduardo de Mesquita Barros¹ (cadu@ufpa.br)
Pierre Barbey² (barbey@crpg.cnrs-nancy.fr)
Pedro Roberto da Costa Júnior¹

1. Universidade Federal do Pará – Centro de Geociências – Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides.
2. Université Henri Poincaré, Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG-CNRS), Vandoeuvre-lès-Nancy, França.

Introdução

O Complexo Granítico Estrela (CGE), aflora a leste da Serra dos Carajás, tem forma alongada aproximadamente na direção E-W, concordante à estruturação regional. Sua colocação final se deu por meio de mecanismos de inchamento (*ballooning*), concomitante a esforços compressivos de direção N-S (Barros 1997, Barros & Barbey 1998). A idade do CGE (Pb-Pb, evaporação de zircão) de 2763 +/- 7 Ma marca um episódio de magmatismo granítico, metamorfismo e deformação na Província Mineral de Carajás (Barros et al. em prep.).

O CGE corta rochas metabásicas, às quais se intercalam faixas de formações ferríferas e, subordinadamente, metapelitos, xistos ultramáficos e rochas cálcio-silicáticas. Estas rochas supracrustais sofreram uma fase (M_0) de metamorfismo (oceânico?) de fácies xisto verde, responsável pela formação de pseudomorfos de clorita/actinolita em rochas que podem mostrar a textura subofítica preservada. A fase de metamorfismo (M_1) é marcada por uma xistosidade (S_1) de direção E-W bastante localizada e desenvolvida no fácies xisto verde. Durante o metamorfismo de contato (M_2) provocado pelo CGE, os xenólitos anfibolíticos foram submetidos a temperaturas de 650°C a 800°C (clinopiroxênio hornfels). O CGE criou uma auréola tectono-termal interna com cerca de 1,5 km de espessura, onde os anfibolitos apresentam forte xistosidade (S_2), concordante aos limites do maciço, forte recristalização, texturas granonematoblásticas e minerais que indicam temperaturas de 550°C a 650°C (hornblenda hornfels). A auréola externa, com cerca de 3 km de espessura, possui rochas metabásicas nas quais as feições texturais magmáticas começam a ser obliteradas pela xistosidade S_2 . As temperaturas da auréola externa variam de 350°C a 500°C (Barros 1997, Barros & Barbey 1998).

Geometria das Fraturas e Veios Hidráulicos

- Os *veios e fraturas perpendiculares à xistosidade S_2* são relativamente abundantes nos anfibolitos da auréola interna. Os anfibólitos que preenchem os veios são grossos, subédricos a

euédricos. Podem ser observados veios com aspecto pegmatóide com até 1 metro de espessura, preenchidos por cristais centimétricos (10 cm) de anfibólio (Figura 1). Veios precoces, previamente perpendiculares à foliação, encontram-se fortemente dobrados.

- Os *veios e fraturas em pares conjugados* (Figura 2) são mais freqüentes em anfibólitos da auréola interna, e em alguns xenólitos. Muitas vezes estas fraturas não mostram preenchimentos, porém veios de anfibólio em pares conjugados podem ser igualmente descritos.

- Os *veios e fraturas paralelos à xistosidade S₂* são comuns na auréola interna, possuem espessuras centimétricas a milimétricas e comprimentos decimétricos a métricos. Aos veios de quartzo podem estar associados cristais relativamente bem desenvolvidos de turmalina. Em alguns afloramentos as fraturas perpendiculares e paralelas à xistosidade S₂ se associam a fraturas conjugadas, resultando em arranjos algo complexos.

- As *fraturas e os veios escalonados* têm ocorrência mais restrita aos anfibólitos de xenólitos e da auréola interna, sobretudo onde as rochas encaixantes ocupam uma invaginação a norte do CGE. O preenchimento destas estruturas pode ser feito por anfibólitos ou epidoto.

- Os *agregados ameboideais* são vistos localmente em anfibólitos da auréola. Estes agregados possuem uma coloração esbranquiçada dada pela concentração de cristais grossos de plagioclásio albitico. Grandes cristais de anfibólio de coloração cinza escuro dão um aspecto mosqueado a alguns dos agregados de albita. Finas vênulas de anfibólio cortam de modo algo errático os agregados de albita.

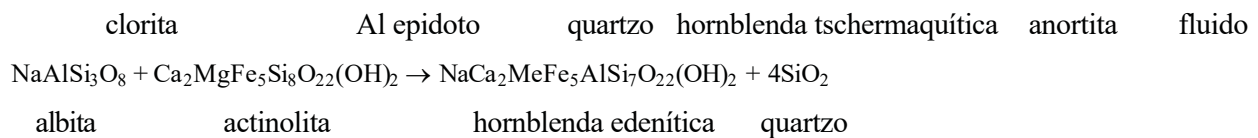
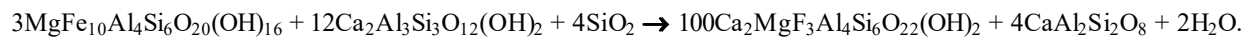
- Os *bolsões de quartzo* têm dimensões decamétricas a centimétricas e cortam os anfibólitos da auréola interna em seu domínio norte. Um exemplo significativo é representado pelo garimpo Serra Verde, onde ao quartzo estão associadas concentrações importantes de sulfeto maciço (pirita e calcopirita) mineralizado em ouro (Reis & Villas 1999). Veios irregulares preenchidos por anfibólio ou grossos cristais isolados de anfibólio podem ocorrer associados aos bolsões de quartzo.

Discussões e Conclusões

As relações entre venulação/fraturamento hidráulico e metamorfismo de contato têm sido discutidas em diversos trabalhos (Cesare 1994, Davies & Ferry 1993, Dutrow & Norton 1995, Etheridge et al. 1984, Hanson 1992). A produção de fluidos, resultante do aumento de gradientes termais, no contexto de metamorfismo progressivo de seqüências litológicas previamente hidratadas é atribuída a reações de desidratação/devolatilização (Walther & Orville 1982, Russ-Nabelek 1989). Durante o metamorfismo progressivo as rochas desenvolvem texturas granoblásticas. Este arranjo textural, associado aos esforços regionais e de expansão lateral (*ballooning*) do granito, contribui para a redução de porosidade e conseqüente impedimento do escape de voláteis. A produção contínua de fluidos metamórficos em um meio progressivamente menos poroso faz com que a

pressão de fluidos suplante a pressão litostática, ocorrendo então o fraturamento hidráulico (Etheridge et al. 1984, Yardley 1986). Nestas condições são favorecidas as condições para a transferência e deposição de material em sistemas de fraturas. Com os aumentos das condições de pressão poderiam ser esperados aumentos dos potenciais químicos capazes de promover processos de dissolução de pressão (Vernon 1976, Bell & Cuff 1989) e posterior deposição dos anfibólios.

Reações semelhantes àquelas propostas por Cooper (1972) poderiam ter ocorrido as rochas metabásicas previamente hidratadas durante a fase M_0 :



Estas reações explicariam (1) a formação de veios de anfibólio e dos agregados ameboidais de plagioclásio, (2) as modificações das composições dos anfibólios e (3) a íntima associação dos veios de anfibólio com os veios de quartzo muitas vezes observada em anfibolitos encaixantes do CGE. A produção contínua de voláteis, no contexto do metamorfismo de contato, permite que ocorram aumentos cíclicos da pressão de fluidos marcados por vários pulsos de veios, sendo os mais precoces geralmente dobrados e cortados por veios tardios menos deformados.

O orientação N-S apresentada por muitos veios e fraturas hidráulicas parece estar relacionada aos esforços de encurtamento subhorizontal que atuaram durante a colocação do CGE. Os veios com estas orientações obedeceriam posições de fendas de tensão (cf. Gapais et al. 1987). Nas rochas encaixantes do CGE os arranjos espaciais de veios e fraturas hidráulicas observados segundo pares conjugados se enquadrariam ao conjunto de feições simétricas favoráveis em regimes coaxiais.

Referências Bibliográficas

- Barros C. E. M. 1997. *Pétrologie et structure du Complexe Granitique Estrela (2.5 Ga) et de son encaissant métavolcano-sédimentaire (Province Métallifère de Carajás, Brésil)*. Tese de Doutorado, Université Henri Poincaré - Nancy 1, 316p.
- Barros C. E. M. & Barbey, P. 1998. A importância da granitogênese tardi-arqueana (2,5 Ga) na evolução tectono-metamórfica da Província Mineral de Carajás. *Rev. Bras. Geociências.*, **28(4)**:513-522.
- Barros C.E.M, Macambira M.J.B., Barbey P. em prep. Idade Pb-Pb em zircão do Complexo Granítico Estrela, Província Metalogenética de Carajás, Brasil: implicações tectônicas e petrológicas. *Rev. Bras. Geociências.*
- Bell T.H. & Cuff C. 1989. Dissolution, solution transfer, diffusion versus fluid flow and volume loss during deformation/metamorphism. *J. metamorphic Geol.*, **7**:425-447.
- Cesare B. 1994. Synmetamorphic veining: origin of andalusite-bearing veins in the Vedrette di Ries contact aureole, Eastern Alps, Italy. *J. metamorphic Geol.*, **12**:643-653.
- Cooper, A. F., 1972. Progressive Metamorphism of Metabasic Rocks from the Haast Schist Group of Southern New Zealand. *J. Petrol.*, **13(3)**:457-492.
- Davies S.R & Ferry J.M. 1993. Fluid infiltration during contact metamorphism of interbedded marble and calc-silicate hornfels, Twin Lakes area, central Sierra Nevada, California. *J. metamorphic Geol.*, **11**:71-88.
- Dutrow, B. & Norton, D. 1995. Evolution of fluid pressure and fracture propagation during contact metamorphism. *J. metamorphic. Geol.*, **13(6)**:677-687.
- Etheridge, M. A.; Wall, V. J.; Cox, S. F. & Vernon, R.H. 1984. High fluid pressures during metamorphism and deformation: implications for transport and deformation mechanisms. *J. Geoph. Res.*, **89(B6)**:4333-4358.

- Gapais, D.; Bale, P.; Choukroune, P.; Cobbold, P.R.; Mahjoub, Y.; Marquer, D. 1987. Bulk kinematics from shear zone patterns: some field examples. *J. Struct. Geol.*, **9(5/6)**:635-646.
- Hanson R.B. 1992. Effects of fluid production on fluid flow during regional and contact metamorphism. *J. metamorphic Geol.*, **10**:87-97.
- Reis, F. N. & Villas, R. N. N. 1999. O Depósito de Sulfetos de Cu/Au de Serra Verde Província Mineral de Carajás e Evidências de Metamorfismo. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 6, Manaus, *Anais*, 106-109.
- Russ-Nabelek, C. 1989. Isochemical contact metamorphism of mafic schist, Laramie Anorthosite Complex, Wyoming: Amphibole compositions and reactions. *Am. Mineral.*, **74**:530-548.
- Vernon, R. H. 1976. *Metamorphic Process. Reactions and Microsztructure Development*. George Allen & Unwin, London, 247p.
- Walther, J.W. & Orville, P.M. 1982. Volatile Production and Transport in Regional Metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **79**:252-257.
- Yardley B. W. D. 1986. Fluid Migration and Veining in the Connemara Schists, Ireland. In Whalter J.V. et Wood, B.J. *Advances in Physical and Chemistry*, v.5, Springer Verlag, 109-131.

Megacristais
de anfíbólio



Figura 1. Anfíbólito da auréola interna mostrando veios preenchidos por megacristais de anfíbólio.

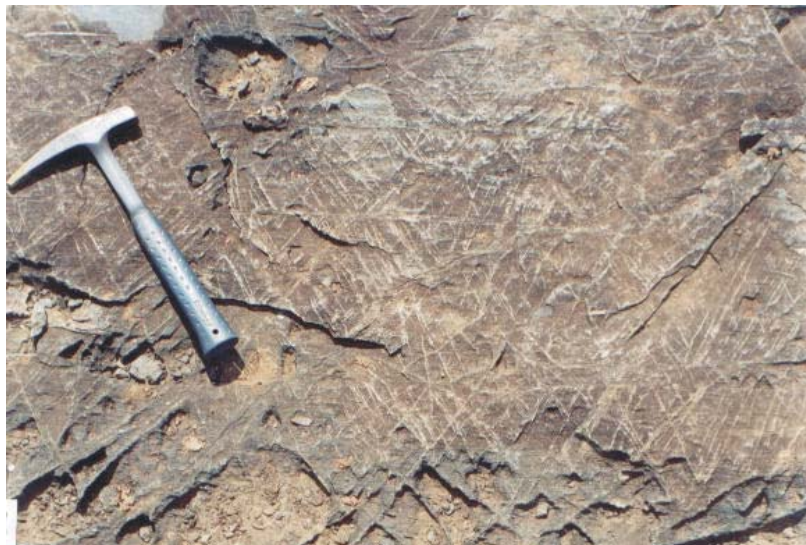


Figura 2. Anfíbólito da auréola interna mostrando fraturas hidráulicas em jogos conjugados.

Evidências de Colisão Continental (Linhas de Escorregamento) na Faixa Araguaia

Marco A. P. Paixão; Aripilino A. Nilson; J. Oswaldo de Araújo Filho; Marcelo L. B. Blum

Universidade de Brasília - mpaixao@unb.br; aanilson@unb.br; oswaldo@unb.br; mlbblum@unb.br

Introdução. As primeiras analogias entre as feições de linhas de escorregamento (*slip line features*) de modelagens mecânicas de interação de corpos rígido-plásticos, e feições estruturais retiradas de imagens de satélite na região da cordilheira do Himalaia, sugeriram que o entendimento reológico-cinemático da endentação de materiais plásticos poderia ser usado para compreender os processos pelos quais os continentes deformam, quando da colisão entre eles. Em cinturões orogênicos de diferentes idades, os falhamentos de rejeito direcional geram feições características de escala regional associadas à colisão entre blocos. Comumente, complexos ofiolíticos ocorrem em cinturões orogênicos e são de grande importância por representarem antiga litosfera oceânica obductada sobre arcos de ilha ou margens continentais, marcando também antigas zonas de sutura entre blocos.

Na região do Complexo Quatipuru (sudeste do Pará), um dos mais expressivos corpos máfico-ultramáficos de caráter ofiolítico da porção ocidental da Faixa Araguaia, a interpretação de imagens de satélite e dados aerogeofísicos identificou feições de tectônica colisional, dadas por linhas de escorregamento, o que aliado aos dados da geologia local e regional, sugerem a colisão entre blocos, onde um deles comportou-se como um corpo rígido de limite plano (Cráton Amazônico).

Feições tectônicas regionais ao Complexo Quatipuru. A Figura 1 apresenta o Complexo Quatipuru no contexto da porção norte da Província Estrutural do Tocantins onde as principais unidades geológicas são representadas pelo Cráton Amazônico e pela Faixa Araguaia. Almeida *et al.* (1986) caracterizaram a Geossutura Tocantins-Araguaia como a principal feição estrutural da Faixa Araguaia. Tal feição orienta-se submeridianamente, opondo-se às orientações NW e EW de estruturas localizadas a oeste da mesma, e caracteriza-se como uma ampla zona de falhas profundas, ao longo de uma extensão de 700 km, que inclui um expressivo alinhamento de corpos máfico-ultramáficos de natureza ofiolítica. Um desses corpos é representado pelo Complexo Quatipuru (CQ), caracterizado como base da zona de transição de Moho de litosfera oceânica por Paixão e Nilson (2001). Tal complexo está embutido nas rochas do Grupo Tocantins (Formação Couto Magalhães).

Hasui & Costa (1990) e Fonseca *et al.* (1999), entre outros, concordam que a evolução tectônica da Faixa Araguaia foi marcada por uma primeira geração de estruturas, resultantes de uma

fase inicial marcada por empurrões com componente oblíqua sinistral e vergentes para WNW e por uma fase final que compreende a intensificação dos empurrões e desenvolvimento de rampas laterais. Tais estruturas seriam efeitos da colagem da faixa ao Cráton Amazônico, tendo ocorrido provavelmente em tempos paleoproterozóicos (Fonseca *et al.*, 1999). A segunda geração de estruturas é representada por zonas de cisalhamento transcorrentes, dúctil-rúpteis, atribuídas ao evento Brasiliano. Estas foram caracterizadas por Fonseca *et al.* (1999) como falhas de movimentação destro-gira.

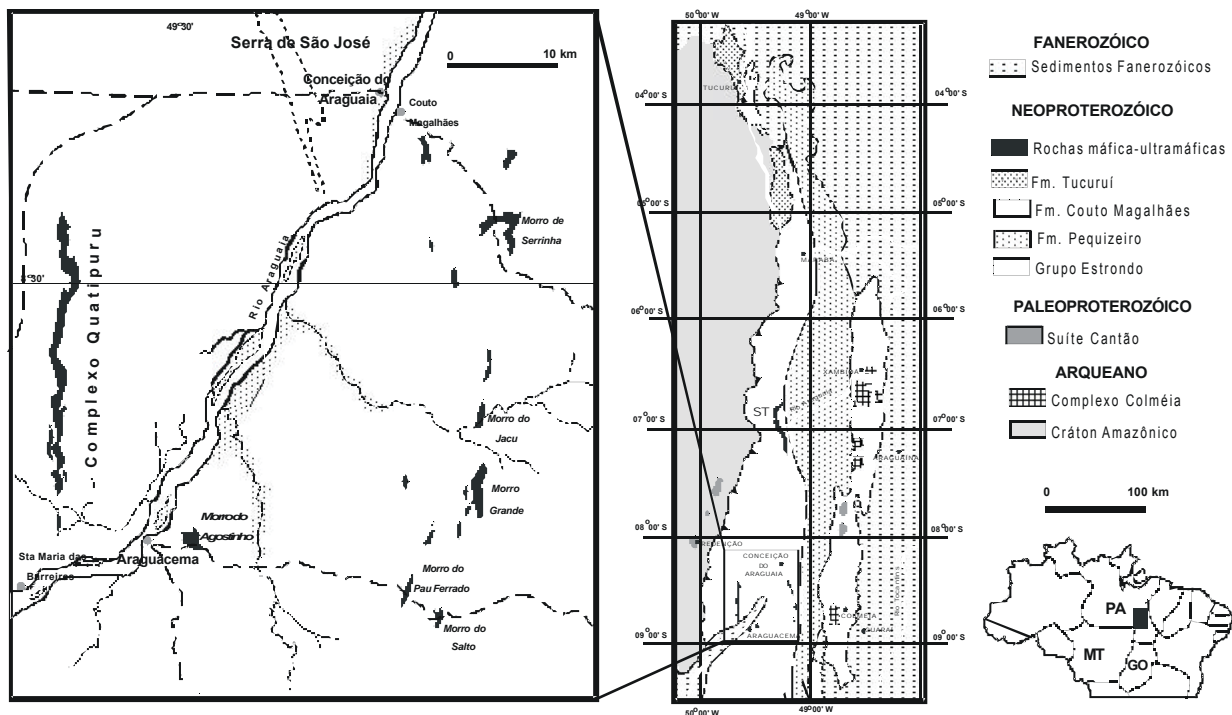


Figura 1 – Contexto geológico regional do Complexo Quatipuru na porção setentrional da Província Tocantins (adaptado de Hasui *et al.*, 1984) e detalhe da principal área de ocorrência dos corpos máfico-ultramáficos (*e. g.* Morro Grande, Morro do Salto, etc) com ênfase ao Complexo Quatipuru. A estruturação da serra de São José está sobre rochas metassedimentares do Grupo Tocantins (Fonte: Gorayeb, 1989).

Identificação de linhas de escorregamento em imagens de satélite e aerogeofísica. A geometria das linhas de escorregamento, representada por duas famílias denominadas α e β , depende fortemente da forma do corpo rígido (endentor) que colide com a borda de um meio plástico (Figuras 2A e 2B). Se tal corpo for plano, a deformação se estende dentro do meio plástico para uma distância aproximadamente igual à largura do corpo rígido endentor (Figura 2A). Na porção frontal, representada pelo triângulo densamente pontilhado na Figura 2A, existe uma região neutra que se move juntamente com o corpo rígido que colide, e não se deforma. As linhas de escorregamento materializam-se em zonas de cisalhamento curvas, conforme mostram as setas na Figura 2A. Se o corpo endentor tem forma de cunha, em qualquer tempo, a ação da deformação para dentro do meio é dependente do ângulo de entrada da cunha (Figura 2B). Parte do

deslocamento que ocorre entre o corpo rígido e o meio plástico pode propagar-se ao longo das linhas de escorregamento que saem do(s) canto(s) do corpo endentor para dentro do meio rígido-plástico. Essas linhas de escorregamento formam padrões no meio plástico que se assemelham a alguns padrões observados em falhas de rejeito direcional na crosta terrestre.

A interpretação da imagem de satélite da Figura 3 permitiu a identificação de uma família principal de linhas de escorregamento à nordeste do Complexo Quatipuru, localizada próxima ao de Conceição do Araguaia, representada pela estrutura da Serra de São José (letra A na Figura 3). Esta estrutura, adaptada ao modelo da Figura 2A, corresponderia a linhas α que apresentam movimentação sinistral, conforme definido para as falhas naquela porção da faixa (Alvarenga *et al.*, 2000).

Uma outra família e outros conjuntos de linhas foram identificados em imagens processadas a partir de dados do Projeto Geofísico Brasil-Canadá (detalhes sobre o projeto em Carmo, 1978) em áreas fortemente peneplanizadas e laterizadas do Grupo Tocantins, localizadas a leste e sudeste do CQ. A Figura 4 mostra a imagem correspondente à amplitude do sinal analítico do campo magnético anômalo (Blum, 1999). Nessa figura, a linha A representa a família principal que corresponde à Serra de São José; o conjunto de linhas B provavelmente representa a segunda família que pode ser correlacionada às linhas β do modelo da Figura 2A, com possível movimentação destrogiira; e a linha C corresponde a um alinhamento de estruturas magnéticas não mapeadas em superfície e correlacionáveis às estruturas α .

Interpretação dos dados obtidos. Baseando-se na modelagem das linhas de escorregamento, o meio rígido de endentação corresponderia ao Cráton Amazônico, enquanto que a Faixa Araguaia representaria o meio rígido-plástico. O arranjo geométrico das linhas de escorregamento próximas ao CQ indica que a borda do Cráton Amazônico naquela porção tinha limite plano, e que a região neutra frontalmente à endentação foi marcada por empurrão e posicionamento do corpo ofiolítico do Quatipuru. No entanto, pelo menos três questões principais desta evolução ainda não estão adequadamente respondidas: (1) quando ocorreu a obducção do ofiolito, (2) qual foi o tempo preciso da colisão e (3) qual outro bloco, além do Cráton Amazônico, fez parte deste processo de colisão.

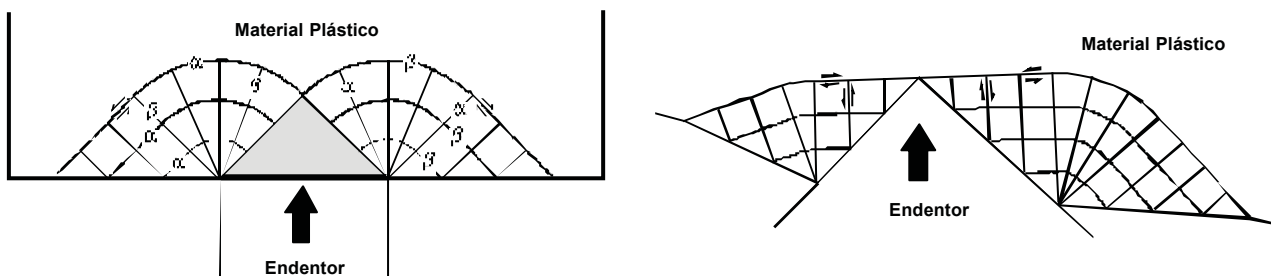


Figura 2 – Geometria de linhas de escorregamento para um endentor plano (A) e um endentor em forma de cunha ou triangular (B). Fonte: Tapponier & Molnar (1975).

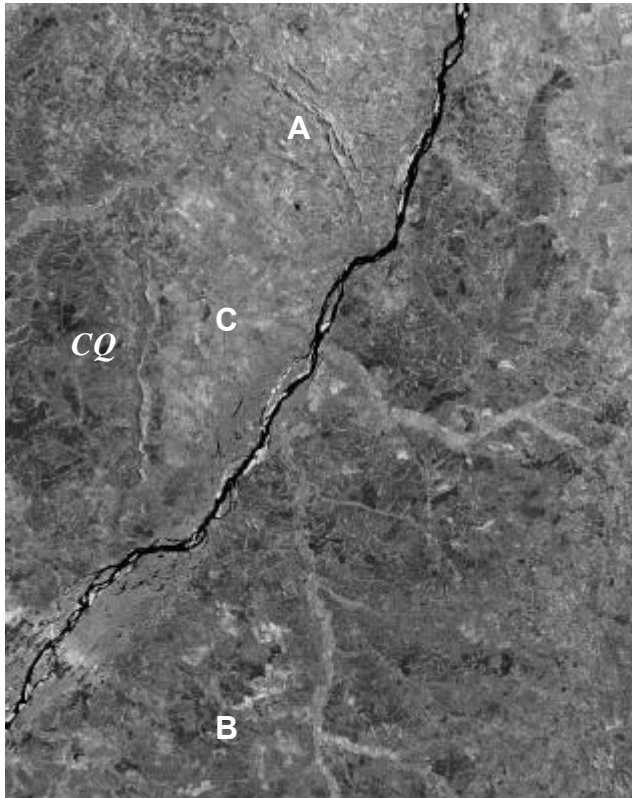


Figura 3 – Imagem de satélite mostrando o Complexo Quatipuru (letras CQ) e a estrutura da serra de São José (letra A). As letras B e C correspondem àquelas indicadas na Figura 4 e na imagem não apresentam qualquer feição textural associada. O CQ tem aproximadamente 40 km de comprimento. A serra de São José é composta por rochas metassedimentares do Grupo Tocantins, principalmente metarenitos.

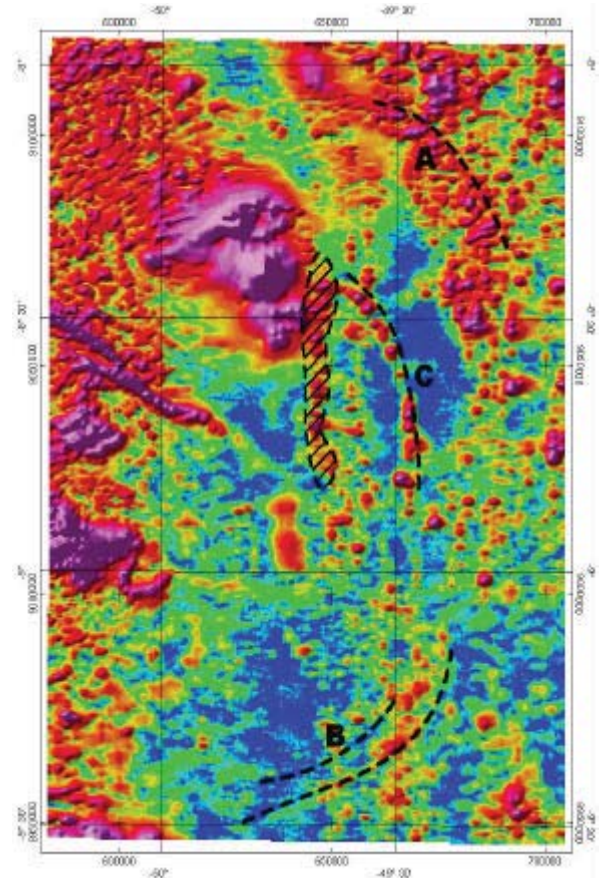


Figura 4 – Imagem da amplitude do sinal analítico do campo magnético anômalo. A área hachurada representa o Complexo Quatipuru. A, B e C são famílias de linhas correlacionáveis à geometria das linhas de escorregamento apresentadas na Figura 2A, embora com maior amplitude.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F. F. M.; Ferreira, F. J. F.; Carneiro, C. D. R. & Stefani, F. L. 1986. Aspectos evolutivos da Geossutura Tocantins-Araguaia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, *Anais*, 3: 1269-1285.
- Alvarenga, C. J. S.; Moura, C. A. V.; Gorayeb, P. S. S. & Abreu, F. A. M. 2000. Paraguay and Araguaia Belts. In: Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomaz Filho, A. & Campos, D. A. *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st IGC. 183-193 p.
- Blum, M. L. B. 1999. Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil Central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral. Tese de Doutorado – UnB. Inédito.
- Carmo, S. D. 1978. Programação e execução do Projeto Geofísico Brasil-Canadá. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG, v.5, p. 2233-2247.
- Fonseca, M. A.; Evangelista, H. J. & Oliveira, C. G. 1999. Estruturas transcorrentes na Faixa Araguaia e seu significado no contexto da interação dos crátons Amazônico-São Francisco/Congo e oeste Africano. In: SBG/NO, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus, *Boletim de resumos expandidos*, 251-254.
- Gorayeb, P. S. S. 1989. Corpos serpentínicos da Faixa Araguaia na região de Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia (Goiás-Pará). *Revista Brasileira de Geociências*, **19(1)**: 51-62.
- Hasui, Y.; Costa, J. B. S. & Abreu, F. A. M. 1984. Província Tocantins: Setor setentrional. In: Almeida, F. F. M. & Hasui, Y. (Coords). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Editora Edgard Blücher, 137-204.
- Hasui, Y. & Costa, J. B. S. 1990. O Cinturão Araguaia: um novo enfoque estrutural-estratigráfico. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*, 6: 2535-2549.
- Paixão, M. A. P. & Nilson, A. A. 2001. Characterization of the Moho Transition Zone in the Quatipuru Complex - a slab of oceanic lithosphere in southern Pará, Brazil - implications for the tectonic evolution of the Araguaia Belt. In: *International Conference Geology of Oman*, Abstracts, Sultanate of Oman, p. 68.
- Tapponier, P. & Molnar, P. 1976. Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature*, **264**: 319-324.

A Falha Carajás e a Estruturação Tectônica dos Depósitos de Ferro da Serra Norte, Carajás (PA).

Roberto Vizeu L. Pinheiro¹; Juscelino Alves Nezio² & Sérgio Correa Guedes²

¹Universidade Federal do Pará, GES, Grupo de Geologia Estrutural, CG, Dept.de Geologia CP1611, Belém (PA) e-mail vizeu@ufpa.br

² Companhia Vale do Rio Doce, GAJAN, Serra dos Carajás s/n; 68516-000 Parauapebas (PA)

Introdução

A borda nordeste da estrutura em *dilational jog* que desenha a feição sigmoidal da Serra dos Carajás é marcada por importantes depósitos de minérios de ferro associados às rochas jaspelíticas e suas alterações hidrotermais e supergênicas (Formação Carajás definida por Beisiegel *et al.*, 1973). Esses depósitos estão estratigraficamente relacionados com rochas vulcânicas (basaltos, diabásios, dacitos e riolitos – Formação Parauapebas; Beisiegel *et al.*, 1973; e Araújo e Maia, 1991). No conjunto são correlatas às rochas arqueanas do Grupo Grão Pará (2.75 Ga, Gibbs et al., 1986).

Na área estudada o Grupo Grão Pará está representado por toleítos continentais (Gibbs e Wirth, 1990; Lindenmayer e Fyfe, 1992) metamorfizados em fácies xisto verde de baixo grau a ausente, sempre com fortes evidências de transformações hidrotermais tardias (p.e. Wirth, 1986).

A região é cortada por lineamentos NW-SE, NNW-SSE e N-S, projetados em feixes a partir dos traços principais da Falha Carajás (FC). Essas estruturas estão sobrepostas a um sistema de dobras reclinadas com eixos caindo suavemente (ca. 30°) para NW, afetando de modo marcante as rochas ferríferas, descrita desde os trabalhos de Tolbert et al. (1971) e posteriormente reconhecidas e reinterpretadas por Ladeira e Cordeiro (1988) e Pinheiro e Holdsworth (1997).

Com a ampliação das frentes de mina, novas informações sobre a estruturação dessas rochas têm sido disponibilizadas. Neste trabalho pretende-se discutir a maneira como essas estruturas se relacionam regionalmente com a FC, e com o Sistema Transcorrente Carajás (STC) como um todo.

O Contexto Tectônico Regional

A FC representa uma das mais importantes estruturas tectônicas presente na região. Projeta-se em superfície como uma feição curvilínea com cerca de 150km de comprimento, na direção E-W, deflexionando para NW-SE na sua porção central, onde corta diagonalmente o STC. Apresenta terminações típicas em *rabo-de-cavalo* e diversos feixes divergentes ao longo de seu traço.

Na borda NE do STC as rochas do Grupo Grão Pará estão estruturalmente condicionadas às movimentações decorrentes da cinemática dos *splays* divergentes da FC (Pinheiro e Holdsworth, 1997). O minério de Fe associado aos jaspelitos aflorantes nos diversos platôs que definem o sistema de relevo da parte norte da Serra dos Carajás (N1, N2....., N9) encontra-se conjuntamente

dobrado em escala quilométrica, de modo heterogêneo, com arranjos fractais parasíticos de várias ordens, até a escala centimétrica.

Na mina N4E observa-se a presença de conjuntos de dobras em estilo policlinal, em arranjos *en echelon*, com eixos caindo em torno de 30° para WNW. Essas estruturas, com 10-20m de comprimento, estão conjugadas por dobras menores parasíticas (centimétricas) com planos axiais NW-SE mergulhando com ângulos altos para SW e vergência de SW para NE (Pinheiro e Holdsworth, 1997). Essas dobras se organizam em um arranjo quilométrico, sinformal, cujos flancos estão expostos nas abas norte e sul da mina. Dobras tardias, tipo *kinks* e *chevrons*, mostram-se superpostas às dobras regionais, e estão subordinadas a episódios rúpteis tardios que afetaram essas rochas (Pinheiro e Holdsworth, 1997).

Novos Dados sobre a estruturação das rochas nos platôs a norte da Serra dos Carajás

- a) Platô N4E – Predominam dobras métricas (4-5m), assimétricas, com eixos caindo 30°-40° para NW e planos axiais NW-SE mergulhando 50-60°/SW; com parasíticas subordinadas, desenhando arranjos holomórficos concentrados em zonas com 3-4m até poucas centenas de metros de largura. Essas zonas de concentração de dobras mantêm *trend* em torno de NW-SE e N-S, prolongando-se de modo variável ao longo da direção. O acamamento, definido pelas laminações das rochas ferríferas bandadas mantém direção geral N-S com mergulhos para W, projetando-se na parte sul da mina para NE-SW com mergulhos para NW, desenhando um “J” acompanhando uma dobra sinformal quilométrica, com eixo caindo 40° /NW e plano axial NW-SE mergulhando 60-70° / SW.
- b) Platô N4W - *Pit* Central – Na mina observa-se o acamamento (laminação primária do jaspelito ou minério bandado) com direção variando entre NW-SE (sub-vertical) a NW-SW, mergulhando 40-50°/SW. Pólos dessas estruturas desenharam guirlandas cilíndricas em projeção estereográfica indicando a presença de dobras maiores (escala da mina), com eixo caindo suave (<30°) para NW. A orientação de eixos de dobras menores existentes na mina concordam com essa posição. Uma zona de alta taxa de deformação com cerca de 160m de largura concentra um conjunto de dobras decamétricas ajustadas ao *trend* da laminação observada na rocha. Essa faixa de dobramento prolonga-se por mais de 200m ao longo da direção, cruzando diagonalmente o *pit* da mina.
- c) Platô N4W - *pit* Norte – As rochas expostas nessa área dispõem-se predominantemente na direção N20-30E, mergulhando 40-50°/NW. Dobras menores (métricas) com eixos caindo 30° a 50° para NW e WSW ocorrem concentradas em “corredores” com direções NW-SE.
- d) Platô N5 – *pits* W e E – Nessas minas observa-se o acamamento predominantemente com direções N40W e N80W, mergulhando em torno de 50-60°/SW. Esse acamamento, em escala maior, pode definir uma dobra quase isoclinal com eixo caindo suave (<10°) para WNW a NW. O

comportamento das dobras menores, também concentradas em faixas decamétricas E-W cruzando a área, mostra caimento variável (de suave até subvertical) predominantemente para NW.

e) Platô N-1 – Nesse local o minério de Fe e o jaspelito apresentam-se também dobrados. Essas dobras variam entre fechadas e abertas, com eixos sub-verticais e planos axiais NE-SW e NW-SE sub-verticais; têm vergência para E e se articulam em arranjos parasíticos, desenhando dobras holomórficas na escala de centenas de metros.

Discussão

Em trabalhos anteriores publicados sobre a estruturação das rochas nos platôs da Serra Norte, particularmente no platô N4, têm sido descritas dobras quilométricas, conjugadas com dobras menores em arranjo parasítico. As dobras métricas nesse conjunto são as mais comuns na mina N4E (p.e. Ladeira e Cordeiro, 1988; Pinheiro e Holdsworth, 1997), mostrando-se cônicas, com eixos caindo suavemente para WNW. As rochas nessa região foram deformadas por transpressão sinistral absorvida ao longo de traços e segmentos da FC (Pinheiro e Holdsworth 1997). Devido à essa deformação as rochas teriam sido rotacionadas e heterogeneamente dobradas.

Dessa forma, pode-se entender que as dobras expostas na Serra Norte têm distribuição concentrada no interior de *faixas de deformação* com larguras variáveis (em geral <200m), que atravessam a região em feixes espaçados, com direção preferencial NW-SE.

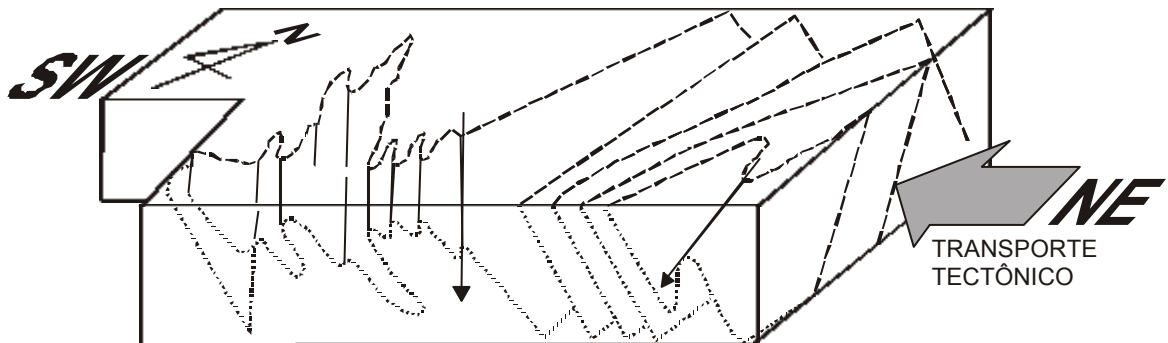
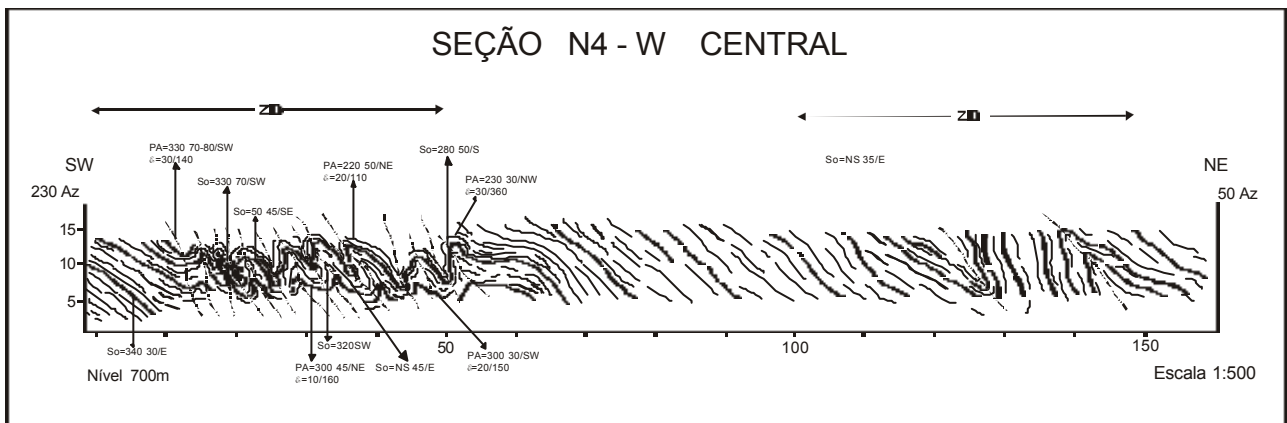
Ao se observar a geometria e disposição espacial dessas zonas de deformação em escala regional, nota-se que as mesmas têm correlação com traços principais de lineamentos regionais que se articulam geometricamente com a Falha Carajás.

Pode-se concluir que a deformação decorrente da reativação sinistral da FC concentrou-se preferencialmente ao longo de segmentos em *splay* dessa falha, onde o encurtamento total devido à transpressão foi traduzido em dobramentos internos. A taxa de deformação concentrada ao longo dessas faixas é heterogênea e depende diretamente da quantidade de movimentação envolvida ao segmento subordinado.

Conclui-se que o estilo da deformação observada na região da Serra Norte é semelhante aquele encontrado ao longo de outros segmentos associados com a FC, fazendo-se particular apenas quanto aos seus respectivos padrões geométricos internos. Assim sendo são estruturas formadas sob transpressão sinistral, concentrada particularmente em segmentos articulados à geometria da FC.

Referências Bibliográficas

- Araújo, O.J.B de & Maia, R.G.N., 1991. *Projeto especial mapas de recursos minerais, de solos e de vegetação para a área do Programa Grande Carajás; Subprojeto Recursos Minerais; Folha SB.22-Z-A Serra dos Carajás – Estado do Pará.* DNPM-CPRM, Brasília, 136pp.
- Beisiegel, V. de R.; Bernardelli, A.L.; Drummond, N.F; Ruff, A.W. e Tremaine, J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Rev.Bras.Geoc.*, **3**, 215-242.
- Gibbs, A.K. e Wirth, K.R. Geologic setting of the Serra dos Carajás iron deposits, Brazil. In: *Ancient Banded Iron Formation. Regional Presentations* (edited by Chauvel, J.J.; Yugi, C. El Shazly, E.M.; Gross, G. Laajoki, K.; Markov, M.S.; Rai, K.L.; Stulchikov, V. e Augustitis, S.S.) pp.83-102. Theophrastus Publications., Athens, Greece, 462p.
- Ladeira E.A. e Cordeiro, J.R.C.A. 1988. Jazida N-4E; Reavaliação dos corpos de hematita dura e jaspitos. *Anexo Anais, 35º Congr. Bras. de Geol.* Belém, 55-69.
- Lindenmayer, Z.G. & Fyfe, W.S. 1992- Comparação preliminar entre os metabasaltos dos grupos Parauapebas e Salobo da Bacia de Carajás, Estado do Pará. *37º Cong. Bras. de Geol.*, Boletim de Resumos Expandidos, São Paulo, 2,33-34.
- Pinheiro, R.V.L. & Holdsworth, R.E., 1997. Reactivation of Archaean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *Jour.Geol. Soc. London*, **154**, 99-103.
- Pinheiro, R.V.L., 1997. *Reactivation History of the Carajás and Cinzento Strike-Slip Systems, Amazon, Brazil.* Tese de Doutorado. University of Durham, England, 408pp.
- Tobert, G.E.; Tremaine, J.K.; Melcher, G.C.A. e Gomes, C.B. 1971. The recently discovered Serra dos Carajás Iron Deposits, northern Brazil. *Econ. Geol.Bull. Soc.Econ Geol.*, **66**(7), 985-994.
- Wirth, K.R.; Gibbs, A.K. & Olszewski Jr., 1986. U-Pb ages of zircons from the Grão Pará Group and Serra dos Carajás Granite, Pará, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**(2),195-200.



Enfoque Geológico-Geotectônico da Região do Domo do Sucunduri – Estado do Amazonas

Silvio Roberto Lopes Riker & Marco Antonio de Oliveira

CPRM – Serviço Geológico do Brasil/Manaus-AM (moliveira@cprm-ma.gov.br)

Introdução

Em função dos trabalhos desenvolvidos nessa região por Liberatore *et al* (1972), Carvalho *et al* (1982), Iwanuch (1999) e, mais recentemente pela CPRM (2000), foi possível traçar um novo quadro geológico (fig.1) onde é dado enfoque para a evolução geotectônica e para os ambientes deposicionais

Unidades Litoestratigráficas

(1) Grupo Iriri: essa unidade está representada por riólitos pórfitos, riódacitos, dacitos, andesitos e tufos de composição diversa. Isócrona de Rb/Sr acusou idade para essas rochas de 1641 ± 14 Ma (Iwanuch 1999).

(2) Grupo Beneficente: a sedimentação iniciou-se com a deposição de paraconglomerados constituídos por seixos angulosos de rochas vulcânicas de coloração arroxeadas. Os leques aluviais proximais evoluíram para barras conglomeráticas e daí, para as fácies deltáica, intermaré, plataforma carbonática e pró-delta a “*offshore*”. A fácies deltáica está caracterizada por quartzo-arenitos cinza esbranquiçados a róseos, coesos, com granulação fina a média e estratificação cruzada. A fácies de intermaré caracteriza-se por arenitos finos a médios, cinza esbranquiçados, bem selecionados e limpos, com estratificação plano-paralela e marcas de ondas simétricas. A fácies de plataforma carbonática é constituída de calcários magnesianos e dolomíticos. Os calcários apresentam intensa substituição da dolomita pela magnesita. Estruturas estromatolíticas são comuns. Ainda nessa fácies ocorrem cherts intercalados. A fácies de pró-delta a “*offshore*” está caracterizada por estruturas do tipo “*wave*” e está representada por siltitos maciços a laminados.

(3) Suite Intrusiva Cinco Ilhas: intrusões de rochas básicas e alcalinas (litchfielditos, fonolitos, traquitos e microsienitos) ocorrem na parte central e SW do domo do Sucunduri, seccionando litotipos do Grupo Beneficente. Os dados geocronológicos estabeleceram idade entre 1493 ± 22 Ma e 1447 ± 15 Ma para essas rochas (Iwanuch, 1999).

(4) Formação Prosperança: corresponde a uma seqüência vulcano-sedimentar de caráter continental e está representada em sua seção basal por leques aluviais proximais a médios, caracterizados por ortoconglomerados polimíticos, constituídos por seixos arredondados e subarredondados de rochas vulcânicas, de quartzo-arenitos, de cherts e siltitos, intercalados por vulcânicas de natureza traquítica nefelínica. Esta última foi caracterizada no furo de sondagem 1-

BO-1-AM, executado pela Cia. Morro Vermelho na Serra do Urucu. Na região também observam-se barras conglomeráticas e arenitos arcoseanos de granulação variando de fina até grossa exibindo estratificação cruzada. Os pacotes apresentam-se horizontalizados.

(5) Suíte Magmática Sucunduri: datações efetuadas por Iwanuch e citadas por Carvalho *et al* (1982), apresentaram idades convencionais de 1.200 Ma para fonólitos e de 900 ± 10 Ma e 800 ± 18 Ma para diabásios e latitos, respectivamente. No furo de sondagem 1-BO-1-AM foi constatado um derrame de traquito com nefelina, com 85m de espessura, intercalado na seqüência conglomerática da base da Formação Prosperança. Pequenos “*stocks*” de olivina gabros e gabros ocorrentes no rio Maracanã apresentaram idades de 890 ± 15 Ma, através de K/Ar (Iwanuch op cit). Propõe-se neste trabalho a denominação da unidade Suíte Magmática Sucunduri, a qual engloba os fonólitos, diabásios, olivina gabros/gabros, latitos e traquitos com nefelina, gerados no intervalo de 1.200 Ma a 800 Ma.

(6) Seqüência Paleozóica Indiferenciada: a seqüência sedimentar começa com quartzo-arenitos esbranquiçados, finos a médios e coesos, com estruturas tubulares ramificadas formadas pelas atividades de organismos (*Palaeophicus sp.*) e cujo conteúdo palinológico caracterizou uma idade Devoniana para essas rochas (arenitos que sustentam a cachoeira de Monte Cristo no rio Sucunduri). Os esporomorfos detectados foram: *Caliptosorite cf. velatus*, *Verrucosisporites cf. nitidus*, *Geminispora sp.*, *Secariosporite sp. (?)*, *Aurorospora sp.*, *Apicularetusispora sp. e Retusotriletes sp.* Observou-se também a ocorrência de cristais bem formados de zeólitas em fraturas. Mais para o topo, os quartzo-arenitos são finos, limpos, apresentam marcas de ondas simétricas e bioturbação, caracterizando um ambiente marinho de intermaré. A partir daí a sedimentação evolui para as fácies de pró-delta a “*offshore*”, representada por siltitos maciços e, em parte, laminados, com estruturas “*wavy*”. A palinologia revelou a presença de *Calamaspora sp.*

Evolução Geotectônica

A sedimentação da bacia Beneficente ocorreria em ambiente do tipo intra-cratônico, iniciando-se pelo rifteamento do assoalho vulcânico do Grupo Iriri. O estágio seguinte corresponderia à subsidência termal, completando-se o ciclo sedimentar. Um regime contraccional caracterizado por falhamentos reversos, anticlinais, sinclinais e estruturação dômica, ocorrentes sobre os litotipos do Grupo Beneficente, corresponderia à fase de inversão da bacia. Intrusões básicas e alcalinas da Suíte Intrusiva Cinco Ilhas estariam associadas a este episódio. Postula-se que possa ter sido gerado pelo “*stress*” produzido pela orogenia *Sunsas* (Litherland, M. *et al*, 1989 e Santos, J.O.S. *et al*, 2000) causando deformações e encurtamento crustal na litosfera enfraquecida ao longo da bacia “*rift*” Beneficente, em similaridade ao que foi proposto por Cannon, W.F. (1994) para o *Midcontinental rift*. Um novo regime extensional, formando bacias intracratônicas, possivelmente do tipo “*rift*”, com assoalho marcado tanto por rochas do Grupo Iriri como também por rochas do

Grupo Beneficente, caracterizaria o estágio inicial da bacia Prosperança. O estágio correspondente à fase de inversão desta bacia não está bem caracterizado mas a ele deve-se associar o magmatismo correspondente às rochas da Suíte Magmática Sucunduri. O arrefecimento astenosférico, após o magmatismo básico/alcalino de 800 Ma, provavelmente desencadeou na região novo regime extensional propiciando a sedimentação da bacia Paleozóica. Completado o ciclo sedimentar, observa-se o estágio correspondente à inversão da bacia, que pode ter sido produzido em função do “stress” gerado pela orogenia Andina sobre o cráton, em similaridade ao que foi postulado por Campos & Teixeira (1988) para a bacia Paleozóica do Baixo Amazonas, e Cannon, W.F. *op cit.* Um dos efeitos da tectônica pós-paleozóica está bem visualizado a sul de Terra Preta, onde o regime compressivo produziu zonas de cisalhamento, com falhas reversas, além de pequenos dobramentos abertos sobre os pelitos (anticlinais), expondo, inclusive, rochas da seqüência inferior do Grupo Beneficente e de tufos do Grupo Iriri, produzindo o desmembramento da bacia Paleozóica nessa região.

Agradecimentos

Agradecemos ao geólogo Fernando Burgos, chefe do 8º Distrito do DNPM, por ter permitido o manuseio dos testemunhos de sondagem dessa região. Externamos também nossos agradecimentos ao colega Renê Luzardo, da CPRM – Manaus, pelos estudos petrográficos realizados, bem como à colega Norma Cruz, da seção de bioestratigrafia do Lamin – CPRM – RJ, pelos estudos bioestratigráficos efetuados.

Bibliografia

- Campos, N.d. P. & Teixeira, L. B. 1988. Estilo tectônico da bacia do baixo Amazonas. Anais do XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, Pará, V.5. p.2161 –2172.
- Cannon, W.F. 1994. Closing of the midcontinental rift – A far-field effect of Grenvillian compression. Geology. V.22, p. 155 – 158, 1994.
- Carvalho, M.S. & Figueiredo, A. J. de A. 1982. Caracterização litoestratigráfica da bacia de sedimentação no alto rio Sucunduri-AM. Anais do I Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém. V.1, p. 26 – 44.
- Iwanuch, W. 1999. Evolução geológica com base em dados geocronológicos da porção sudeste do Estado do Amazonas e do trato contíguo do norte do Estado do Mato Grosso na região do baixo e médio rio Juruena. Boletim de volumes expandidos. VI Simpósio da Geologia da Amazônia. Manaus. P. 467 –470.
- Liberatore, G.; Alecrim, J.D.; Medeiros, J.B. de.; Malouf, R.F.; Pinheiro, S.da S.; Achaõ,S.&Santos, J.O.S. 1972. Projeto Aripuanã – Sucunduri. Relatório final. Manaus, DNPM-CPRM, 8 vols.
- Litherland, M., Annels, R.N., Darbyshire, D.P.F., Fletcher, C.J.N., Hawkins, M.P., Klink, B.A., Mitchel, W.I., O’connor, E.A, Pitfield, P.E.J., Power, G.and Webb, B.C. 1989. The Proterozoic of Eastern Bolivia and its Relationship to the Andean Mobile Belt. Precambrian Research, 43. p.157 – 174.
- CPRM. 2000. Projeto de Gestão Ambiental Integrada do Amazonas –PGAI – AM. Zoneamento Ecológico-Econômico do Vale do Rio Madeira. -IPAAM –Manaus-AM.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.^a, Gaudette, H.E., Groves, D.I., Mcnaughton, N.J. and Fletcher, I.R. 2000 A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology.. Gondwana Research, V.3. n^o4, p.453-488.

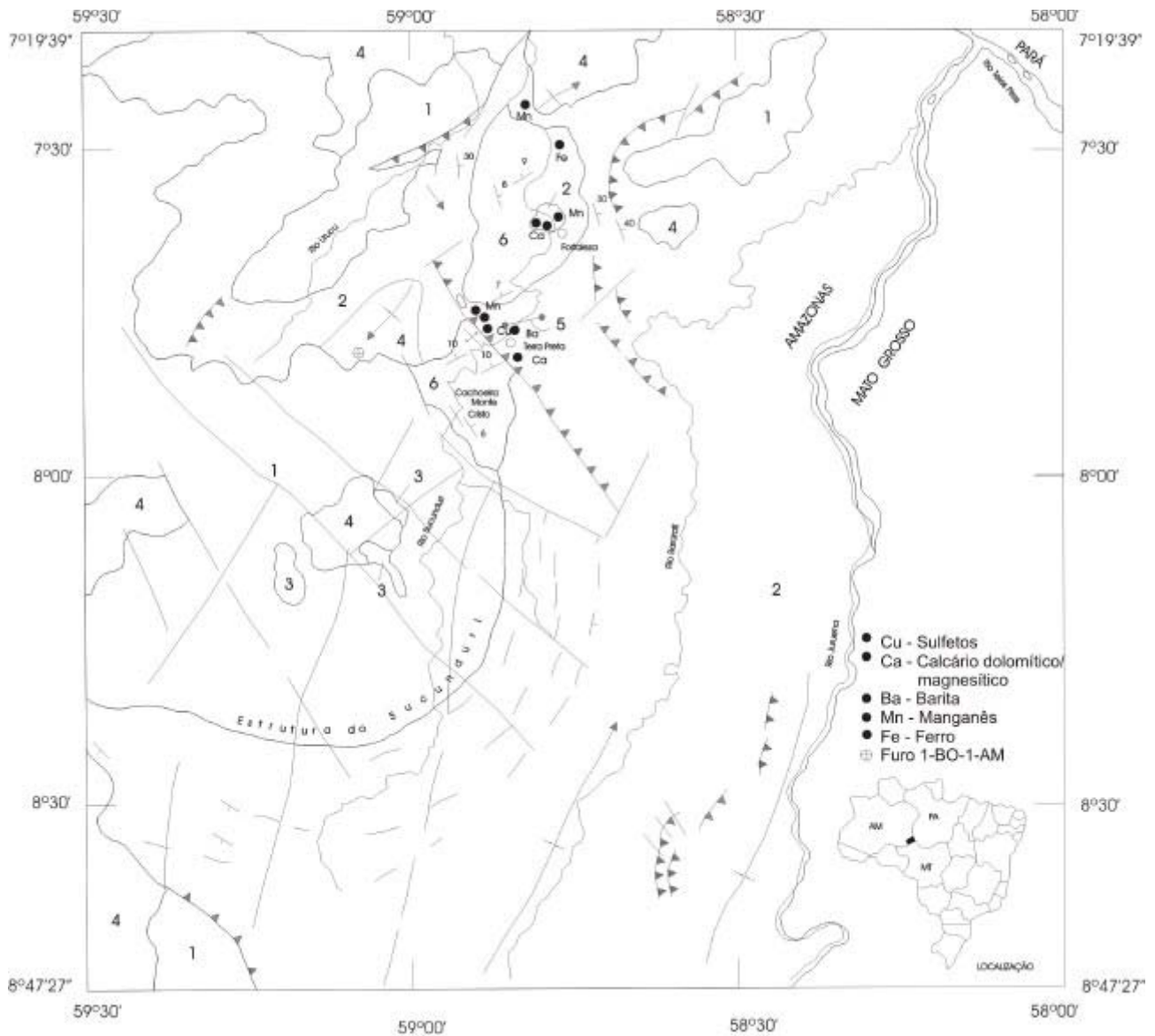


FIG. 1



PALEOZOICO

- 6 SEQÜÊNCIA PALEOZOICA INDIFERENCIADA: Quartzo-arenitos com estruturas tubulares produzidas por palaeophycus sp., bioturbações e marcas de ondas simétricas; siltitos com estruturas "wavy" e superfícies onduladas. Idade: Siluro-Devoniana.

NEOPROTEROZOICO

- 5 SUITE MAGMÁTICA SUCUNDURI: Latitos, traquitos com nefelina, fonólitos, diabásios e olivina gabros/gabros - 1.200 MA a 800 MA.
4 FORMAÇÃO PROSPERANÇA: Ortoconglomerados polimíticos com intercalação de derrames traquíticos, barras conglomeráticas e arenitos arcoseanos.

MESOPROTEROZOICO

- 3 SUITE INTRUSIVA CINCO ILHAS: Litchfielditos, fonólitos, traquitos e microsienitos - 1.493 ± 23 MA a 1.447 ± 15 MA.
2 GRUPO BENEFICIENTE: Paraconglomerados, quartzo-arenitos, calcários dolomíticos/magnésíticos, cherts, siltitos.

PALEOPROTEROZOICO

- 1 GRUPO IRIRI: Riólitos, riodacitos, andesitos e tufos - 1.641 ± 14 MA.

- Contato geológico
- Falha indiscriminada
- Falha de empurrão
- Anticlinal
- Sinclinal
- Sinclinal com caimento
- Lineamento estrutural
- Atitude de camada com mergulho medido
- Atitude de camada com mergulho interpretado
- Paleocorrente
- Localidade
- Cachoeira de Monte Cristo

Interpretações Tectônicas e os Controles dos Alojamentos de Corpos Intrusivos na Porção Norte - Nordeste de Roraima através de Imagens Landsat 5 -TM e Produtos Integrados

Stélio S. Tavares Jr. & Paulo Veneziani

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE. Caixa Postal 515 – 12227-010, São José dos Campos – SP, Brasil, e-mail: stelio,paulo@ltid.inpe.br.

Introdução

Pesquisas anteriores têm mostrado a efetividade do uso de imagens de sensores remoto integradas com dados aerogeofísicos no mapeamento geológico de regiões do Cráton Amazônico, como a Província Mineral de Carajás (Paradella et al. 1997) e a Província Estanífera de Rondônia (Okida, 2001). Em Roraima, a aplicação desta tecnologia restringe-se a um pequeno número de trabalhos (Carvalho, 1997 e Santos, 1999). Nesse sentido, esta pesquisa apresenta resultados preliminares das interpretações tectono - estruturais realizadas sobre imagens do Landsat 5 – TM e integradas com dados aerogamaespectrométricos, para uma área da região norte – nordeste desse estado, cuja o retângulo envolvente é limitado pelas coordenadas UTM de 709905E, 10483165N e 763485E, 10458625N.

Geologia

O atual nível do conhecimento geológico da região deve-se em parte as pesquisas pioneiras do Projeto RADAMBRASIL (Montalvão et al. 1975), aos projetos desenvolvidos pela CPRM, entre os mais recentes destaca-se o Projeto Roraima Central (Fraga et al. 1999) e a estudos como os de Carvalho (1997) e Costa (1999).

A área da pesquisa como todo o restante do estado é parte integrante do Escudo das Guianas. Desse modo o seu conhecimento geológico é fundamental para o entendimento da evolução desta unidade geotectônica.

Com base principalmente nos trabalhos mencionados anteriormente, o contexto geológico da área encontra-se inserido no Domínio Estrutural Urariqüera, cuja as estruturas mais antigas são relacionadas ao Ciclo Transamazônico e impressas nas rochas da Suite Metamórfica Urariqüera e nas supracrustais do Grupo Cauarane. Nos litotipos paleoproterozóicos, representados pelos granitóides da Suite Intrusiva Pedra Pintada (SIPP), vulcânicas da Formação Surumu e granitos tipo A da Suite Intrusiva Saracura (SIS), predomina um arranjo estrutural marcado por zonas de cisalhamento de orientações preferenciais E-W e WNW-ESE. Tais aspectos não são registrados nas seqüências sedimentares e intrusões máficas mesoproterozóicas.

Configuração dos Dados e Metodologia

Um conjunto de dados oriundos de fontes distintas foi utilizado neste estudo. As imagens das bandas 4 e 5 pertencem a cena do Landsat 5 – TM adquirida em 17/02/90 de órbita/ponto 232/57, com ângulo de elevação e azimute de iluminação solar iguais a 48° e 113° respectivamente. Os dados gamaespectrométricos canal contagem total (CT), fornecidos pela CPRM, são provenientes do levantamento aerogeofísico referente ao Projeto Surumu, realizado em 1977.

Inicialmente sobre as imagens ópticas foram aplicadas as operações comuns de pré – processamento: correções radiométrica, atmosférica e geométrica. Esta última foi executada através do processo de ortorretificação, onde alcançou-se um valor de 29,34 m para os erros quadráticos médios. Desta forma, com intuito de respeitar a integridade radiométrica e geométrica, foi escolhido um pixel comum de 30 m para a integração dos dados. Em seguida processou-se a operação aritmética por multiplicação entre as bandas 4 e 5, a fim de realçar as feições topográficas.

Os dados de CT foram transformados para grades regulares, convertidos para 8 bits, georreferenciados e reamostrados para o pixel comum. Esses dados, após suas decomposições por pseudo–cores nos canais RGB, serviram de entrada na transformação RGB-IHS. No domínio IHS, o atributo I foi substituído pela imagem proveniente da multiplicação entre as bandas 4 e 5, o H foi mantido, enquanto a imagem saturação foi substituída por uma canal com valores digitais constantes (50). O produto integrado final é obtido após a transformação IHS-RGB (Figura 1).

Os procedimentos fotointerpretativos seguiram as etapas propostas por Santos et al. (2000), as quais consistem na análise do arranjo das feições lineares de significado geológico, extraídas dos elementos texturais de drenagem e de relevo, bem como no exame da variação tonal e ou de matiz.

Resultados e Discussões

A partir da aplicação desses procedimentos sobre o produto integrado mostrado na Figura 1, foram obtidos alguns resultados preliminares à respeito do arranjo estrutural, delimitação de corpos graníticos e associação do controle tectônico com os alojamentos desses corpos.

As feições lineares tanto de relevo como de drenagem fortemente estruturadas formam os alinhamentos. Os mais extensos verificados em toda área apresentam direções E-W e WNW-ESE, correspondentes a Y, constituindo o trend principal e relacionados a zonas de cisalhamento transcorrentes. Associados a estes desenvolveram-se feixes de lineamentos de movimentos oblíquos NW-SE. Feições de arrasto, formadas pelas interseções entre esses lineamentos, são indicadoras cinemáticas de uma movimentação sinistral ao longo dos planos de cisalhamento. Feições lineares menores de disposição paralela a subparalela e de forte anisotropia E-W, com inclinações para NE-SW representam as direções dos planos de foliações. Por toda área ocorrem alinhamentos essencialmente retilíneos, não muito extensos, cuja maior parte apresenta orientação NE-SW, correspondentes a R', bastante evidentes na imagem TM, em função de suas perpendicularidades com o azimute de iluminação solar, e que provavelmente representam estruturas como fraturas.

Localmente ocorrem zonas de cisalhamento oblíquas antitéticas (quadrante SW), bem como, no leste da área, o arqueamento dos lineamentos e a forte assimetria de relevo evidenciam movimentos de empurrões.

Essas estruturas tectônicas e seus movimentos relativos são fortes indicativos de um transporte de massa rochosa de NE para SW, direção aproximada de σ_1 . Além de caracterizarem um regime tectônico transpressivo, com esforços transtensivos localizados, os quais proporcionaram a formação de estruturas tipo *releasing bend*, que provavelmente permitiram o alojamento de corpos graníticos alongados e concordantes com a estruturação envolvente, caracterizando uma gênese sintectônica. Tais corpos compõem a SIS e sustentam as serras Marari e do Mel. O corpo granítico que sustenta a Serra Saracura apresenta arranjo dos elementos texturais do tipo radial multidirecional, discordante com os das circunvizinhanças, forma subcircular e limites marcados por descontinuidades, característico de uma colocação em períodos tardi a pós-tectônicos com predomínio de movimentos distensivos, responsáveis pelas reativações de pretéritas linhas de fraqueza crustal.

Em relação as vulcânicas Surumu, encaixantes desses corpos graníticos, diferentes arranjos texturais e respostas radiométricas sugerem que as variações composicionais promoveram distintas reações aos processos morfogenéticos.

Essas interpretações juntamente com informações de trabalhos prévios (Haddad et al. 1999 e Fraga et al. 1999) permitiram a elaboração do modelo fotointerpretativo mostrado na Figura 2.

Os resultados preliminares apresentados serão complementados com a continuidade da pesquisa, através de estudos em áreas adjacentes, uso de produtos de outros sensores remotos, como o SAR, e de trabalhos de campo.

Referências Bibliográficas

- Carvalho, A. S. 1997. Integração de imagens de RADAR/JERS-1, TM/Landsat-5 e geofísicas para o mapeamento geológico da porção nordeste de Roraima, Brasil. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 247p.
- Costa, J. A. V. 1999. Tectônica da região nordeste do Estado de Roraima. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Tese de Doutorado, 315p.
- Fraga, L. M. B.; Reis, N. J.; Riker, S. R. L.; Araújo, R. V.; Millioti, C.; Haddad, R. C.; Almeida M. E.; Carvalho, J. M.A. 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, folhas NA. 20-X-B e NA.20-X-D e parte das folhas NA. 20-X-A, NA. 20-X- C, NA. 21-V-A e NA. 21-V-C. Estado do Amazonas, Brasília. CPRM, 166p. (texto explicativo).
- Haddad, R. C.; Reis, N. J.; Faria, M. S.; Fraga, L. M. B. 1999. Caracterização faciológica preliminar dos granitóides e rochas vulcânicas da porção nor-nordeste de Roraima. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus, Anais, p.523-526.

- Montalvão, R. M. G.; Muniz, M. B.; Issler, R.S.; Dall’Agnol, R.; Lima, M. I. C; Fernandes, P. E. C. A.; Silva, G. G. 1975. Geologia da folha NA.20 Boa Vista e parte das folhas NA.21 Tumucumaque, NB.20 Roraima e NB.21. In: Brasil, Ministério das Minas e Energia, Secretaria Geral, Rio de Janeiro, Projeto RADAMBRASIL, 8:15-135.
- Okida, R. 2001. Aplicação do sensoriamento remoto e aerogamaespectrometria ao estudo do controle estrutural dos granitos estaníferos de Rondônia. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 217p.
- Paradella, W. R.; Bignelli, P. A.; Veneziani, P.; Pietsch, R. W.; Toutin, T. 1997. Airborne and spaceborne synthetic aperture radar (SAR) integration with Landsat TM and gamma ray spectrometry for geological mapping in a tropical rainforest environment, the Carajás Mineral Province, Brazil. *International J. of Remote Sensing*, 18(7):1483-1501.
- Santos, C. S. 1999. Avaliação do conteúdo geológico em produtos de sensoriamento remoto da porção oeste do Estado de Roraima (folha NA.20-V-D). Universidade de Campinas, Campinas, Dissertação de mestrado, 83p.
- Santos, A. R.; Veneziani, P.; Paradella, W. R.; Morais, M. C. 2000. Radar aplicado ao mapeamento geológico e prospecção mineral: aplicações. São José dos Campos, INPE/ADIMB, 103p.
- Vialon, P; Ruhland, M; Grolier, J. 1976. *Éléments de Tectonique Analytique*. Paris, Masson, 115p.

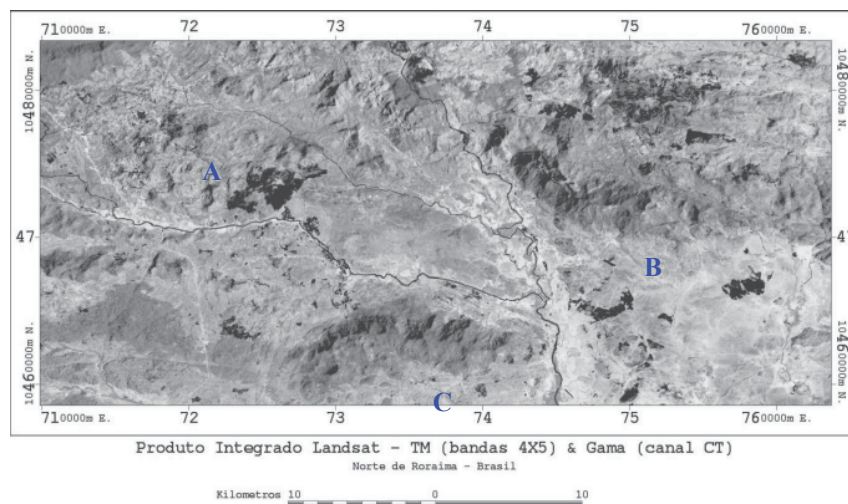


Figura 1- Imagem integrada final, destaque para os corpos graníticos que sustentam as serras Saracura (A), Marari(B) e Mel (C).

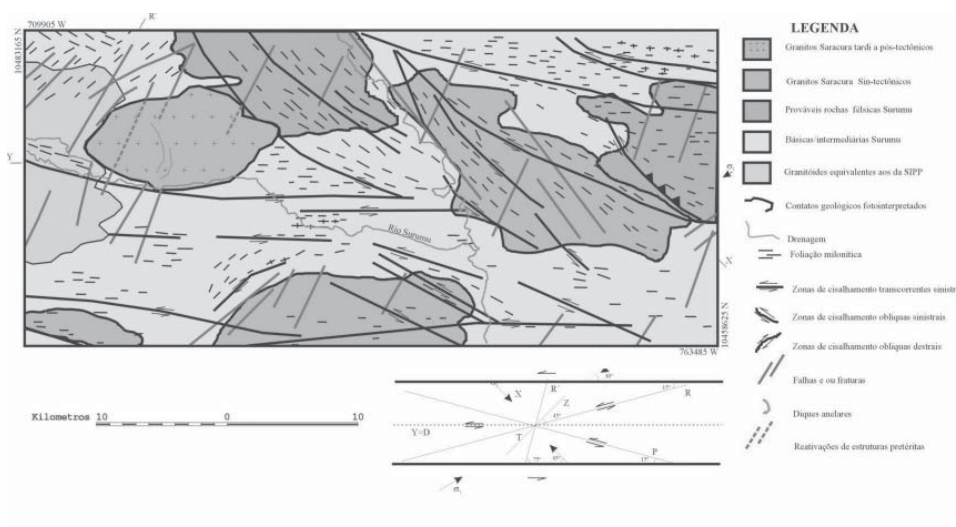


Figura 2- Modelo fotointerpretativo proposto para área e a relação das orientações estruturais com o esquema de fraturas de Riedel para uma zona de cisalhamento sinistral (Vialon et al. 1976).

Controles Estruturais no Alojamento dos Granitos Estaníferos de Rondônia

Paulo Veneziani¹, Rosana Okida², Jorge Silva Bettencourt²

1 – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Av. dos Astronautas, 1758, São José dos Campos/SP, e-mail: paulo@ltid.inpe.br

2 – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IG-USP). Rua do Lago, 526, São Paulo/SP, e-mail: okida@ltid.inpe.br e jsbetten@usp.br

Introdução – As interpretações de produtos de sensores remotos, dados aerogamaespectrométricos e evidências cinemáticas obtidas em nível de afloramentos, permitiram o estabelecimento de modelos relacionados às zonas de cisalhamento transtensivas e estruturas associadas, que contribuem para a compreensão do alojamento de corpos graníticos da Província Estanífera de Rondônia (PER). Autores como Scandolara *et al.* (1995), Scandolara (1997), Veneziani *et al.* (1996, 1998, 2001), Okida *et al.* (1999, 2000) e Okida (2001) observaram diferentes fases de movimentação ao longo das direções de cisalhamento principais, orientadas em torno de E-W, e as conseqüentes secundárias. Veneziani *et al.* (2001) e Okida (2001) reconheceram três fases distensivas transpressivas, localmente transtensivas, com movimentos inicialmente sinistrais e deformações dúcteis associadas, destrais (deformações dúcteis-rúpteis) e finalmente sinistrais (rúpteis-dúcteis). As segunda e terceira fases tiveram importância fundamental no controle tectono-estrutural do alojamento dos maciços graníticos.

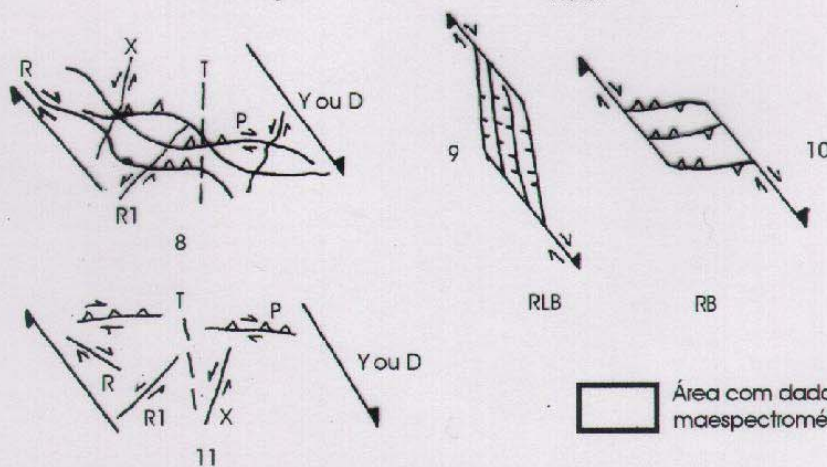
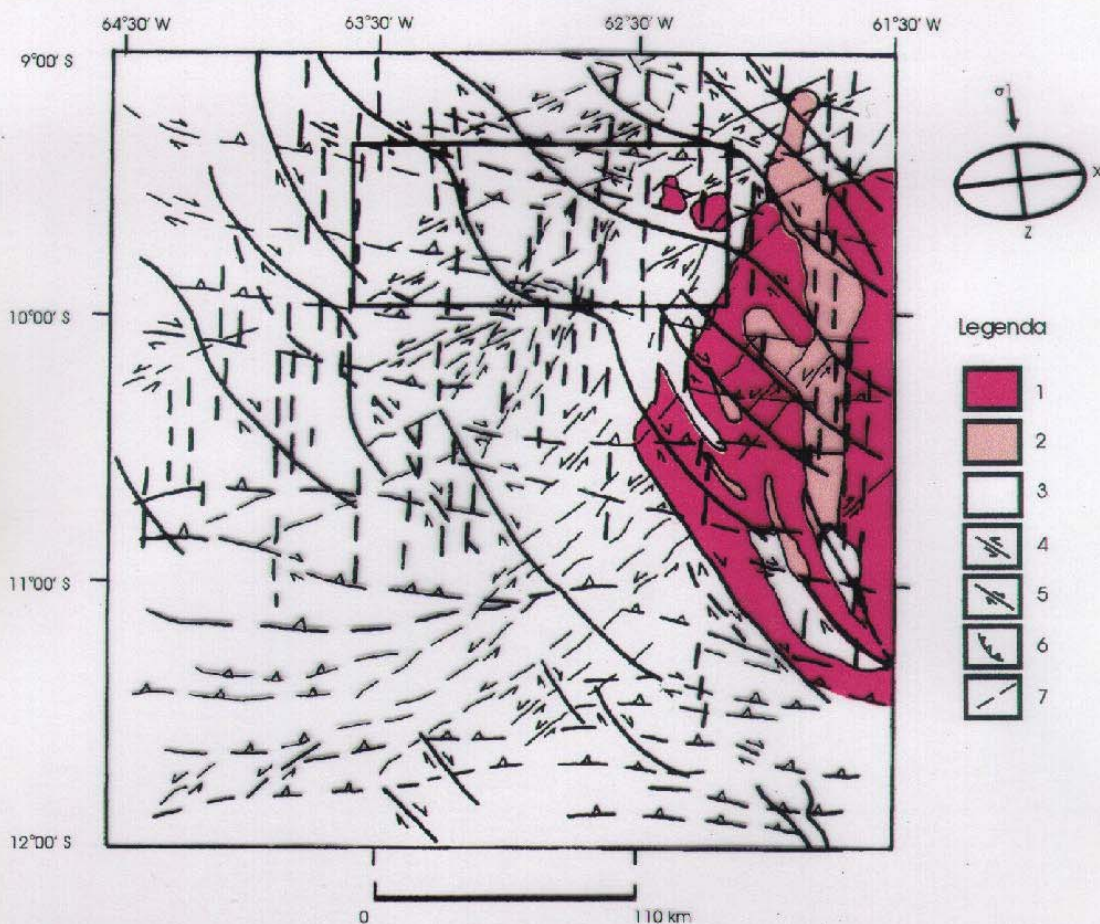
Geologia Regional – A Figura 2 representa as unidades tectono-estratigráficas regionais da área estudada. O retângulo menor, inserido nessa figura, delimita a região para a qual estavam disponíveis os dados aerogamaespectrométricos. Tais unidades foram delimitadas a partir da interpretação de imagens, dados de campo e baseados/modificados dos dados de Scandolara (1997), Bettencourt *et al.* (1997), Payolla *et al.* (2000) e Okida (2001). O arcabouço tectônico-estrutural corresponde à configuração da terceira fase de movimentação.


Resultados – Na primeira fase o movimento ao longo do *trend* estrutural +/- E-W foi sinistral (Veneziani *et al.* 2001, Okida 2001), indicando uma vergência de NE, ENE para SW, WSW. As deformações são dúcteis de natureza transpressiva e afetaram as rochas pré-Grupo Beneficiente e Suíte Intrusiva Serra da Providência. Na segunda fase a vergência passou a ser de NNW para SSE (Figura 1). As zonas de cisalhamento transcorrentes (ZCTs) principais (Y ou D), orientadas segundo +/- N45W, apresentaram movimentação destral. Duplexes transtensivos deram origem a áreas favoráveis ao adelgaçamento crustal, principalmente na região leste da área. Estruturas do tipo *releasing bends*, em níveis dúcteis, e secundariamente *rhombo-chasms*, em níveis rúpteis, foram desenvolvidas (Figura 1) e favoreceram o embaciamento e posterior intrusão da Suíte Intrusiva

Serra da Providência, com idade em torno de 1,5 Ga. Os movimentos desta fase deformaram as rochas mais antigas da região e prolongaram-se no tempo afetando inclusive os granitos em questão. As principais direções estruturais controladoras do alojamento da Suíte Intrusiva Serra da Providência foram +/- N45W (Y ou D) e N-S, NNW (T). A terceira fase, com vergência NE para SW, reativou as antigas linhas de fraquezas crustais, conforme esquema da Figura 2, e deformou de forma predominante rúptil e secundariamente dúctil as rochas datadas até 1,08 a 1,07 Ga. Na Figura 2 observa-se claramente o duplex que originou os *rhombo-chasms*, cortando a região onde localizam-se os *Younger Granites* de Rondônia. As principais direções estruturais controladoras do alojamento destes granitos orientam-se segundo +/- N70W (Y ou D) e +/- N75E (T).

Referências Bibliográficas

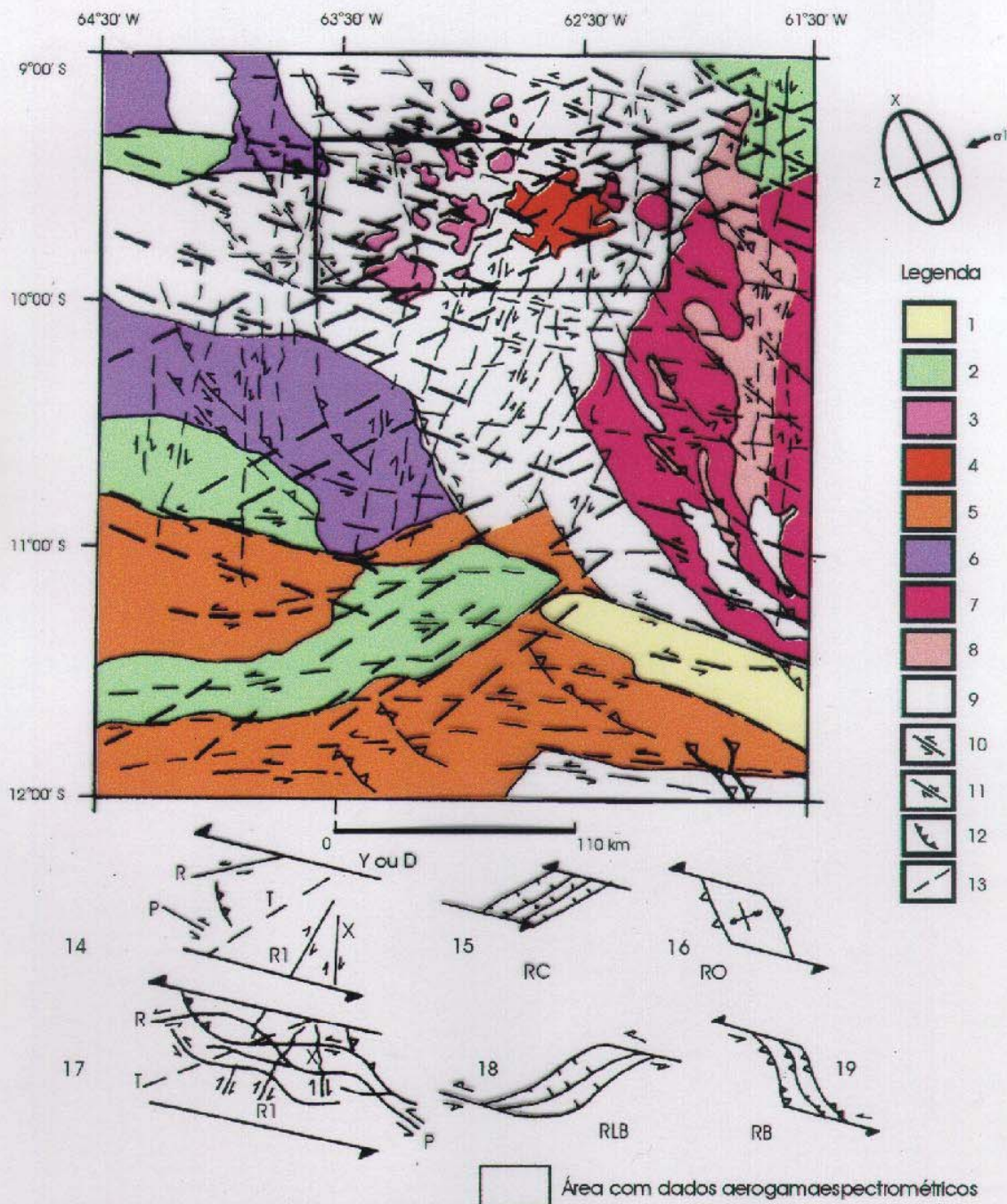
- BETTENCOURT, J.S.; LEITE Jr., W.B.; PAYOLLA, B.L.; SCANDOLARA, J.E.; MUZZOLON, R.; VIAN, J.A.J. 1997. The rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, northern Brazil. In: Intern. Symp. on Granites and Assoc. Mineral, 2., Salvador, 1997. Excursion Guide...Salvador, Sup. Geol. Rec. Min., p. 3-31.
- BETTENCOURT, J.S.; TOSDAL, R.M.; LEITE Jr., W.B.; PAYOLLA, B.L. 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian Craton, Brazil: I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, 45:41-67.
- BIDDLE, K.T. & CHRISTIE-BLICK, N. (eds.) 1985. Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. Tulsa. Soc. Econ. Paleont. Min., p. 1-32 (Publ. Sp. n. 37).
- OKIDA, R. 2001. Aplicação do sensoriamento remoto e aerogamaespectrometria ao estudo do controle estrutural dos granitos estaníferos de Rondônia. Tese de doutoramento, IG-USP, São Paulo. 217p.
- OKIDA, R.; VENEZIANI, P.; BETTENCOURT, J.S. 1999. Controle tectônico-estrutural dos maciços Santa Clara, Oriente Novo, Jararaca e União (RO) utilizando dados de sensoriamento remoto e aerogamaespectrométricos. In: Simp. Geol. Amaz., 6., Manaus, 1999. Anais...Manaus, SBG, p. 494-497.
- OKIDA, R.; VENEZIANI, P.; BETTENCOURT, J.S. 2000. Tectonic control of rapakivi granite massifs at the Rondônia Tin Province (RTP), Brazil. In: Intern. Geol. Congr., 31., RJ, 2000. CD-ROM...RJ, CPRM/SBG.
- PAYOLLA, B.L.; KOZUCH, M.; LEITE Jr., W.B.; FETTER, A.; BETTENCOURT, J.S.; VAN SCHMUS, W.R. 2000. Proterozoic geological evolution of the Central-eastern part of the Rondônia Tin Province (Brazil); inferred from U-Pb and Sm-Nd isotopic data. In: Intern. Geol. Congr., 31., RJ, 2000. CD-ROM e painel, RJ, SBG.
- RIZZOTTO, G.J. 1999. Petrologia e ambiente tectônico do Grupo Nova Brasilândia-RO. Dissertação de mestrado, UFRS, Porto Alegre, 136p.
- SCANDOLARA, J.E. (coord.) 1997. Mapa geológico do Estado de Rondônia. 1:1.000.000. CPRM.
- SCANDOLARA, J.E. (coord.) 1999. Mapa geológico do Estado de Rondônia. Texto explicativo. CPRM. 97p.
- SCANDOLARA, J.E.; SILVA, C.R.; RIZZOTO, C.J.; QUADROS, M.L.E.S.; BAHIA, R.B.C. 1995. Compartimentação litoestrutural da porção ocidental do Craton Amazônico – Estado de Rondônia. In: SNET, 5., 1995. Boletim de Resumos Expandidos..., Gramado, SBG, p. 84-86.
- VENEZIANI, P., ANJOS, C.E. dos, BETTENCOURT, J.S.; OKIDA, R., 1996. Caracterização de movimentos tectônicos ao longo das principais linhas de fraqueza do Estado de Rondônia, com imagens TM-LANDSAT: resultados preliminares. In: Congr. Bras. Geol., 39., Salvador, 1996. Boletim de Res. Expandidos...Salvador, SBG, v. 2, p. 455-458.
- VENEZIANI, P.; ANJOS, C.E. dos; OKIDA, R.; BETTENCOURT, J.S.; SANTOS, A.R. dos 1998. Cronologia dos movimentos tectônicos em Rondônia. In: Congr. Bras. Geol., 40., Belo Horizonte, 1998. Boletim de Resumos...Belo Horizonte, SBG, p. 401.
- VENEZIANI, P.; OKIDA, R.; BETTENCOURT, J.S. 2001. Movimentos tectônicos ao longo das principais linhas de fraquezas crustais na Província Estanífera de Rondônia (PER) e sua implicação no alojamento dos maciços graníticos. In: Workshop Geology of the SW Amazonian Craton: State-of-the Art, São Paulo, Instituto de Geociências.



 Área com dados aerogeomagnéticos

1 - Suíte Intrusiva Serra da Providência (1,5 Ga); 2 - Grupo Beneficiente; 3 - Rochas do embasamento com mais de 1,5 Ga; 4 - Zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis sinistrais; 5 - Zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis dextrais; 6 - Empurrões dúcteis-rúpteis; 7 - Falhas normais; 8, 9, 10 e 11 - Modelo teórico-empírico (modificado de Biddle & Christie-Blick 1985) de zonas de cisalhamento dúcteis dextrais, *releasing bend* dúcteis-rúpteis, *restraining bend* dúcteis-rúpteis, zonas de cisalhamento rúpteis dextrais, respectivamente. Idades geocronológicas de: Scandolara (1999), Rizzotto (1999) e Bettencourt *et al.* (1999).

Figura 1 - Representação esquemática da segunda fase de movimentação ao longo das principais linhas de fraqueza crustais regionais: +/- E-W, +/- N70W, +/- N45W, +/- N-S, +/- N20E, +/- N45E e +/- N70E.



1 - Formação Pimenta Bueno (Paleozóico); 2 - Formação Palmeiral (Neoproterozóico); 3 - *Younger Granites* de Rondônia (0,99 a 0,97 Ga); 4 - Suíte Intrusiva Santa Clara (1,08 a 1,07 Ga); 5 - Sequência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia (1,20 Ga); 6 - Suíte Intrusiva Santo Antônio/Alto Candeias (1,4 a 1,3 Ga); 7 - Suíte Intrusiva Serra da Providência (1,5 Ga); 8 - Grupo Beneficente (mais de 1,5 Ga); 9 - Complexo Gnaisse Migmatítico Jaru (mais de 1,5 Ga a 2,2 Ga); 10 - Zona de cisalhamento sinistral; 11 - Zona de cisalhamento dextral; 12 - Empurrão; 13 - Falha normal; 14, 15, 16, 17, 18 e 19 - Modelo teórico-empírico (modificado de Biddle & Christie-Blick 1985) de zona de cisalhamento rúptil sinistral, *rhombo-chasm*, *restraining overstep* rúptil, zona de cisalhamento dúctil sinistral, *releasing bend* dúctil, *restraining bend* dúctil, respectivamente. *Rhombo-chasm* é a feição estrutural dominante na região. As outras feições estruturais são achadas localmente. Idades geocronológicas de: Scandolaro (1999), Rizzotto (1999) e Bettencourt *et al.* (1999).

Figura 2 - Representação esquemática da terceira fase de movimentação ao longo das principais linhas de fraquezas crustais regionais: +/- E-W, +/- N70W, +/- N45W, +/- N-S, +/- N20E, +/- N45E e +/- N70E.

Fases de Movimentação Tectônica ao longo do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, Carajás, PA

Paulo Veneziani, Athos Ribeiro dos Santos, Waldir Renato Paradella, Maria Carolina de Moraes

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Av. dos Astronautas, 1758, São José dos Campos/SP, e-mail: paulo@ltid.inpe.br, athos@ltid.inpe.br, waldir@ltid.inpe.br, morais@ltid.inpe.br

Introdução - Produtos de sensores remotos aerotransportados (radar do SAREX'92) e orbitais (TM-Landsat, RADARSAT *ScanSAR*, *Fine* 4 ascendente e, *Standard* 5 e 7 descendentes e 5 e 6 ascendentes) e cenas integradas digitalmente (SAREX/Gama do PGBC) foram utilizados para o estudo de movimentos tectônicos que ocorreram em parte do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, na região da Província de Carajás (Figura 1). As interpretações foram complementadas com dados de trabalhos prévios (mapas e pontos de campo) e com a verificação de áreas chaves selecionadas. Indicadores cinemáticos observados nas imagens e nos afloramentos mostraram que o cinturão orientado segundo WNW-ESE foi afetado por três fases distintas transpressivas (localmente transtensivas) e uma fase transtensiva durante o Arqueano–Eoproterozóico, responsáveis pelo arcabouço tectono-estratigráfico atualmente observado. Tais fases foram responsáveis pelo desenvolvimento (e reativação) de linhas de fraquezas crustais que, posteriormente, foram reativadas de forma distensiva, com picos no final do Proterozóico, Mesozóico e Terciário, atestados pela ocorrência de sedimentos correlacionáveis à Bacia do Maranhão, intrusivas básicas e depósitos alúvio-coluvionares, respectivamente.

Geologia Regional – Autores como Cordani & Brito Neves (1982), DOCEGEO (1988), Teixeira *et al.* (1989) elaboraram importantes sínteses regionais à respeito da região. No entanto, abordagens mais especificamente relacionadas com movimentos tectônicos foram apresentadas por: 1 - Araújo & Maia (1991) e Oliveira *et al.* (1994) consideraram a região como parte do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas e distinguíram três domínios regionais: a – Meridional caracterizado por zonas de cisalhamento imbricadas que deformaram as rochas dos complexos Xingu, Pium, da Suíte Plaquê e Grupo Sapucaia; b – Central caracterizado por organização em “flor positiva” e mecanismos *strike-slip* (Cinzento, Tapirapé e Buritirama) e, c – Setentrional com rochas granulíticas justapostas ao Complexo Xingu e metassedimentos. Com base em dados geocronológicos definiram idade Arqueana para a seqüência, excetuando os granitos anorogênicos (Eoproterozóicos), as coberturas sedimentares da Serra do Paredão e respectivas intrusivas básicas, e 2 – Pinheiro (1997) subdividiu tectono-estratigraficamente as regiões dominadas pelos sistemas de cisalhamento Carajás (domínio da Serra) e Cinzento (a norte). Subdividiu a área em: a – Assembléia

Embasamental, composta por ortognaisses e plutons granitóides (Complexo Xingu) e por seqüências metavulcano-sedimentares (Igarapé Salobo). Tal assembléia encontra-se intensamente deformada (cisalhamento dúctil) e metamorfozizada em alto grau; b – Assembléia de cobertura composta por vulcano-sedimentares de baixo grau, deformadas por cisalhamento (Grupos Igarapé Pojuca e Grão Pará), recobertas pelos clásticos da Formação Águas Claras.

Resultados – As principais orientações das linhas de fraquezas crustais da área estudada são: +/- WNW-ESE, +/- N45W, +/- N70W, +/- N10W, +/- N20E e +/- N75E. Autores como os citados anteriormente e Veneziani *et al.* (1995) já haviam reconhecido movimentos ora sinistrais, ora destrais, ao longo destas direções. Em campanhas de campo posteriores a de 1995, os autores deste trabalho confirmaram indicadores cinemáticos em nível de afloramentos, que permitiram uma reconstituição mais objetiva da cinemática e como consequência, identificaram quatro fases de movimentação. A primeira apresentou movimentação sinistral de origem transpressiva ao longo da direção WNW-ESE (zona de cisalhamento transcorrente principal). As direções secundárias mostram movimentos sinistrais no quadrante NW, empurrões em torno de N45W e destrais no intervalo entre NE e N75E. A fase está registrada pelo *fabric* milonítico impresso nas rochas do Complexo Granítico-Gnáissico (Tabela 1) e provocou intensas transposições e verticalização.

TABELA 1

<u>Rochas intrusivas básicas</u> : diabásios (Oliveira <i>et al.</i> 1994) - 1, I, R
<u>Grupo Serra do Paredão</u> : ortoquartzitos e conglomerados polimictos (Figueiras <i>et al.</i> 1987); <u>Grupo Serra Grande</u> (Pinheiro 1997) - 2, I, R
<u>Formação Gorotire</u> : arcóseos, arenitos e conglomerados polimictos (Hirata <i>et al.</i> 1982, Pinheiro 1997) - 3, I, R
<u>Granitos Anorogênicos</u> (Dall’Agnol <i>et al.</i> 1986, Macambira <i>et al.</i> 1992, Pinheiro 1997) - 4, I, R
<u>Formação Águas Claras</u> : pelitos, siltitos e arenitos (Araújo <i>et al.</i> 1988, Nogueira 1995) - 5, I, R
<u>Complexo Granítico Estrela</u> : granitos sin-tectônicos com diferentes composições (Barros & Dall’Agnol 1994) SUPERGRUPO ITACAIÚNAS (DOCEGEO 1988). <u>Grupo Buritirama</u> : quartzitos e micaxistos - 6, II, D-R. <u>Grupo Grão-Pará</u> : Formação Carajás: formações ferríferas, corpos de hematita e jaspilitos; Formação Parauapebas: metavulcânicas, intrusões máficas e félsicas, “Gabro Santa Inês” - 6, II, D-R. <u>Grupo Igarapé Pojuca</u> : metavulcano-sedimentares, formações ferríferas, rochas gnáissicas - 6, II, D. <u>Grupo Igarapé Salobo</u> : metavulcano-sedimentares, formações ferríferas, xistos - 6, III, D
COMPLEXO GRANÍTICO-GNÁISSICO (Silva <i>et al.</i> 1974, DOCEGEO 1988, Araújo <i>et al.</i> 1988, Araújo & Maia 1991, Oliveira <i>et al.</i> 1994). <u>Suíte Plaquê</u> : granitos sin-tectônicos. <u>Complexo Xingu Indiferenciado</u> : gnaisses tonalíticos, trondhjemíticos, granitos, granodioritos e anfibolitos. Neste trabalho: <u>Xingu A</u> : paragnaisses e granitóides; <u>Xingu B</u> : gnaisses, metabásicas e xistos máficos; <u>Xingu C</u> : granodioritos, tonalitos e gnaisses. <u>Complexo Pium e Suíte Monte Bacajaí</u> : granulitos, charnockitos, enderbitos e kinzigitos - 6, IV, D

Legenda: Idade: 1 - ?; 2 – Siluro-Ordoviciano (?); 3 – Meso a Neoproterozóico; 4 – Eoproterozóico; 5 – Arqueano a Eoproterozóico; 6 – Arqueano. Metamorfismo: I – Não metamórfico; II – Xisto verde muito baixo; III – Xisto verde baixo; IV – Anfibolito a granulito. Deformação: R – Rúptil; D – Dúctil.

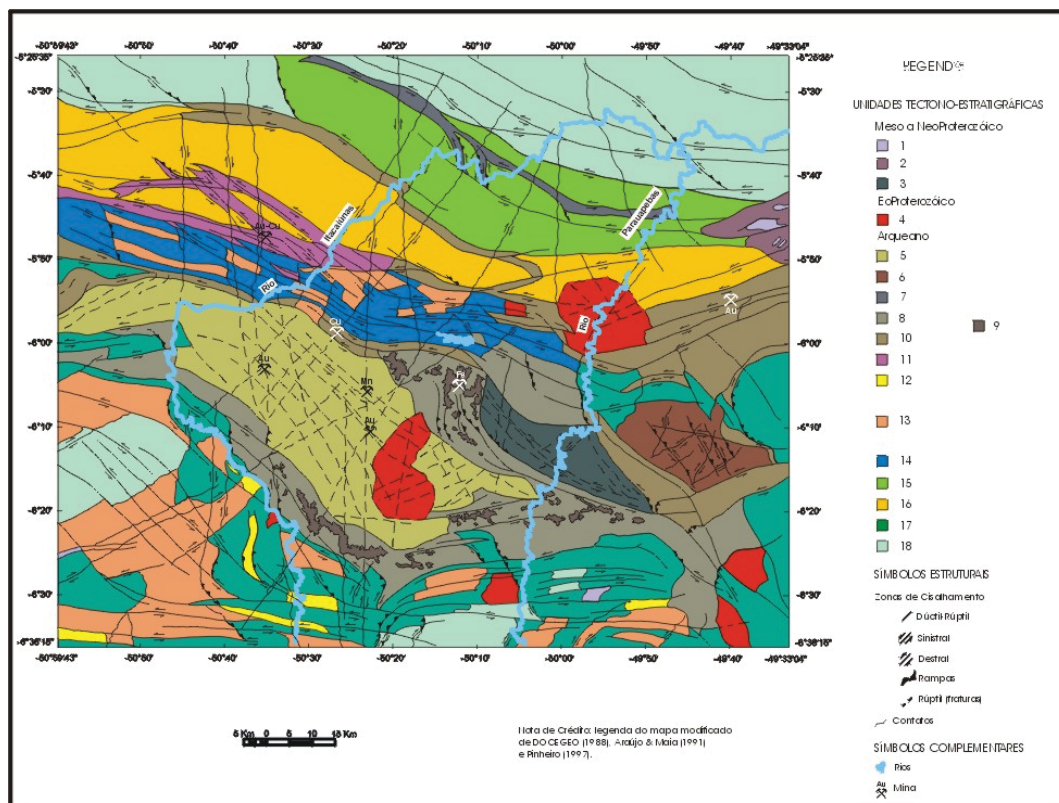
A segunda fase caracterizou-se por movimentos destrais oblíquos, de médio a alto ângulo em torno da direção WNW-ESE. As demais direções foram reativadas de modo compatível com a orientação assumida pela zona de cisalhamento transcorrente principal. Seu posicionamento no tempo é bem evidente, pois os movimentos deformaram de forma dúctil e rúptil estruturas da primeira fase. Sua importância é destacada, pois em regiões transtensivas originaram-se *rhombo-chasms* e *releasing*

bends (Biddle & Christie-Blick 1985) onde ocorreu embaciamento, sedimentação e/ou vulcanismo (Grupos Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Grão Pará e Buritirama, Gabro Santa Inês e, possivelmente, a Formação Águas Claras) (Tabela 1). A terceira fase foi caracterizada por movimentos transpressivos sinistrais ao longo de WNW-ESE e, localizadamente, transtensivos. Gerou deformações rúpteis e rúpteis-dúcteis que afetaram desde as rochas embasamentais até as constituintes da Formação Águas Claras (Tabela 1). As direções secundárias foram reativadas de modo compatível com o modelo orientado segundo WNW-ESE. A Figura 1 representa tal fase. Localizadamente, estruturas transtensivas dos tipos *rhombo-chasms* e *releasing bends* foram responsáveis por adelgaçamento crustal que proporcionou, condições para posterior granitogênese (Granito Central, Cigano, etc.), embaciamento e sedimentação (Grupo Serra do Paredão) e magmatismo básico (Tabela 1). Seguiu-se uma acomodação com componente responsável por movimentação dextral rúptil de rejeito decimétrico verificada inclusive nas bordas do Granito Cigano (Eoproterozóico). Tais evidências permitem avaliar o posicionamento de σ_1 durante a evolução dos movimentos, isto é, verifica-se um fluxo de massa rochosa (vergência) de NE para SW, seguido por NNW-SSE e NE-SW, novamente, e, finalmente, uma acomodação NNW-SSE. Embora tal posicionamento variou no tempo, a orientação das principais direções de fraquezas crustais permaneceu a mesma.

Referências Bibliográficas

- ARAÚJO, O.J.B. de; MAIA, R.G.N.; JORGE JOÃO, X. da S.; COSTA, J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: Congresso Latinoamericano de Geologia, 1., Belém, 1988. Anais...Belém, p. 324-338.
- ARAÚJO, O.J.B. de & MAIA, R.G.N. 1991. Projeto especial mapas de recursos minerais, de solos e de vegetação para a área do Programa Grande Carajás; Subprojeto Recursos Minerais: Folha SB.22-Z-A Serra dos Carajás – Estado do Pará. DNPM/CPRM, Brasília, 136p.
- BARROS, C.E. de M. & DALL'AGNOL, R. 1994. Deformação de rochas granitóides em regime dúctil: o exemplo do Gnaiss Estrela, região de Carajás. Revista Brasileira de Geociências, 23(2):315-332.
- BIDDLE, K.T. & CHRISTIE-BLICK, N. (eds.) 1985. Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. Tulsa. Soc. Econ. Paleont. Min., p. 1-32 (Publ. Sp. n. 37).
- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. de 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. Revista Brasileira de Geociências, 12(1-3):78-88.
- DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E.A. de P.; SÁ, C.E.S.; MEDEIROS, H. de; GASTAL, M. do C.P.; TEIXEIRA, N.P. 1986. Estado atual do conhecimento sobre as rochas granitóides da porção sul da Amazônia Oriental. Revista Brasileira de Geociência, 16(1):11-23.
- DOCEGEO 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In : Congr. Bras. de Geol., 35., Belém, 1988. Anexo...Belém, p. 10-54.
- FIGUEIRAS, A.J.M.; MACAMBIRA, J.B.; VILLAS, R.N.N. 1987. Contribuição ao estudo paleoambiental da Formação Rio Fresco na região de Carajás – PA. In: Simp. sobre Sistemas Depositionais no Pré-Cambriano, Ouro Preto, 1987. Ouro Preto, p. 17-30.

- HIRATA, W.K.; RIGON, J.C.; CORDEIRO, A.A.C.; MEIRELES, E. de M. 1982. Geologia da Província Mineral de Carajás. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 1., Belém, 1982. Anais...Belém, p. 100-108.
- MACAMBIRA, E.M.B.; JORGE JOÃO, X. da S.; LAFON, J.M.; PEREIRA, E.D. 1992. Aspectos geológicos e geomorfológicos do granito Paruari no domínio da Folha São Félix do Xingu (SB.22-Y-B) sul do Pará. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37., São Paulo, 1992. Anais...São Paulo, SBG, v.1, p. 171-173.
- NOGUEIRA, A.C.R. 1995. Análise faciológica e aspectos estruturais da Formação Águas Claras, região central da Serra dos Carajás – Pará. Dissertação de mestrado, UFPA, Belém, 167p.
- OLIVEIRA, J.R. de; SILVA NETO, C.S.; COSTA, E.J. de S.; 1994. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. Serra Pelada, Folha SB.22-X-C, Pará, MME, CPRM, Brasília, 220p.
- PINHEIRO, R.V.L. 1997. Reactivation of the Carajás and Cinzento Strike-Slip Systems, Amazon, Brazil. Doctor Philosophy Thesis, University of Durham, England, 407p.
- SILVA, G.G.; LIMA, M.J.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. 1974. Geologia das Folhas SB.22 Tocantins. Projeto RADAMBRASIL. DNPM, Rio de Janeiro, 143 p. (Levantamento de Recursos Naturais 4).
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1986. A geochronological review of the Amazon Craton, South America and their evolution based on Rb-Sr, K-Ar and ⁴⁰Ar-³⁹AR geochronology. In: PARKER, R. & TUCKER, B. (eds.). Mafic dikes and emplacement mechanisms, Rotterdam, p. 285-293.
- VENEZIANI, P.; SANTOS, A.R. dos; PARADELLA, W.R.; CHIANG, L.C.; BIGNELLI, P.A. 1995. Reconhecimento de zonas de cisalhamento transcorrentes (ZCTs) na região da Serra dos Carajás (PA), em produtos de sensoriamento remoto. In: Simp. Nac. de Est. Tectônicos, 5., Gramado, 1995. Bol. de Res. Exp....Gramado, SBG, p. 106-108.



Legenda : 1 - Intrusivas básicas; 2 - Grupo Serra Grande ou Grupo Serra Paredão; 3 - Formação Goratire; 4 - Granitos anorogênicos; 5 - Formação Águas Claras; 6 - Granito Estrela; 7 - Grupo Buritirama; 8 - Grupo Grão Pará; 9 - Formação Carajás; 10 - Grupo Igarapé Pojuca; 11 - Grupo Igarapé Salobo; 12 - Grupo Sapucaia; 13 - Suíte Plaquê (granitos); 14 - A; 15 - B; 16 - C; 17 - D; 18 - Complexo Plum e Suíte Monte Bacajai.

Figura 1 - Mapa Tectônico-Estratigráfico

Granito São Pedro, Norte do Mato Grosso – Dados Preliminares Para Sua Caracterização

Paulo Fernando Villas Boas¹, Antônio Augusto Soares Frasca¹, Pedro Sérgio Estevam Ribeiro¹, Cipriano Cavalcante de Oliveira¹, Nilson Francisquini Botelho², Felicíssimo Rosa Borges¹

1 - CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Goiânia, geremigo@zaz.com.br

2 – UnB – Universidade de Brasília

Neste trabalho são apresentados os dados preliminares obtidos em granitos milonitizados, intrusivos em rochas granito-gnáissico migmatíticas, cartografados no norte do Estado do Mato Grosso, folhas Rio São João da Barra (SC.21-V-D), Alta Floresta (SC.21-X-C) e Ilha 24 de Maio (SC.21-Z-A), durante a execução do Projeto Promin Alta-Floresta pela CPRM-Goiânia, na Província Mineral Alta Floresta (PAF).

Na carta geológica apresentada por Silva *et al.* (1980), esses autores caracterizaram de forma genérica um conjunto de corpos graníticos, individualizando-os do Complexo Xingu e os denominando de Granito Juruena. Leal *et al.* (1980), utilizaram para esses mesmos granitos a denominação de Gnaiss Apiacá, que, juntamente com os metamorfitos da Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú (Pessoa *et al.*, 1977), comporiam o Complexo Xingu.

Durante a execução do Promin Alta Floresta, foi proposta informalmente, a denominação de **Granito São Pedro** para estas rochas. Os dados geológicos, geofísicos, geocronológicos, petrográficos e petrológicos aqui apresentados, contribuíram para a sua definição.

O Granito São Pedro tem como área-tipo um assentamento do INCRA denominado Comunidade São Pedro, localizado a SW da Folha Alta Floresta, nas imediações da Fazenda Mogno. Distribui-se também em expressivos afloramentos a sul da cidade de Apiacás, oeste e noroeste de Paranaíta, Colorado e proximidades da Comunidade Ouro Verde.

Na imagem LANDSAT-TM-5, estes granitóides são observados sob a forma de corpos alinhados segundo megazonas de cisalhamento na direção E-W/NW-SE, destacando-se na topografia. Caracterizam-se por mostrar um relevo magnético alto e também pelos elevados valores de potássio e tório, revelando padrões de anomalias alinhadas segundo a orientação destes corpos graníticos. Essas características facilitaram a discriminação cartográfica dos plútons.

Os contatos com gnaisses e migmatitos do Complexo Nova Monte Verde, (CPRM-Projeto Promin Alta Floresta, no prelo), são tectônicos, embora, eventualmente, possam ser observados contatos gradacionais. A análise estrutural sugere que estas rochas graníticas foram posicionadas, em nível crustal de meso a catazona, sob regime deformacional dúctil, de natureza transpressional oblíqua e cinemática ora sinistral, ora dextral, sugerida pela assimetria das foliações, estruturas

sigmoidais e porfiroclastos rotacionados.

Estas rochas apresentam coloração rosada a cinza, leuco a mesocráticas, inequigranulares fina a grossa, textura porfirítica a porfiroclástica e são geralmente magnéticas. Apresentam variações estruturais internas em função da sua proximidade ou não às zonas de *alto strain* e desta forma, constituem desde termos isotrópicos até milonitos. Nas bandas de cisalhamento exibem uma trama protomilonítica a milonítica do tipo LS, onde biotita, feldspatos e quartzo alinham-se segundo sua foliação milonítica.

A alteração intempérica destes granitóides, em função do enriquecimento local em biotita e/ou hornblenda origina solos argilo-arenosos a argilosos, de coloração marrom a avermelhada similares aos solos desenvolvidos por alteração de rochas máficas.

As fácies petrográficas variam de composição granítica a granodiorítica, são representadas por metabiotita granitos, metagranada-biotita granitos, metahornblenda-biotita granitos e metagranodioritos. São geralmente porfiríticos, com estruturas gnáissicas e contém enclaves de metaquartzo diorito, metamicroquartzo monzonito e hornblendito.

De modo geral, quando localizadas nas zonas de menor *strain*, suas feições ígneas primárias, tais como textura porfirítica, são preservadas, e são representadas por megacristais tabulares de feldspatos, euédricos e também mostram zonação dos plagioclásios.

Quando próximos às zonas de maior deformação, texturas miloníticas são mais representativas e caracterizam-se por recristalizações, diminuição mineral e cristais poligonizados, constituindo mosaicos que exibem pontos de junção tríplice.

Estes granitóides apresentam assembléia mineral essencial constituída por K-feldspato + plagioclásio + quartzo + biotita ± hornblenda.

O K-feldspato é porfirítico a porfiroclástico. Encontra-se representado na matriz por mosaicos de cristais tabulares xenomórficos, poligonizados ou lenticularizados, ocorrendo como fragmentos entremeados, triturados, imbricados entre si, com forte extinção ondulante e exibindo eventuais inclusões de plagioclásio, quartzo e biotita, O plagioclásio ocorre como cristais tabulares ou prismáticos, subidiomórficos a xenomórficos ou lenticularizados e fraturados, parcialmente, saussuritizados. O quartzo aparece como cristais xenomórficos, constitui mosaicos poligonizados de subgrãos imbricados entre si, exibe extinção ondulante ou efeitos de fraturamento, recristalização e estiramento. A biotita é verde a parda, ocorre em agregados lamelares e juntamente com a hornblenda verde, tabular a prismática, subidiomórfica a idiomórfica, formam agregados deformados.

Os minerais acessórios são representados por agregados de cristais xenomórficos de granada, e constituem núcleos estirados, intercalados a agregados quartzo-feldspáticos, opacos, titanita, apatita, zircão e fluorita.

Estas rochas por vezes encontram-se parcialmente hidrotermalizadas e sua assembléia secundária inclui epidoto, clorita,, carbonato, sericita e argilo-minerais.

Datação U/Pb (SHRIMP) em zircões da fácies metabiotita granito porfírico forneceu idade de 1.784 ± 17 Ma., interpretada como idade de cristalização do plúton. Idades-modelo Sm/Nd em granada granito pórfiro variaram de 2.060 a 2.147 Ma (Pimentel, 2001), mostrando valores de ϵ Nd que oscilaram de $-16,08$ a $-21,63$, indicando derivacão crustal.

A análise parcial dos dados litoquímicos em 12 amostras desta unidade mostrou tratar-se de rochas de composição monzogranítica a granodiorítica, de alto K, (Le Maitre,1989), metaluminosas (Debon & Lefort,1983) e, cálcio-alcalina, (Irvine & Barragar,1971) Pelo diagrama Rb-Hf-Ta de Harris *et al.*(1986), estes granitos são enquadrados como granito de arco vulcânico, sincolisional.

Referências Bibliográficas

- DEBON,F.E. & LE FORT, P..A. – A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and association. Transactions of the Royal Society of Edinburg. Earth Science, v.73, p.135-149, 1983.
- HARRIS, N.B.W., PEARCE, J.A., TINDLE, A G. – Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In. COWARD,M.P., RIES, A. C.,ed. Collision Tectonics. London. The Geological Society,1986. P.67-81. (Geological Society Special Publication, n.19).
- IRVINE, T.N. & BARRAGAR,W.R.A.- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, Ottawa, vol 8. P.523-545.,1971.
- CPRM– Projeto Província Mineral de Alta Floresta, Promin-Alta Floresta, CPRM. Goiania-GO.(no prelo).
- LEAL, J.W.L., JOÃO, X. da S. J., SANTOS, D.B. dos – Aspectos Geológicos e Possibilidades Metalogenéticas da Área Limítrofe Pará-Mato Grosso (Folha SC.21-X-C. RIO SÃO BENEDITO). Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário de Camboriú, Santa Catarina, 1980, v.3. p.1589-1600.
- LE MAITRE *et al.*- A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell. Oxford, London, 1989.
- PESSOA,R.M. *et al.* – Projeto Jamanxim. CPRM, vol. Ia, 1-220p.
- PIMENTEL, M.M. – Geocronologia U-Pb e Sm-Nd da Região de Alta Floresta, Norte de Mato Grosso. Relatório interno. Goiânia,2001.
- SILVA,G.H. *et al.* – Geologia. In. Brasil, Ministério das Minas e Energia, DNPM, Projeto RadamBrasil, Folha SC.21, Juruena. Rio de Janeiro. P.21-116 (Levantamento de Recursos Naturais, v.20).

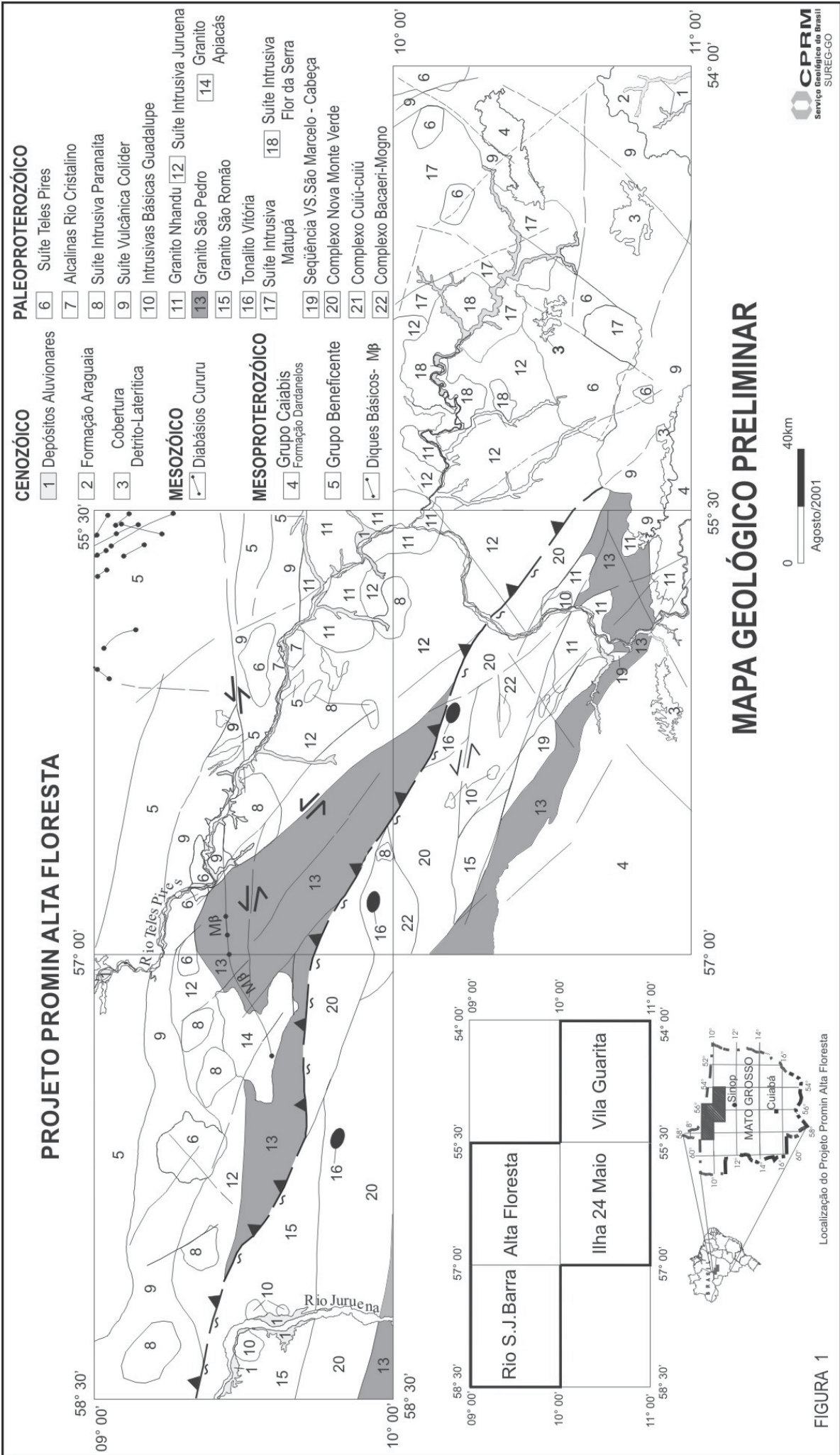


FIGURA 1

Aspectos Geológicos e Geocronológicos do Anortosito Carreira Comprida, Região de Porto Nacional-TO

Paulo Sergio de Sousa Gorayeb, Candido Augusto Veloso Moura

e-mail: gorayebp@ufpa.br, c_moura@ufpa.br
Centro de Geociências-Universidade Federal do Pará

Introdução

A região de Porto Nacional, localizada na porção central do Estado do Tocantins, está inserida no domínio norte do Maciço de Goiás, e reúne grande diversidade de unidades lito-estratigráficas originadas por distintos processos termo-tectônicos. Ali estão reunidos complexos gnáissicos, granulíticos e seqüências supracrustais, suites granitóides e gabróides do Paleoproterozóico; seqüências metassedimentares e granitóides do Neoproterozóico além de formações sedimentares do Paleozóico (Gorayeb 1996, Gorayeb et al. 2000). Essa diversidade estabelece para este domínio crustal um elevado grau de complexidade geológica que, para o seu entendimento, torna-se imprescindível estudos petro-estruturais e geocronológicos detalhados. Entre as unidades ali identificadas destacam-se corpos gabróicos-anortosíticos, ainda precariamente conhecidos. Um destes corpos, o Anortosito Carreira Comprida (Gorayeb 1996), mereceu estudos geológicos e geocronológicos, no âmbito do Projeto Magmatismo, evolução crustal e metalogênese da Província Mineral do Carajás e províncias adjacentes – PRONEX 103/98 MCT/FINEP/CNPq/MEC.

O presente estudo reporta as características geológicas e geocronológicas do Anortosito Carreira Comprida e discute os processos de sua formação no quadro da evolução crustal desta porção do Maciço de Goiás.

O Anortosito Carreira Comprida

O Anortosito Carreira Comprida (ACC), foi originalmente definido por Gorayeb (1996), como um plúton do Paleoproterozóico ou mais antigo. Ele está situado a sudeste da cidade de Porto Nacional, onde destaca-se como um corpo alongado na direção NNE-SSW, com aproximadamente 25 km de comprimento e 10 km de largura, embutido em rochas metassedimentares da Formação Morro do Aquiles (Figura 1). As relações de contato originais com as rochas dessa unidade não são claras devido a deformação imposta pela Zona de Cisalhamento Porto Nacional, que impõe às rochas uma forte trama milonítica. Entretanto, a coexistência de andaluzita com sillimanita, estauroлита, biotita e granada restrita às encaixantes da borda oeste do ACC sugere a presença de metamorfismo, indicando relações intrusivas com as rochas da Formação Morro do Aquiles.

Boas exposições das rochas anortosíticas podem ser observadas nas encostas das serras da Aroeira e Malhadinha e em sua extensão até o leito do Rio Tocantins a leste, onde grandes lajedos formam a Corredeira Carreira Comprida, na qual foi estabelecida sua seção tipo. Outras exposições são encontradas nos arredores do povoado Malhadinha, nas fazendas Landi e Angico, nas encostas da Serra da Aroeira, que é sustentada por arenitos da Formação Serra Grande, assentados sobre o ACC em franca discordância erosiva.

O plúton é composto por anortositos de cor cinza azulado, com tons esverdeados ou amarronzados devido a presença de anfibólio ou granada. As rochas têm granulação grossa a muito grossa, destacando-se com freqüência cristais de plagioclásio com comprimento superior a 5 cm, podendo atingir até 10 cm. Entretanto, devido à cominuição e recristalização dinâmica, relacionadas ao cisalhamento, os anortositos, com freqüência, estão transformados em milonitos de granulação fina.

A sua constituição mineralógica é dada basicamente por plagioclásio em elevadas proporções (85-95%), complementada por clinopiroxênio, anfibólio, biotita, granada e quartzo, e acessoriamente por opacos, apatita e titanita. Com exceção do plagioclásio e do clinopiroxênio, que representam as fases minerais magmáticas primárias, os demais minerais são produtos do metamorfismo relacionado aos processos de cisalhamento que afetaram o corpo como um todo. Os plagioclásios primários são do tipo labradorita (An60), mas com freqüência são encontrados tipos recristalizados, mais sódicos, de composição oligoclásio-andesina.

Como o plúton está situado ao longo da Zona de Cisalhamento Porto Nacional as suas tramas internas são predominantemente miloníticas, e as feições primárias, de origem plutônica, aparecem apenas de forma reliquiar. Portanto, ele deve ser classificado como meta-anortosito.

Um dos aspectos mais marcantes nos meta-anortositos é a textura flaser, definida por porfiroclastos amendoados de plagioclásio, de até 10 cm, envolvidos na matriz milonítica assumindo a aparência de augen-gnaisses. A forte anisotropia, comum nos meta-anortositos, é dada pela articulação entre os porfiroclastos alongados, os feixes de minerais máficos, as tramas de quartzo em fita, e leitos cominuídos, chegando a destacar até bandamentos de transposição.

Texturas magmáticas cumulativas são registradas nas porções menos deformadas e são definidas por cristais tabulares de plagioclásio cujos interstícios são preenchidos por clinopiroxênio substituído por anfibólio. Esta deve ter sido a principal feição textural do plúton. Entretanto, o que se observa com freqüência são tramas tectono-metamórficas (estiramento, microbudinagem, extinção ondulante, subgrãos e recristalização dinâmica), com recristalização e neoformação de plagioclásio, granada, anfibólio, clorita e epidoto.

Geocronologia

O estudo geocronológico do ACC foi conduzido no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Para-Iso) no espectrômetro de massa FINNIGAM-Mat.262. O método aplicado foi o de evaporação de Pb em monocristais de zircão, (Pb-Pb em zircão) seguindo a técnica desenvolvida por Kober (1987).

Uma amostra fresca do meta-anortosito foi coletada na Fazenda Angico (Ref. 97/PN-01), (Figura 1), visando a concentração de grãos de zircão, seguindo as técnicas tradicionais que envolvem a pulverização da amostra e subsequente separação do zircão com bromofórmio e separador magnético *Frantz*. Os cristais de zircão analisados são de cor caramelo claro, transparentes, límpidos, prismáticos curtos (relação comprimento x largura 2x1) e bipiramidais, característicos de cristais de origem magmática.

As idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas em cinco cristais de zircão, variam de 2066 ± 8 Ma a 2072 ± 4 Ma, fornecendo uma idade média de 2071 ± 4 Ma. Essa idade, corresponde a cristalização dos zircões e pode ser interpretada como a idade mínima de colocação do Anortosito Carreira Comprida.

Conclusões

Comparando a idade de 2071 ± 4 Ma obtida para o Anortosito Carreira Comprida com as idades das outras unidades conhecidas deste domínio crustal, observa-se que ela é muito próxima das idades estabelecidas para a geração dos protolitos magmáticos dos granulitos do Terreno de Alto Grau de Porto Nacional. Gorayeb et al. (2000) estabeleceram um intervalo de 2,12 a 2,15 Ga para a formação dos protolitos magmáticos e de aproximadamente 2,10 Ga para o metamorfismo granulítico. Considerando os erros analíticos e o fato de se tratarem de idades mínimas, sugere-se que a geração do magmatismo anortosítico e a colocação do plúton ACC em níveis crustais mais superiores, nos terrenos de menor pressão, podem estar relacionadas à anatexia resultante do processo de metamorfismo granulítico do Terreno de Alto Grau de Porto Nacional, durante o evento termo-tectônico Transamazônico

Referências

- GORAYEB P.S.S. 1996. *Petrologia e evolução crustal das rochas de alto grau de Porto Nacional-TO*. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Tese de Doutorado, Belém, 262p.
- GORAYEB P.S.S., MOURA C.A.V., BARROS G.R. 2000. Pb-Pb zircon ages of the Porto Nacional high-grade metamorphic terrain, northern portion of the Goiás Massif, Central Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* **30**(1):190-194.
- KOBER B. 1987. Single grain evaporation combined with Pb+ emitter bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications for zirconology. *Contrib. Mineral. Petrol.* **96**:63-71.

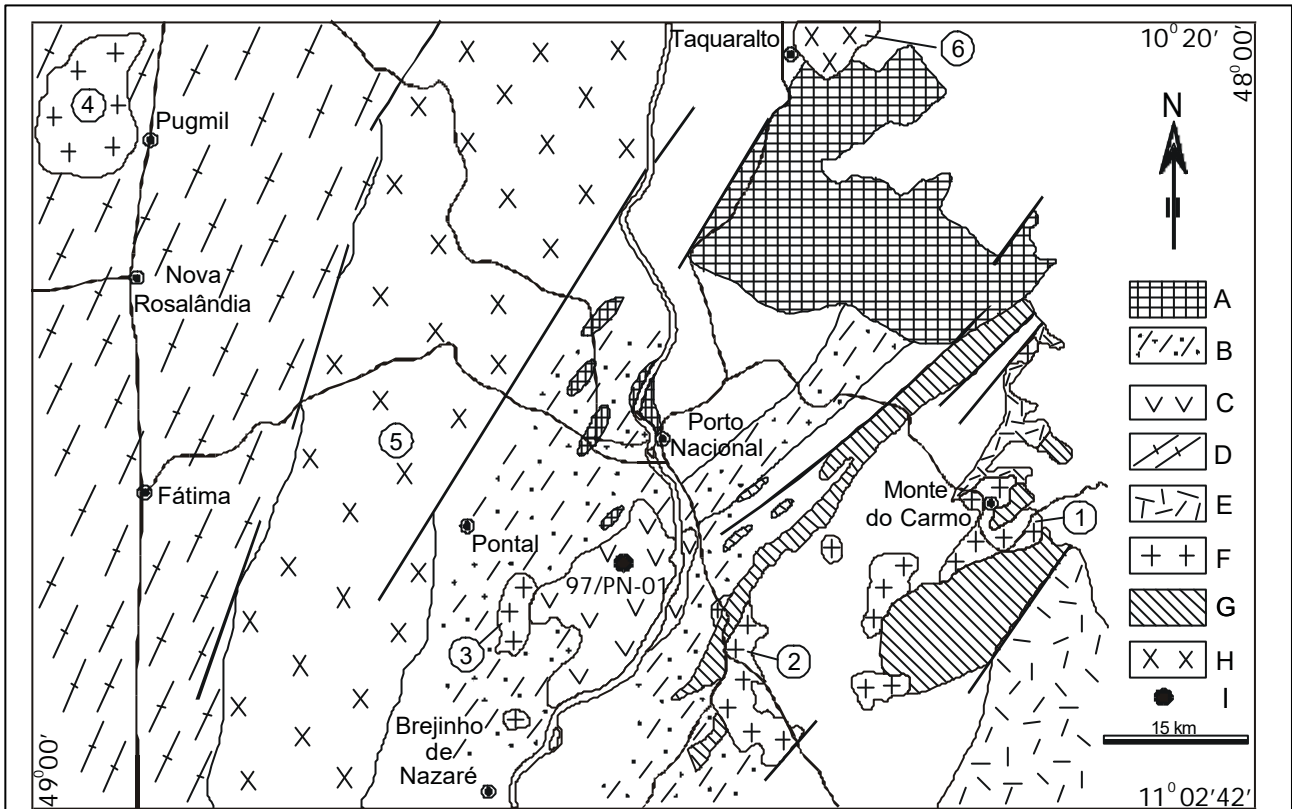


Figura 1- Mapa geológico da região de Porto Nacional elaborado por Gorayeb et al.(2000), com indicação do local de amostragem geocronológica. Paleoproterozóico: A- Complexo Porto Nacional, B- Formação Morro do Aquiles, C- Anortosito Carreira Comprida, D- Complexo Rio dos Mangues, E- Formação Monte do Carmo, F- Plutons graníticos: (1) Carmo, (2) Areias, (3) Aroeira, (4) Serrote. Neoproterozóico: Grupo Natividade, H- Plutons graníticos: (5) Matança, (6) Palmas, I- Local de Amostragem.

A Granitogênese Neoproterozóica no Setor Setentrional da Província Tocantins: Implicações para redefinição da Suite Lajeado.

Paulo Sergio de Sousa Gorayeb, Candido Augusto Veloso Moura, César Lisboa Chaves

Centro de Geociências-UFPA. e-mail: gorayebp@ufpa.br, c_moura@ufpa.br, clc@ufpa.br

Introdução

A denominação Granito Lajeado foi utilizada por Barbosa et al. (1966) para descrever um corpo granítico aflorante no leito do Rio Tocantins, na cidade de Lajeado e região adjacente, no Estado do Tocantins, a aproximadamente 50 km ao norte da cidade de Palmas.

Posteriormente, Costa et al. (1984) e Costa (1985), emprestaram o nome Lajeado para reunir alguns granitos da região de Porto Nacional e adjacências sob a denominação de Suite Lajeado, posicionando-a no Paleoproterozóico. O Granito do Carmo, um dos plútons incluídos nesta Suite, foi datado pelo método de evaporação de Pb em zircão por Sachett (1996) confirmando a idade paleoproterozóica (2025 ± 26 Ma).

Investigações mais recentes, realizadas no Granito Lajeado, na região de Lajeado, Tocantínea e Miracema do Tocantins, isto é, onde originalmente este granito foi definido, não confirmaram a idade paleoproterozóica, ao contrario, indicaram idades bem mais novas., neoproterozóicas. Outros dois corpos, o Granito Matança e o Granito Palmas, tidos igualmente como do Paleoproterozóico, ou mais antigos, também revelaram idades neoproterozóicas. O presente trabalho, desenvolvido no âmbito do Projeto “*Magmatismo, evolução crustal e metalogênese da Província Mineral de Carajás e províncias adjacentes*”-PRONEX-103/98-MCT/CNPq/FINEP/MEC, vem divulgar os resultados das investigações geocronológicas realizadas nesses três corpos graníticos e propor a redefinição do termo Suite Lajeado, bem como discutir as implicações da granitogênese neoproterozoica para evolução crustal dessa região.

Os granitos estudados

Granito Lajeado- Constitui um corpo batolítico localizado na região de Lajeado, Tocantínia e Miracema do Tocantins (Fig. 1), aflorando ao longo do vale do Rio Tocantins, em *canions* e nos vales que recortam as rochas sedimentares da borda oeste da Bacia do Parnaíba, que o recobre em discordância erosiva. Petrograficamente é composto por piroxênio-hornblenda sienogranitos e monzogranitos leucocráticos, de cor marrom com variações cinza e rosa, constituídos essencialmente por álcali-feldspato, plagioclásio, quartzo; pelos minerais varietais clinopiroxênio, hornblenda e biotita, e acessoriamente por apatita, alanita, titanita, opacos e zircão. São granitos isotrópicos com textura granular hipidiomórfica, entretanto parte de sua borda leste é afetada pela Zona de Cisalhamento Porto Nacional, transformando-os em milonitos.

Granito Palmas- Definido por Gorayeb (1996), é representado por um batólito localizado nos arredores da cidade de Palmas em direção à Taquaralto e Taquarussu (Fig. 1). Ele é intrusivo no terreno de alto grau de Porto Nacional em toda a porção sul do corpo e é recoberto pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba. Ele é representado predominantemente por piroxênio e hornblenda granitos com variações de quartzo sienitos e sienogranitos, apresentando textura granular hipidiomórfica e raramente porfirítica, além de textura rapakivi nas bordas de resfriamento. Eles são constituídos essencialmente por microclina, plagioclásio, quartzo e hornblenda, pelos varietais biotita e clinopiroxênio, e pelos acessórios apatita, opacos e zircão.

Granito Matança- Constitui um batólito alongado na direção NNE-SSW, de aproximadamente 82 km de comprimento por 27 km de largura, limitado por falhas, balizando o terreno paleoproterozóicos de alto grau de Porto Nacional e o terreno gnáissico do Complexo Rio dos Mangues, respectivamente a leste e a oeste do corpo (Fig. 1). Ele destaca-se no relevo com altitudes da ordem de 650 m, sustentando a Serra das Cordilheiras. Reúne pertita granitos e sienogranitos leucocráticos, rosados, de granulação grossa, porfiróides, com variações finas devido à cominuição causada pelo cisalhamento. O aspecto estrutural marcante diz respeito à trama milonítica, impressa de forma extensiva por todo o corpo e cujas transformações estão relacionados à Zona de Cisalhamento Porto Nacional, que faz parte do Lineamento Transbrasiliano. Texturas porfiróides expressam-se através de megacristais oclares de álcali-feldspato (até 8 cm), imersos em matriz milonítica. Petrograficamente apresenta textura milonítica, e é constituído por microclina, quartzo, plagioclásio (An27), biotita e hornblenda, além de titanita em quantidades menores, e acessoriamente minerais opacos, alanita, apatita e zircão.

Geocronologia dos granitos

Os plútons graníticos Lajeado, Palmas e Matança foram datados pela metodologia de evaporação de Pb em monocristais de zircão no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso). Para o Granito Lajeado foram datados sete cristais de zircão que forneceram uma idade média de 546 ± 6 Ma. Para o Granito Palmas a idade média de 548 ± 5 Ma foi obtida com base em quatro cristais de zircão. Por sua vez, para o Granito Matança as duas amostragens feitas resultaram nas idades médias de 552 ± 4 Ma e 564 ± 4 Ma. Essas idades são interpretadas como representativas da época de cristalização e colocação desses batólitos graníticos. O fato de que essas idades são bastante similares vem caracterizar um importante evento de granitogênese neste domínio da Província Tocantins, no limiar do Neoproterozóico.

Discussão e Conclusões

As idades obtidas neste estudo vem revelar que parte dos corpos graníticos até então considerados como do Paleoproterozóico, são na verdade do final do Neoproterozóico, o que vem a

caracterizar um novo evento de granitogênese nesta porção norte do Maciço de Goiás. Estes resultados indicam que não é apropriada a utilização do termo Lajeado para reunir a suite de corpos graníticos do Paleoproterozóico, conforme proposto por Costa et al. (1984). Ao contrario a denominação Suite Lajeado deve reunir os corpos graníticos de idade neoproterozóica, representados pelos maciços Lajeado, Palmas e Matança, além de outros com idades similares, que vierem a ser encontrados nessa região.

A Zona de Cisalhamento Porto Nacional afetou extensivamente o Granito Matança, bem como a porção leste do Granito Lajeado, transformando-os em milonitos. Isto permite inferir que processos de tectônica transcorrente mais jovens que 550 Ma atuaram nesse domínio crustal.

Finalmente, eventos de granitogênese como estes do final do Neoproterozóico tem representatividade em diversas partes do território brasileiro, particularmente na porção oeste da Província Borborema, região para onde tem sido proposto a continuidade do Lineamento Transbrasiliano. Para a caracterização destes dois importantes eventos de granitogênese tornam-se necessários a continuidade do trabalho com estudos petrográficos e geoquímicos.

Referências

- BARBOSA O., GOMES F.A., HEMBOLD R., RAMOS J.R.A. 1966. Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia. Rio de Janeiro. DNPM-DFPM, Monog. 11, 94p.
- COSTA J.B.S., LEMOS R.L., MARTINS J.P.A., BELTRÃO L.F., GOES A.M., HASUI Y. 1984. Geologia da região de Porto Nacional. Rev. Bras. Geoc. 14:3-11.
- COSTA J.B.S. 1985. Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás. Belém, Universidade Federal do Pará, Tese de doutorado. 209p.
- CUNHA B.C., POTIGUAR L.A.T., IANHEZ A.C., BEZERRA P.E.L. PITTHAN J.M.L., SOUZA Jr. J.J., MONTALVÃO R.M.G., SOUZA A.M.S. HILDRED T.R., TASSINARI C.C.C. 1981. Projeto RADAMBRASIL, Folha SC.22 Tocantins, Geologia, 1:21-196.
- CHAVES C.L. 2000. Geologia, petrografia e geocronologia Pb-Pb em zircão do Granito Lajeado-TO. Belém, Universidade Federal do Pará, Trabalho de Conclusão de Curso. 53p.
- GORAYEB P.S.S. 1996. Petrologia e evolução crustal das rochas de alto grau de Porto Nacional-TO. Belém, Tese de doutorado. Universidade Federal do Pará. 262p.
- SACHETT C.R. 1996. Geologia, geoquímica isotópica e aspectos metalogenéticos das rochas ígneas e mineralizações auríferas associadas-Região de Monte do Carmo-TO. Belém, Universidade Federal do Pará. Tese de mestrado. 92p.

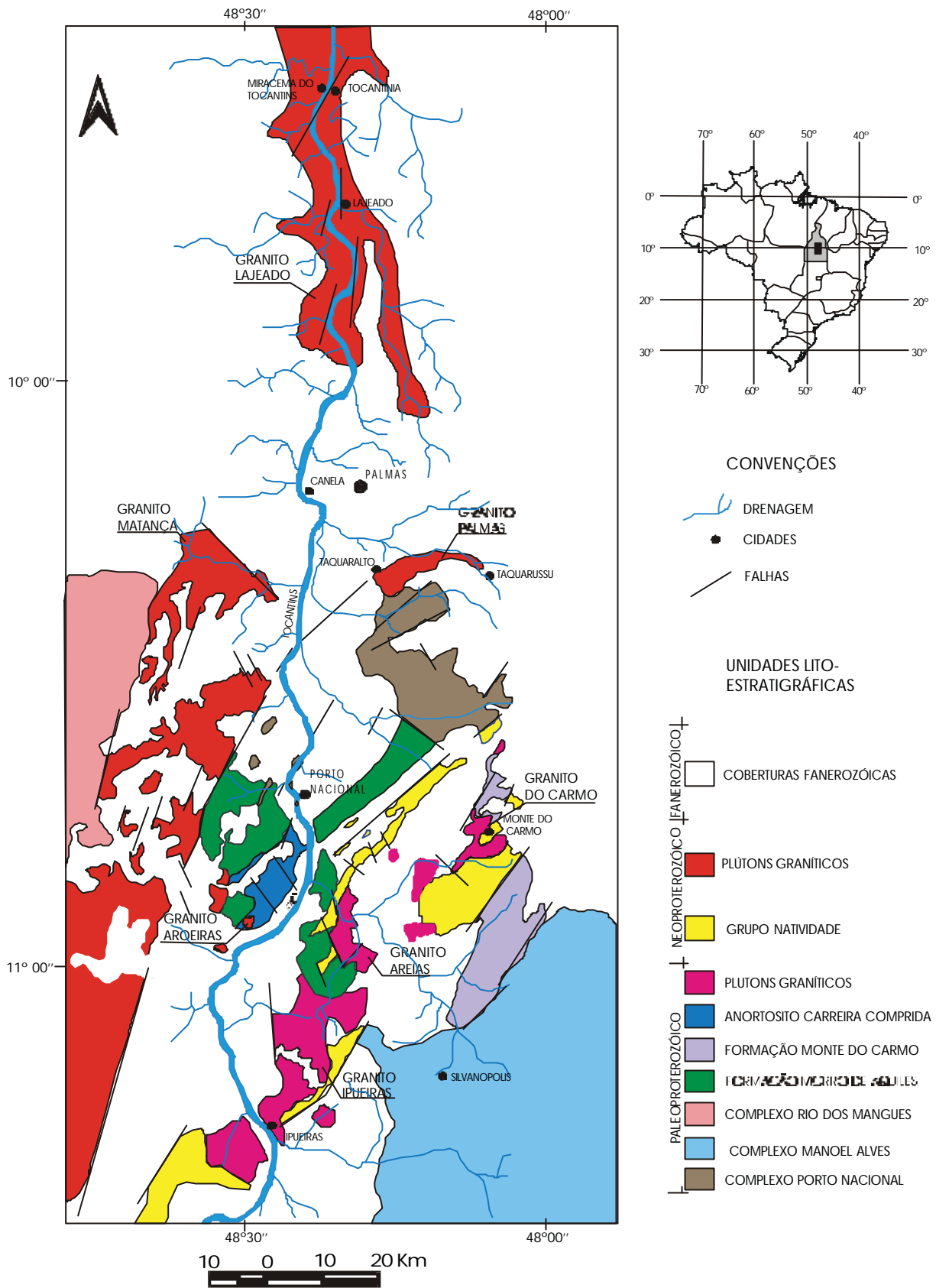


Figura 1- Mapa geológico da região de Lajeado, Palmas, Porto Nacional e Ipueiras elaborado a partir de Cunha et al. (1985), Gorayeb (1996) e Chaves (2000).

Petrografia das rochas máficas e ultramáficas e vulcanoclásticas da Seqüência Vulcano-Sedimentar do Rio Alegre e intrusivas associadas, região SW de Mato Grosso

João Batista de Matos⁽¹⁾, Johann Hans Daniel Schorscher⁽²⁾, Mauro César Geraldés⁽²⁾, Maria Zélia Aguiar de Sousa⁽¹⁾, Amarildo Salina Ruiz⁽³⁾

⁽¹⁾Departamento de Recursos Minerais-UFMT, ⁽²⁾ Instituto de Geociências-USP, ⁽³⁾ Departamento de Geologia Geral- UFMT

Abstract The region, hosts three major litho-structural units named Alto Guaporé Metamorphic Complex, Volcano-Sedimentary Sequence of Rio Alegre and Associated Plutonic Rocks metamorphosed in the greenschist facies. The gneiss are represented by associations of tonalitic-trondhjemitic and peraluminous archean rocks, subdivided into three principal subunits: Minouro Formation with basic volcanic rocks; Santa Isabel Formation with intermediate and acid lavas and pyroclastic rocks and São Fabiano Formation characterized by metasedimentary rocks, not represented in this work. The intrusive rocks constitute differentiated gabbroic to serpentinitic complex with *cumulus* textures. This sequence comprise some principal petrographic types: peridotite, harzburgites with cumulatic textures and preserved nuclei of olivine and chromite representing the *cumulus* phase and ortho/clinopyroxenes, the *intercumulus* phase.

Introdução No Vale do Rio Alegre, região sudoeste do Estado de Mato Grosso, município de Pontes e Lacerda, ocorre um conjunto de rochas constituídas, em sua maioria, por litotipos vulcânicos e subordinadamente por corpos plutônicos, de natureza máfico-ultramáfica, atualmente denominado “Seqüência Vulcano-Sedimentar do Rio Alegre e Intrusivas Associadas”. Essa unidade foi preliminarmente reconhecida nos trabalhos realizados pela Companhia Matogrossense de Mineração (Neder *et al.*, 1984) sob a denominação informal de “Seqüência Vulcano-Sedimentar”, abrangendo as “Intrusivas Básico-Ultrabásicas” de Figueiredo *et al.* (1982). Entretanto, coube a Moraes & Makhoul (1986) a formalização da denominação atual dessa unidade.

As rochas máficas e ultramáficas da SVSRA e intrusivas associadas compreendem duas unidades litológico-composicionais de posicionamento estratigráfico relativo, inferido com base em evidências de campo e por comparação com outras seqüências vulcano-sedimentares cronocorrelatas. A *Formação Minouro*, caracterizada como unidade basal, é composta por vulcanitos básicos metamorfizados na fácies dos xistos verdes (metabasaltos e anfibolitos) e a *Formação Santa Isabel* é constituída por rochas vulcânicas e piroclásticas de composições ácidas a intermediárias, compreendendo lavas e tufos dacíticos a riolíticos (Matos, 1994). A esses litotipos, associa-se um conjunto de rochas de natureza clástica e química, tais como, sericita xistos, sericita-quartzo xistos, formações ferríferas bandadas (BIFs) e metacherts com piritita; além de

vulcanoclásticas diversas, tendo sido denominada Formação São Fabiano (Matos & Ruiz, 1990/1991), não abordada neste trabalho.

As relações de contato da SVSRA com rochas sotopostas não foram observadas em campo, apenas seus contatos laterais, que se sucedem por falhas inversas, separando-a do Complexo Metamórfico do Alto Guaporé (Menezes *et al.*, 1991). Este é representado por gnaisses, migmatitos e granitóides diversos. Parte dos gnaisses e migmatitos observados na área de estudo, apresenta características petrográficas de complexos de gnaisses TTG (Tonalito-Trondhjemito-Granodioríticos) arqueanos, onde os litotipos peraluminosos (granatíferos) e metaluminosos (com hornblenda) devem representar, respectivamente, associações TTG com alto e baixo alumínio, no sentido de Condie (1981).

a) Formação Minouro: nesta unidade, os litotipos mais abundantes são os efusivos melanocráticos a mesocráticos (metabasaltos), com granulação fina, equigranulares, estrutura foliada e também rochas intrusivas subvulcânicas (diques) de mesma faixa composicional, associadas a restos de metassedimentos químicos tais como: cherts e formações ferríferas bandadas (Matos, 1994).

Ao microscópio, os metabasaltos e diques metabásicos exibem texturas granonematoblásticas, com orientação incipiente imposta por cristais maiores de hornblenda, com trama constituída por hornblenda+plagioclásio. Os representantes desses litotipos quase que invariavelmente apresentam poucas modificações estruturais pós-cristalização, com minerais metamórficos substituindo os magmáticos, sem obliteração das estruturas pretéritas, nas quais é ainda possível distinguir texturas porfíricas e relictos de textura sub-ofítica. Os anfibólios são os constituintes fundamentais e estão representados freqüentemente pela hornblenda/tschermaquita e, ocasionalmente, pela tremolita/actinolita. A hornblenda/tschermaquita tem cor verde, forte pleocroísmo e birrefringência média, enquanto que a tremolita/actinolita é o anfibólio incolor, com pleocroísmo fraco e elevada birrefringência. Apresentam-se em grãos sub-idioblásticos a xenoblásticos, comumente agregados, substituindo os minerais máficos primários, principalmente os clinopiroxênios. Os plagioclásios ocorrem parcialmente saussuritizados e estão representados pela andesina e, subordinadamente, pelo oligoclásio. Os cristais apresentam comumente contornos irregulares e exibem geminação polissintética. As inclusões minerais encontradas nesses grãos são o epidoto (pistacita) e a hornblenda/tschermaquita e, mais raramente, a apatita. O quartzo ocorre como constituinte subordinado, em porcentagens de até 8%, em grãos anédricos e freqüentemente agrupados em leitos ou como inclusões globulares nos anfibólios. Nos metabasaltos do Rio Alegre, a sua ocorrência em pequenas quantidades é devida ao subproduto de metamorfismo regional de Fácies Xistos Verdes, com variações à Fácies Epidoto-Anfibolito. Pistacita, zoizita, clinozoisita, carbonatos, sericita e clorita constituem os minerais de alteração mais freqüentes nesses litotipos e são resultantes de

reações retrometamórficas, a partir de plagioclásio, clinopiroxênio e anfibólios. Opacos, zircão, titanita e apatita são os minerais acessórios mais comuns, tendo-se encontrado biotita em apenas duas amostras.

b) Metadacitos, meta-riolitos e piroclásticas associadas constituem a Formação Santa Isabel (Matos, 1994). As rochas vulcânicas são isótropas ou de foliação incipiente, granulação fina, mesocráticas, de coloração cinza-clara a verde-escura, apresentando freqüentemente em seus afloramentos, halos de intemperismo proeminente; enquanto que, as rochas piroclásticas são caracterizadas por fragmentos *lapili* imersos em matriz microcristalina, parcialmente substituídos por carbonatos. Ao microscópio, as rochas piroclásticas e efusivas exibem, respectivamente, texturas granoblásticas e blastoporfíricas. A microclina e o ortoclásio são os constituintes mais importantes, ocorrendo sempre em cristais subédricos, com geminação Carlsbad e combinada albita+periclina. O quartzo é anédrico e freqüentemente apresenta extinção ondulante. O plagioclásio (oligoclásio) tem ocorrência subordinada e se exhibe em grãos subédricos, saussuritizados. Titanita, zircão, apatita, opacos e relictos de diopsídio constituem os minerais acessórios; enquanto que, a clorita advém de processos de cloritização da biotita e de desopacitização.

c) Intrusivas Associadas: esta unidade é constituída por gabros e serpentinitos, meso a melanocráticos, de granulação grossa a muito grossa, com texturas cumuláticas denunciando diferenciação *in situ*.

Os litotipos do *Complexo gábrico* variam desde peridotito-harzburgitos até gabros e leuco-gabros. Ao microscópio, os plagioclásios (comumente labradorita) apresentam-se como grãos reliquiares subédricos, sussuritizados, com vestígios de geminação polissintética. Os anfibólios estão representados pela hornblenda/tschermaquita, em grãos idioblásticos a subidioblásticos, com dimensões de até 7 mm, de cor verde-escura e forte pleocroísmo, podendo conter poiquiloblastos de plagioclásio, clinopiroxênio, quartzo e opacos. Esporadicamente, encontra-se tremolita/actinolita. O diopsídio apresenta-se também em pequenos prismas, imersos na matriz. Epidoto, clorita, sericita, talco e carbonatos são os minerais de alteração mais freqüentes nessas rochas; enquanto que apatita, titanita e opacos são os minerais acessórios. Quartzo metamórfico ocorre em alguns litotipos, associado a plagioclásio e anfibólios.

O *Complexo Serpentinítico* é composto por peridotitos, dunitos, harzburgitos metamorfizados com texturas reliquiares cumuláticas, onde olivina e cromita (acessória) representam a fase *cumulus* e orto/clinopiroxênios representam a fase *intercumulus*. A serpentina (crisotila) é o constituinte mineralógico fundamental destas rochas, exibindo típico hábito fibroso. Os clinopiroxênios

constituem os minerais mais preservados, enquanto que os ortopiroxênios e olivinas estão pseudomorfizados, ocorrendo como relictos. Clorita magnésiana, talco e apatita, além de cromita são os minerais acessórios mais freqüentes.

A associação de rochas vulcânicas máficas, ultramáficas e intermediárias a ácidas, encontrada na região do Rio Alegre, ocorre por centenas de quilômetros em corpos que prolongam-se na direção N-NW até a região de Comodoro (Saes, 1999), constituindo os Morros do Leme e Sem Boné, dentre outros, com intensa mineralização de níquel tipo garnierítico, com teor de 1,4% de Ni (Angeli *et al.*, 1997). As associações representativas do magmatismo Rio Alegre aqui descritas possuem características de terrenos ofiolíticos, o que é confirmado pelos valores positivos de $\epsilon_{Nd(t)}$ = +4.3 e +4.7 e $T_{DM} = 1.54$ e 1.48 Ga Geraldes (2000) e Matos *et al.* (2001).

Referências Bibliográficas

- Angeli, N. *et al.* 1997 VI Simp. Geol. Centro Oeste, Cuiabá. 1:49-51.
- Barros, A.M. *et al.*; (1982) Projeto Radambrasil, Folha SD-21-Cuiabá, 26:25-192. Rio de Janeiro.
- Condie, K.C. 1981 Archean Greenstone Belts. Elsevier Sci. Publ. 434p. New York.
- Figueiredo, A.J. *et al.*; (1974) Projeto Alto Guaporé. CPRM/DNPM. Vol. 2 e 11, Goiânia.
- Geraldes, M.C. (2000). Tese de Doutorado. IG-USP. São Paulo, 193p. Inédito.
- Matos, J.B. (1994). Dissertação de Mestrado. IG-USP. 133p. Inédito.
- Matos, J.B & Ruiz, A.S. (1991) Anais... III Simp. Geol. Centro Oeste. Cuiabá, SBG/NCO 1: 122-130.
- Matos, J.B & Schorscher, J.H.D. (1997) VI Simp. Geol Centro-Oeste Cuiabá SBG/NCO. I: 26-27.
- Matos *et al.* (2001) Anais... Workshop Geol. SW Amaz. Craton State of the Art. São Paulo I: 56-59.
- Moraes, I.R & Makhoul, E.R.O. (1986) Trábalo de Graduação, UFMT, Cuiabá, 86p. Inédito.
- Menezes *et al.* (1991) III Simp. Geol. Centro Oeste, Cuiaba, I: 131-143.
- Neder, R.D. *et al.* (1984) Metamat, Relatório Interno, Cuiaba 26p.
- Saes, G.S. (1999) Tese de Doutorado. IG-USP, 139p. Inédito.

Petrologia Magnética do Granito Proterozóico Redenção, SE do Cráton Amazônico

Davis Carvalho de Oliveira (davis@ufpa.br)^{1,2}; Roberto Dall' Agnol (robdal@ufpa.br)^{1,3}; Carlos E. M. Barros (cadu@ufpa.br)^{1,3}; Marco A B.M. Figueiredo (mabmf@ufpa.br)^{1,2}

¹Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG) – CG/UFPA; ²CPPG; ³DGP

1 - Introdução

A região de Redenção está localizada na porção sul do Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria. Este é formado por rochas granitóides muito diversificadas e seqüências metavulcano-sedimentares do tipo *greenstone belt*, recobertas por rochas sedimentares arqueanas(?) e cortadas por granitos anorogênicos proterozóicos. Durante o Paleoproterozóico, tanto o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria quanto o Bloco Carajás foram palco de um extenso magmatismo granítico anorogênico (Dall'AgnoI et al. 1994, 1999; Teixeira 1999). Um dos inúmeros corpos graníticos relacionados com este magmatismo é o *pluton* Redenção. Este, assim como os demais granitos anorogênicos da Província Mineral de Carajás, possui idade de 1,88 Ga (Barbosa et al. 1994), característica metaluminosa a peraluminosa e assinatura tipo-A (Oliveira 2001).

O estudo de suscetibilidade magnética (SM), anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) ou levantamentos aeromagnéticos, tem sido amplamente empregado em estudos de cunho petrológico/metalogenético, estrutural, estratigráfico, paleomagnético, entre outros (Ishihara 1977, Magalhães & Dall'AgnoI 1992). Estas aplicações são baseadas no contraste entre as assinaturas e propriedades magnéticas dos minerais óxidos de Fe e Ti. Neste trabalho, procura-se estabelecer relações entre o comportamento magnético e os processos magmáticos e pós-magmáticos que levaram à formação do Granito Redenção, bem como a sua tipologia.

2 - Aspectos Petrográficos

Este maciço é formado por rochas de composição monzogranítica com diques de sienogranito associados. Com base nas variações texturais e mineralógicas foram identificadas nove variedades de granito: Clinopiroxênio-Biotita-anfibólio-monzogranito equigranular grosso (CBAMzG); Biotita-anfibólio-monzogranito grosso (BAMzG); Anfibólio-biotita-monzogranito grosso (ABMzG); Biotita-monzogranito equigranular grosso (BMzG) a heterogranular medio a grosso (BMzH) e porfirítico (BMzP); Leucomonzogranito heterogranular médio a grosso (LMzH) a equigranular médio (LMzE); Leucomicro-sienogranito (LMcS). Estas apresentam mineralogia similar, com microclina, quartzo e plagioclásio como minerais essenciais; biotita cloritizada em diferentes intensidades, anfibólio e clinopiroxênio, como varietais; titanita, allanita, apatita e zircão como acessórios primários; epidoto, sericita-muscovita ± fluorita como fases secundárias.

3 - Minerais óxidos de Fe e Ti

Os minerais opacos são relativamente abundantes (0,1 a 1% modal; cf. Figural Granito Redenção, tendo sido identificados, em ordem decrescente de abundância, magnetita (Mt), Ilmenita [individual (I), *Composite* Interna (Cint) e Externa (Cext), Sanduíche (S), *Patch* (P) e *Trellis* (T)], Hematita (Ht), da variedade Martita (Mrt), Pirita (Py) e/ou Calcopirita (Cpy). Estes ocorrem, geralmente, em agregados inclusos ou associados aos minerais ferromagnesianos (titanita e anfíbólio), ou inclusões em cristais de feldspatos. A titanomagnetita original (TMt) apresenta-se como Mt pobre em Ti intercrescida com lamelas de exsolução de ilmenita (Ilm T). Em geral, tais intercrescimentos ocorrem em cristais hipidiomórficos e idiomórficos de Mt.

As diversas fácies mostram analogias em termos de minerais opacos, mas elas apresentam variações marcantes nos seus conteúdos modais e, principalmente, nas feições texturais dos mesmos. Diferem entretanto, na intensidade do grau de oxidação da Mt e de substituição por Mrt. Nas fácies menos evoluídas (CBAMzG e BAMzG), a Mt pode ocorrer completamente preservada ou incipientemente martitizada, enquanto que nas fácies mais evoluídas (leucogranitos), este processo torna-se mais intenso, com a Mrt se distribuindo por todo o cristal de Mt e, chegando, algumas vezes, a pseudomorfos de Hm. Desse modo, o processo de oxidação aumenta segundo o trend CBAMzG-BAMzG-ABMzG-BAMzG-BMz-LMz + LMcS.

4 - Suscetibilidade Magnética (SM)

O Granito Redenção apresenta valores médios de SM variando entre $0,6150 \times 10^{-3}$ e $32,194 \times 10^{-3}$ SI-emu com média de $6,81058 \times 10^{-3}$ SI-emu. A partir do gráfico de probabilidade caracterizou-se cinco populações magnéticas, designadas de A, B, C, D e E, as quais cobrem diferentes intervalos de SM, partindo dos menores para os maiores valores de SM, como mostra o histograma de frequência (Figura 1).

Relação entre SM e as Fácies – A população A, formada pelas amostras mais fracamente magnéticas, engloba essencialmente os LMcS, LMzH e LMzE. Estes são os termos mais evoluídos em termos de fracionamento magmático. A população B, é constituída pelos leucogranitos, BMzP e, subordinadamente pelos BMzG, BMzH e ABMzG. Já a população C, é constituída predominantemente pelos BMzG e BMzH. A população D compreende todas as amostras da fácies BAMzG e algumas de ABMzG, que correspondem à transição entre a fácies menos evoluídas e as fácies cristalizadas mais tardiamente. Finalmente, a população E, a mais magnética, é formada unicamente por amostras da fácies cristalizada mais precocemente (CBAMzG). As populações D e E são formadas portanto, essencialmente por rochas com teores expressivos de anfíbólio, mostrando que a fácies mais rica em máficos e anfíbólio (CBAMzG) apresenta os valores mais elevados de SM (Figura 1). As demais fácies tendem a tornar-se gradativamente menos magnéticas, a medida que decrescem seus conteúdos modais de máficos e o anfíbólio é substituído pela biotita como máfico dominante, até chegar aos leucogranitos (CBAMzG → BAMzG → ABMzG → BMzG + BMzH → BMzP → LMzH+LMzE → LMcS).

Relação entre SM e o Conteúdo Mineral – A SM apresenta correlação positiva com o conteúdo modal de opacos (Figura 2) e máficos. Uma correlação positiva entre SM e conteúdos modais de anfibólio também pode ser observada, ficando clara a coincidência de valores mais elevados de SM com as fácies mais ricas em anfibólio, que são as mais precoces no processo de diferenciação magmática.

Relações entre SM e o Conteúdo Químico - No Granito Redenção, constata-se uma correlação positiva entre os valores de SM e aqueles dos óxidos Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , TiO_2 e P_2O_5 , observando-se o crescimento gradual da SM paralelamente ao aumento no conteúdo destes óxidos, já que os mesmos estão concentrados nos minerais máficos, confirmando o indicado pelos dados modais. Isto é reforçado pela forte correlação negativa observada entre os valores de SM e os óxidos SiO_2 e K_2O , que crescem durante o fracionamento. A correlação negativa de SM e $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$, mostra que no corpo Redenção as amostras com razões $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ mais baixas apresentam valores de SM mais elevados.

5 - Discussões e Conclusões

O Granito Redenção foi dividido em cinco populações magnéticas, as quais se correlacionam coerentemente com as suas fácies, com a SM diminuindo no sentido da diferenciação magmática (CBAMzG-BAMzG-ABMzG-BMzG+BMzH-BMzP-LMz+LMcS).

As relações entre os dados de SM e os conteúdos modais de minerais opacos e anfibólio mostram uma correlação positiva entre as diversas fácies, demonstrando o equilíbrio entre opacos e anfibólio, minerais formados em estágio magmático precoce. Este comportamento é claro nas fácies cujo o conteúdo de anfibólio é mais significativo (CBAMzG, BAMzG e ABMzG). Por outro lado, entre SM e clorita observa-se uma tendência a correlação negativa, podendo caracterizar a desestabilização e conseqüente martitização da magnetita nos estágios tardi a pós-magmáticos nas variedades mais ricas em fluidos. Tal comportamento é confirmado pelas correlações entre SM e os óxidos Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , TiO_2 e P_2O_5 que indicam o decréscimo desses óxidos e de SM durante a diferenciação magmática.

Os valores relativamente elevados de SM observados no Granito Redenção, as razões $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ próximas a um (1,0), bem como os conteúdos modais de opacos (>0,1%) e a presença marcante da Mt em todas as fácies, são características compatíveis com os granitos da série a magnetita (Ishihara 1977, 1981). A presença no estágio magmático da paragênese titanita (idiomórfica) + magnetita + quartzo sugere, segundo Wones (1989), condições oxidantes e de alta fugacidade de oxigênio ($f\text{O}_2$). Com base nisso, acredita-se que as condições de $f\text{O}_2$ próximas às do tampão HITMQ devem ter reinado durante a formação das rochas que constituem o Granito Redenção. Além disso, tudo indica que a $f\text{O}_2$ deve ter crescido, em termos relativos, com o *trend* de diferenciação magmática, haja vista que a razão $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$, a intensidade da martitização e das transformações pós-magmáticas aumentaram neste mesmo sentido, com o conseqüente decréscimo dos valores de SM. A correlação negativa entre SM e $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$, deixa claro que as condições mais

oxidantes não favoreceram a formação de magnetita, podendo, inclusive, ter causado a diminuição do seu conteúdo por oxidação da mesma.

Referências Bibliográficas

- Barbosa, A.A.; Lafon, J.M.; Neves, A.P.; Vale, A.G. 1994. O Granito Redenção (sul do Pará): novos dados geocronológicos Pb-Pb e Rb-Sr. In: Simp. Geol. Amaz, 4, Belém, 1994. *Anais do...* Belém: SBG, p. 302-306.
- Dall'Agnol, R., Lafon, J.M.; Macambira, M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian province, Amazonian Craton. *Geochronological, Petrological and Geochemical aspects, Mineralogy and Petrology*, 50:113-138.
- Dall'Agnol, R.; Costi, H.T.; Leite, A.A.S.; Magalhães, M.S.; Teixeira, N.P. 1999. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research* **95**, 9-39.
- Ishihara, S. 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, **27**: 293-305.
- Ishihara, S. 1981. The granitoid series and mineralization. In: SKINNER, B. J. ed. *Economic Geology*, 75th anniversary Volume, p.458-484.
- Magalhães, M.S & Dall'Agnol, R. 1992. Estudos de minerais opacos e susceptibilidade magnética nos Granitos Musa e Jamon (Região de Rio Maria - SE do Pará) e suas implicações petrológicas. In: Rev. Bras. Geoc., Belém, 1992. v. 22, 2.
- Oliveira, D. C. 2001. Geologia, geoquímica e petrologia magnética do granito anorogênico Redenção, sudeste do Estado do Pará. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Dissertação (Mestrado) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPa.
- Teixeira, N.P. 1999. Contribuição ao estudo dos granitóides e mineralizações associadas da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do sul do Pará. São Paulo, USP. Vol.1 e 2, 508p. (Tese de Doutorado).
- Wones, D. R. 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetita + quartzo in granitic rocks. *American Mineralogist*, **74**: 744-749.

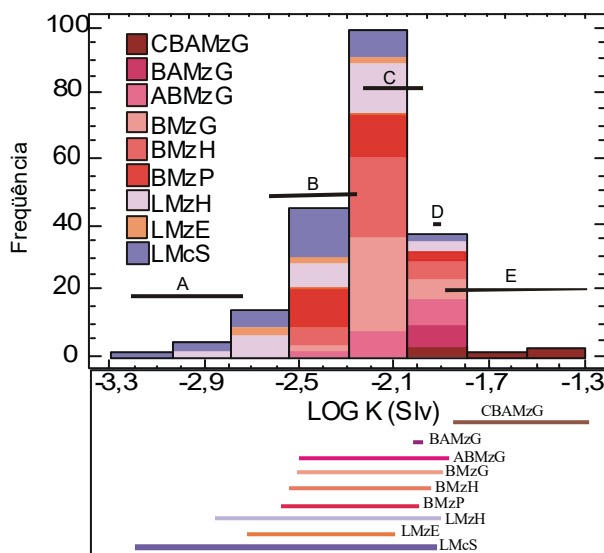


Figura 1 – Histograma de frequência mostrando a distribuição de suscetibilidade magnética das diferentes fácies do Granito Redenção (8 classes). As barras indicam os intervalos de SM das cinco populações sugeridas pelo gráfico de probabilidade.

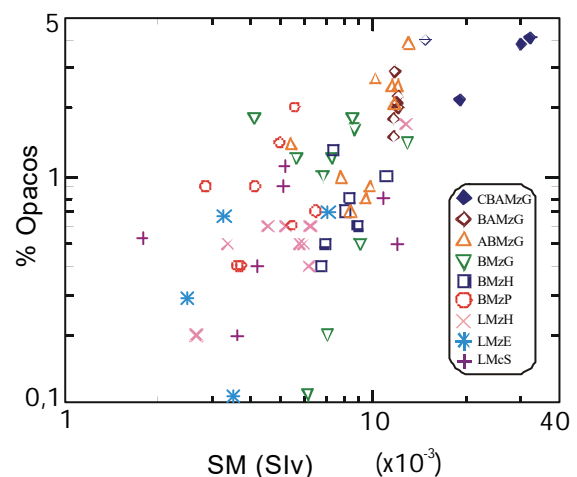


Figura 2 – Diagrama mostrando a relação entre o comportamento dos valores de suscetibilidade magnética (SM) e o conteúdo modal de opacos das diversas fácies do Granito Redenção.

Comportamento magnético e natureza dos minerais óxidos de Fe e Ti dos diques paleoproterozóicos da região de Rio Maria, SE do Pará

Oliveira, M. A.¹; Dall'Agnol, R.¹ & Figueiredo, M. A. B. M.¹

¹Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides, caixa postal 1611, 66075-900, Belém, Pará, Brasil

1-Introdução

A região de Rio Maria, localizada no extremo sudeste do estado do Pará, 200 km a sul da Serra dos Carajás, caracteriza-se como um típico terreno granito-*greenstone*, de idade arqueana, cortado por granitos anorogênicos paleoproterozóicos e por diques que seccionam não só os granitóides arqueanos, como também os granitos anorogênicos desde Xinguara até Marajoara (Gastal, 1987; Souza et al., 1990). Tais diques possuem composição variando de básica até ácida, tendo disposição subvertical e no máximo 50m de espessura, e segundo alguns autores (Gastal, 1987; Medeiros, 1987; Souza et al., 1990), sua formação estaria ligada a um evento magmático paleoproterozóico que seria também formador dos granitos anorogênicos (Jamon, Dall'Agnol, 1982; Musa e Marajoara, Gastal, 1987; Banach, Huhn et al., 1988 e Duarte, 1992; Redenção, Montalvão et al., 1982 e Barbosa et al., 1994).

Estudos petrográficos e geoquímicos dos diques proterozóicos da Província Mineral de Carajás, incluindo aqueles de Rio Maria, foram realizados por Silva Jr. (1996), Silva Jr. et al. (1996), Rivalenti et al. (1998) e Silva Jr. et al. (no prelo). Silva Jr. (1996) identificou cinco diferentes variedades petrográficas dos diques de Rio Maria: diabásio, diorito, quartzo-diorito, dacito-pórfito e riolito.

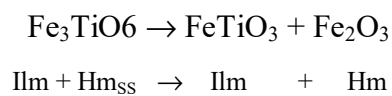
A aplicação dos estudos de suscetibilidade magnética (SM) e minerais opacos nos diques dessa região objetiva mostrar as relações existentes entre o comportamento magnético e os processos magmáticos e pós-magmáticos que atuaram nessas rochas e, contribuir para a avaliação do potencial metalogenético dos mesmos.

2 – Minerais opacos

Os minerais opacos ocorrem de forma em quantidade significativamente grande nos diques de Rio Maria, sendo que a variedade petrográfica mais evoluída, riolítica, é a mais pobre em tais minerais. Foram identificados, em ordem decrescente de abundância, magnetita (Mt), ilmenita em suas diferentes variedades texturais {trellis (T), individual (I), composto (C) e patch (P)}, hematita, tanto primária (Hm), quanto principalmente da variedade martita (Mrt) e subordinadamente os sulfetos pirita (Py) e calcopirita (Cpy). Predominantemente, estes minerais ocorrem associados à anfibólio, biotita, e mais raramente inclusos em feldspatos. Muito embora a maioria dos minerais opacos mencionados ocorra em todas as cinco variedades petrográficas, notou-se variações de conteúdos modais, feições texturais e também nas relações de substituição entre os próprios.

Nas diferentes variedades de diques de Rio Maria, a titanomagnetita (TMt) apresenta-se como cristais de Mt, xenomórficos a hipidiomórficos, com lamelas de exsolução de ilmenita. Os cristais de Mt apresentam variados graus de oxidação e substituição por Mrt. Nas fácies menos evoluídas (diabásio e diorito), a Mt pode apresentar-se totalmente preservada ou apenas localmente martitizada e mesmo desse modo de forma incipiente, porém nas fácies mais evoluídas (riolito) o processo de martitização é notadamente mais intenso, com a Mrt propagando-se por todo cristal de Mt, chegando a forma pseudomorfos de Hm.

A hematita, ocorre principalmente na forma de Mrt, porém em amostras das variedades dacito-pórfiro e riolito foi observada a presença de intercrescimento de ilmenita e hematita que pode ser explicado pela sua derivação por exsolução (Haggerty, 1981b) a partir da solução sólida entre esses dois minerais, segundo a reação:



A ilmenita em geral apresenta-se em quatro tipos texturais distintos, seguindo as definições de Buddington & Lindsley (1964), Haggerty (1991) e Dall’Agnol et al.(1997): ilmenita tipo treliça (Ilm T), ilmenita tipo *composite* (Ilm C), ilmenita tipo *patch* (Ilm P) e ilmenita tipo individual (Ilm I). Os cristais de Mt ocorrem em todas as variedades dos diques de Rio Maria, variando em abundância e tipo textural. Os sulfetos Py e Cpy, foram identificados localmente e sempre em conteúdo reduzido.

3 – Suscetibilidade Magnética (SM)

Os diques da região de Rio Maria apresentam valores de suscetibilidade magnética (SM) variando de $9,5850 \times 10^{-4}$ SIv (valor mínimo) a $8,5119 \times 10^{-2}$ SIv (valor máximo) com média de $3,6014 \times 10^{-2}$ SIv. A análise dos dados de SM a partir de histograma de frequência e gráfico de probabilidade elaborados, mostra uma concentração maior no intervalo entre Log $-1,15$ e $-1,85$ (SIv) e ainda a identificação de três diferentes grupos ou populações magnéticas distintas, designadas A, B e C, as quais representam o comportamento em termos de SM dos diques de Rio Maria.

O grupo A (GA), possui amostras com os valores de SM mais baixos, é caracterizado por englobar todos os diques de composição riolítica, além de algumas amostras de diabásio e uma única amostra de diorito. O grupo B (GB) assim como o GA, é também bastante heterogêneo, caracterizando-se por apresentar, em seu intervalo de SM, todas as amostras de dacitos pórfiros, e ainda um grande número de amostras de diques de composição diabásica, diorítica e quartzo-diorítica. O grupo C é formado pelas amostras mais magnéticas dos diques de Rio Maria, sendo caracterizado por apresentar essencialmente amostras de composição diorítica, acompanhadas por um número reduzido de diques quartzo-dioríticos e, ainda mais raros, diabásicos. Pode-se observar as populações mencionadas, assim como seus intervalos de SM, na figura 1.

4 – Discussões

A correlação entre SM e opacos nas diferentes variedades de diques, mostra-se extremamente positiva (Figura 2) sendo que as amostras com maiores valores de SM são as que possuem um maior conteúdo de opacos, entre os quais predomina a magnetita, que é o mineral que está diretamente relacionado a suscetibilidade magnética.

Os dioritos possui os maiores valores de SM e conteúdos de opacos muito elevados, os maiores entre os grupos de diques analisados. A Mt é o principal opaco que, apesar de por vezes, apresentar-se, parcialmente oxidada ou intercrescida com Ilm T, é muito abundante, o que justifica os altos valores de SM. Os diabásios apresentam, valor médio de SM bem inferior aos dos dioritos porém superior aos dos dacito-pórfiros e riolitos. Novamente a Mt é o principal opaco, apresenta-se sem oxidação mas em menor quantidade que nos dioritos. Como pode-se observar na figura 2, há uma amostra de diabásio com valor de SM próximo ao de uma amostra riolítica, refletindo seu conteúdo de opacos baixo em relação às demais.

Os quartzo-dioritos de uma maneira geral, possuem valores de SM próximos aos dos diabásios. Os valores inferiores aos dos dioritos podem ser explicados pela menor quantidade de opacos e, conseqüentemente de Mt e pela presença expressiva de Mt martitizada, o que ocasiona uma diminuição da SM. Os dacito-pórfiros apresenta valores de SM comparativamente inferiores aos dos demais diques, porém ainda bastante elevados em termos absolutos médios a baixos. Isso reflete seu conteúdo expressivo de opacos e a natureza dos mesmos. Os dacito-pórfiros só possuem em média mais minerais opacos que os riolitos que apresentam o menor conteúdo de opacos e a pouca Mt presente encontra-se oxidada (Mrt).

5 – Conclusões

Os diques de Rio Maria, através da realização de medidas de suscetibilidade magnética (SM) e do tratamento dos dados obtidos, foram subdivididos em três populações magnéticas (SM). Das cinco variedades de diques, apenas a dacítica (população B) e a riolítica (população A), estão restritas a apenas uma população magnética, sendo que as amostras de dioritos e diabásios estão presentes em todas as populações e os diques quartzo-dioríticos nas populações C e B. O valor máximo de SM é de $8,5119 \times 10^{-2}$ e o valor mínimo é igual à $9,5850 \times 10^{-4}$.

Os minerais opacos encontrados foram magnetita, ilmenita (tipos T, I, C e P), hematita (também como martita), pirita e calcopirita que variaram em forma, tamanho e abundância, fazendo com que os valores de SM apresentem uma ampla variação em amostras de um mesmo grupo de dique. O estudo da abundância, natureza e relações texturais dos minerais opacos, em amostras dos diques de Rio Maria foi de fundamental importância para o entendimento da variação dos valores de SM entre amostras de diferentes e até de mesma variedade litológica.

6 – Referências bibliográficas

- Barbosa, A.A.; Lafon, J.M.; Neves, A.P.; Vale, A.G. 1994. O Granito Redenção (sul do Pará): novos dados geocronológicos Pb-Pb e Rb-Sr. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém. Boletim de Resumos Expandidos. Belém, SBG., p. 302-306.
- Buddington, A.F. & Lindsley, H.D. 1964. Iron-Titanium oxides minerals and synthetic equivalents. J. Petrology, 5 (2): 310-357.
- Dall'Agnol, R. 1982. Maciço Jamon; evolução petrológica de um granito da Amazônia Oriental. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, Belém, 1982. p. 139-161. Boletim de Resumos Expandidos. Belém, SBG. p. 139-161.
- Dall'Agnol, R.; Pichavant, M. & Champenois, M. 1997. Iron-Titanium Oxide Minerals of the Jamon Granite, Eastern Amazonian Region, Brazil: Implications for the Oxygen Fugacity in Proterozoic, A-type Granites. Anais da Academia Brasileira de Ciências. v. 69, (3); 325-347.
- Duarte, K. D. 1992. Geologia e Geoquímica do Granito Mata Surrão (SW de Rio Maria - Pa): um exemplo de granito "stricto sensu" Arqueano. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 217p. Tese (Mestrado em Petrologia e Geoquímica) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1992.
- Gastal, M. C. P. 1987. Mapeamento e petrologia do Maciço Granítico Musa: Rio Maria, sudeste do Pará. Belém, Universidade Federal do Pará. 342p. (Tese de Mestrado).
- Haggerty, S. E. 1981b. Opaque minerals oxides in terrestrial Igneous rocks. In: RUMBLE III, D. ed. Oxide minerals. 2nd ed. Washington, Miner. Soc. Amaz. p. Hg 101-Hg300. (Short course notes).
- Huhn, S. R. B.; Santos, A. B. S.; Amaral, A. F.; Ledsham, E. J.; Gouvêa, J. L.; Martins, L. P. B.; Montalvão, R. M. G.; Costa, V. G. 1988. O terreno granito-greenstone da região de Rio Maria - sul do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. Anais. Belém, SBG. v. 3, p. 1438-1452.
- Medeiros, H. 1987. Petrologia da porção leste do Batolito Granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará. Belém, Universidade Federal do Pará, 169p. (Tese de Mestrado).
- Montalvão, R.M.G.; Bezerra, P.E.L.; Prado, P.; Fernandes, C.A.C. 1982. Características petrográficas e geoquímicas do granito Redenção e suas possibilidades metalogenéticas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. Anais. Salvador, SBG. v. 2, p. 520-548.
- Rivalenti, G.; Mazzucchelli, M.; Girardi, V. A. V.; Cavazzini, G.; Finatti, C.; Barbieri, M. A. & TEIXEIRA, W. 1998. Petrogenesis of the Paleoproterozoic basalt-andesite-rhyolite dyke association in the Carajás region, Amazonian craton. Lithos. 43: 235-265.
- Silva Jr, R. O.; Dall'Agnol, R.; Oliveira, E. P. 1996. Geologia, geoquímica e geocronologia K-Ar dos diques da região de Rio Maria, sudeste do estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4, Belém, SBG. p. 384-387.
- Silva Jr, R. O. 1996. Geologia, petrografia e geoquímica dos diques da região de Rio Maria, SE-PA. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 123 p. Tese (Mestrado em Petrologia e Geoquímica) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1996.
- Souza, Z. S.; Medeiros, H.; Althoff, F. J.; Dall'Agnol, R. 1990. Geologia do terreno granito-greenstone Arqueano da Região de Rio Maria, sudeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. Anais. Natal, SBG. v. 6, p. 2913-2928.

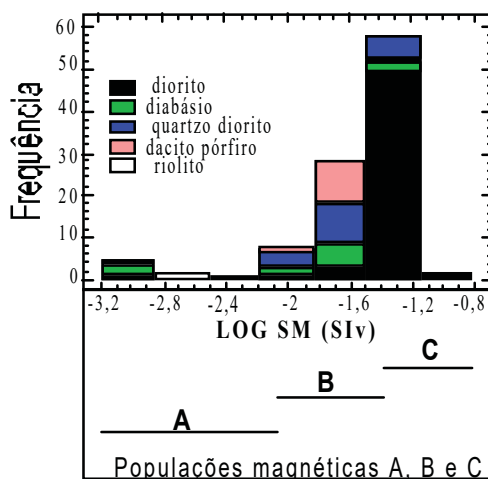


Figura 1 - Histograma de frequência referente aos valores de suscetibilidade magnética (SM) dos diques da região de Rio Maria, mostrando ainda o intervalo de SM das três populações magnéticas identificadas.

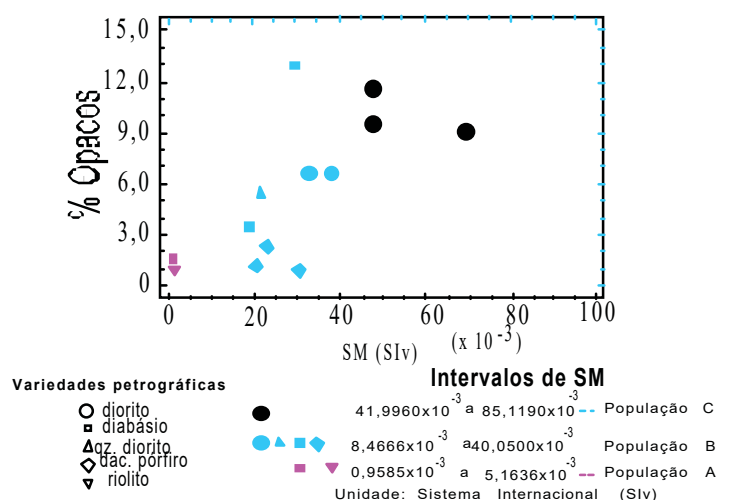


Figura 2 - diagrama mostrando a relação entre o comportamento dos valores de suscetibilidade magnética (SM) e o conteúdo modal de opacos das cinco diferentes variedades petrográficas dos diques de Rio Maria.

Basaltos almofadados e harzburgitos do Morro do Agostinho (Araguacema, Tocantins): caracterização geológica e petrográfica de fragmento ofiolítico na Faixa Araguaia.

Marco Antônio Pires Paixão & Aripilínio Antônio Nilson

Depto de Mineralogia e Petrologia – Universidade de Brasília – mpaixao@unb.br; aanilson@unb.br

Introdução. As lavas basálticas são os principais produtos extrusivos da seqüência crustal na pseudoestratigrafia de complexos ofiolíticos, e estas comumente ocorrem com estrutura almofadada. Os ambientes de ocorrência de lavas basálticas variam de cordilheiras meso-oceânicas, bacias de retro-arco, *rifts* continentais, platôs oceânicos e zonas de falha transformante. No entanto, a restrita associação de lavas basálticas com peridotitos mantélicos ocorre apenas em seqüências ofiolíticas ou em bacias oceânicas.

Em ambientes de cordilheira de expansão oceânica as lavas almofadadas estão comumente associadas com peridotitos mantélicos - harzburgitos ou lherzolitos - de acordo com a taxa de expansão rápida ou lenta, respectivamente. Em zonas de falha transformante (e. g. falha Garrett no Pacífico Leste) derrames basálticos ocorrem em contato com peridotitos residuais mútuo refletindo uma tectônica do sítio original de formação destas rochas.

A associação de lavas almofadadas e harzburgitos do Morro do Agostinho, próximo a Araguacema (Tocantins), constitui uma nova ocorrência de litosfera oceânica na Faixa Araguaia; sua caracterização geológica e petrográfica é feita no presente trabalho. Admite-se que tal associação reflete uma zona de expansão oceânica rápida e (ou) ambiente de falha transformante, mostrando que a bacia Araguaia experimentou, durante o Neoproterozóico os mesmos processos de construção que a litosfera oceânica atual.

Contexto geológico regional. O Morro do Agostinho localiza-se a cerca de 10 km a leste do município de Araguacema (TO), sendo a provável extensão sul do Complexo Quatipuru (Figura 1). Está embutido em rochas metassedimentares do Grupo Tocantins da Faixa Araguaia. A Faixa Araguaia é limitada a oeste pelo Cráton Amazônico, enquanto os limites norte, sul e leste são encobertos por sedimentos da Bacia do Maranhão (Paleozóico-Mesozóico). Na porção sudeste o contato é feito com ortognaisses granulíticos de idade arqueana, porém com pico metamórfico no Transamazônico. O embasamento da Faixa Araguaia é constituído por duas suítes de ortognaisses, diferenciadas geoquímica e isotópicamente, representadas pelo: (a) Complexo Colméia, tipo TTG,

de idade arqueana (e. g. domos de Colméia e Xambioá – 2,85 Ga) e (b) Gnaiss Cantão (Paleoproterozóico - 1,85 Ga).

A Faixa Araguaia é subdividida nos grupos Tocantins e Estrondo. O grupo Tocantins é encaixante do Complexo do Morro do Agostinho e dos outros complexos ultramáficos, e corresponde a uma seqüência tipo *flysch*, de baixo grau metamórfico (anquimetamórfica a xisto verde baixo), representado pelas Formações Couto Magalhães, Pequizeiro, além da Formação Tucuruí, separada das demais por uma falha de empurrão e com a ocorrência local de rochas de fácies xisto azul. O grupo Estrondo é constituído predominantemente por metapsamitos e metapelitos variando de fácies xisto verde a anfibolito médio.

Admite-se que a inversão da bacia e construção da Faixa de dobramentos Araguaia foi marcada por uma primeira geração de estruturas, caracterizadas por uma fase inicial de empurrões com componente oblíqua sinistral, vergentes para WNW, e uma fase final com intensificação dos empurrões e desenvolvimento de rampas laterais. Tais estruturas seriam resultantes da colagem da faixa ao Cráton Amazônico, provavelmente em tempos paleoproterozóicos. A segunda geração de estruturas é representada por zonas de cisalhamento transcorrentes, dúcteis-rúpteis, atribuídas ao evento Brasileiro.

Geologia do Morro do Agostinho. Localiza-se próximo a cidade de Araguacema (TO) tendo orientação preferencial NW-SE, com cerca de 3 km de extensão (Figura 1). As melhores exposições estão na porção leste, representadas pela associação de harzburgito e basalto variolítico com estruturas em almofadas. Tais rochas formam megalentes de direção geral NE, isoladas e “imersas” nas rochas metassedimentares encaixantes; possuem ainda envelope de silexito.

O harzburgito apresenta textura protogranular, faixas cisalhadas locais compostas por serpentina xisto e diques de websterito pegmatóide, feições estas semelhantes àquelas descritas no Complexo Quatipuru (Paixão & Nilson, 2001). O silexito é interpretado como produto de extrema silicificação das rochas máfico-ultramáficas, devido a trocas metassomáticas com as rochas encaixantes provavelmente durante o posicionamento tectônico da associação harzburgito-basalto.

As estruturas dos derrames basálticos, descritas adiante, são representadas por estruturas almofadadas, brechas de fragmentos de almofadas e brechas de hialoclastitos. A análise isolada das **almofadas individuais de basalto variolítico** revela uma zonação característica com quatro zonas principais, que são: (a) zona externa: material inter-almofadas, esverdeado, por vezes com a presença de variolas deformadas e fragmentos de almofadas de dimensão centimétrica; (b) zona mediana I: material afanítico a vítreo, esverdeado, com presença de grande quantidade de variolas, que, por sua vez, exibem um zoneamento concêntrico, variando de 0,5 a 8,0 milímetros em dimensão, podendo formar aglomerados ou não; (c) zona mediana II: correspondente ao contato

entre o basalto não alterado, arroxeadado, e a porção esverdeada da zona mediana I, caracterizada pela presença de um número menor de variólas coalescentes e (d) basalto não alterado, arroxeadado, afanítico, cortado por vênulas de quartzo. A estrutura variolítica destas lavas pode indicar imiscibilidade de líquidos.

A **brecha de fragmentos de almofadas** possui fragmentos que variam de 0,5 até 10 cm, em sua maioria com forma subarredondada, e subordinadamente subangulosa. A matriz que suporta os fragmentos é composta por material vítreo e por fragmentos diminutos; por vezes exibe um aspecto sigmoidal ao redor de alguns fragmentos, levando a crer que alguma movimentação ocorreu durante o fluxo de lava.

A **brecha de hialoclastito** exibe uma textura fragmentária, caracterizada pela abundância de fragmentos líticos de tamanhos variados, sendo predominante a fração lapili, sobre os fragmentos maiores (blocos), suportados por matriz vítrea. O exame microscópico destes fragmentos revela a presença de grande quantidade de micrólitos (e mais raramente microfenocristais) de plagioclásio, com sobrecrecimento esferulítico, em meio a uma matriz vítrea. Vênulas de quartzo, clorita e epidoto cortam de maneira caótica a rocha. A presença de esferulitos e micrólitos representa texturas de resfriamento rápido (*quenching*), o que, aliado ao aspecto bandado e por vezes deformado de alguns fragmentos, evidencia a formação de crostas de resfriamento quando do contato da lava com a água do mar. Posteriormente tais crostas foram envolvidas pelo fluxo contínuo de lavas gerando estruturas de autobrechação caracterizadas por brechas de hialoclastitos. Atividade hidrotermal tardia associada a estes basaltos é representada por porções métricas de brechas hidráulicas, fortemente epidotizadas, tendo comumente vênulas de carbonato e quartzo associadas. É marcante a ausência de sulfetos.

Discussão e comparação com litosfera oceânica. A associação de lavas basálticas e peridotitos residuais tem sido freqüentemente descrita em complexos ofiolíticos, tais como Semail e Troodos, e também na cordilheira meso-oceânica do Pacífico Leste, a exemplo da região da Falha Transformante de Garrett. Na falha Garrett, Hekinian *et al.* (1992) descreveram uma exposição crosta-manto caracterizada pela associação de peridotitos serpentinizados e brechas vulcânicas metamorfasadas. Constantin (1999) descreveu os peridotitos como harzburgitos freqüentemente impregnados com lentes irregulares e diques de composição gabróica e (ou) piroxenítica, tendo ainda troctolitos e dunitos associados, desta forma caracterizando uma típica zona de transição de Moho. Hekinian *et al.* (1992) caracterizaram também atividade vulcânica recente nesta falha, onde as lavas basálticas são extravasadas em contato direto com os peridotitos mantélicos.

Deste modo, a associação espacial de harzburgito com a nova ocorrência de basalto variolítico no Morro do Agostinho pode exemplificar um típico arranjo geológico de uma zona de

falha transformante, ou ainda representar uma exposição desmembrada da transição crosta-manto de zonas de cordilheira meso-oceânica de expansão rápida, onde a natureza harzburgítica dos peridotitos residuais e intensa impregnação por líquidos magmáticos são devidas a altos regimes termais e altas taxas de extração de magmas.

O Morro do Agostinho corresponde à extremidade sul do alinhamento dos corpos máfico-ultramáficos da Faixa Araguaia, cuja extremidade norte é representada pela Fm. Tucuruí. Sendo assim, a bacia Araguaia desenvolveu num eixo com cerca de 500 km de comprimento e tais corpos marcaram o estágio de oceanização da bacia, muito provavelmente em tempos neoproterozóicos, após a quebra do continente Rodínia (1 Ga).

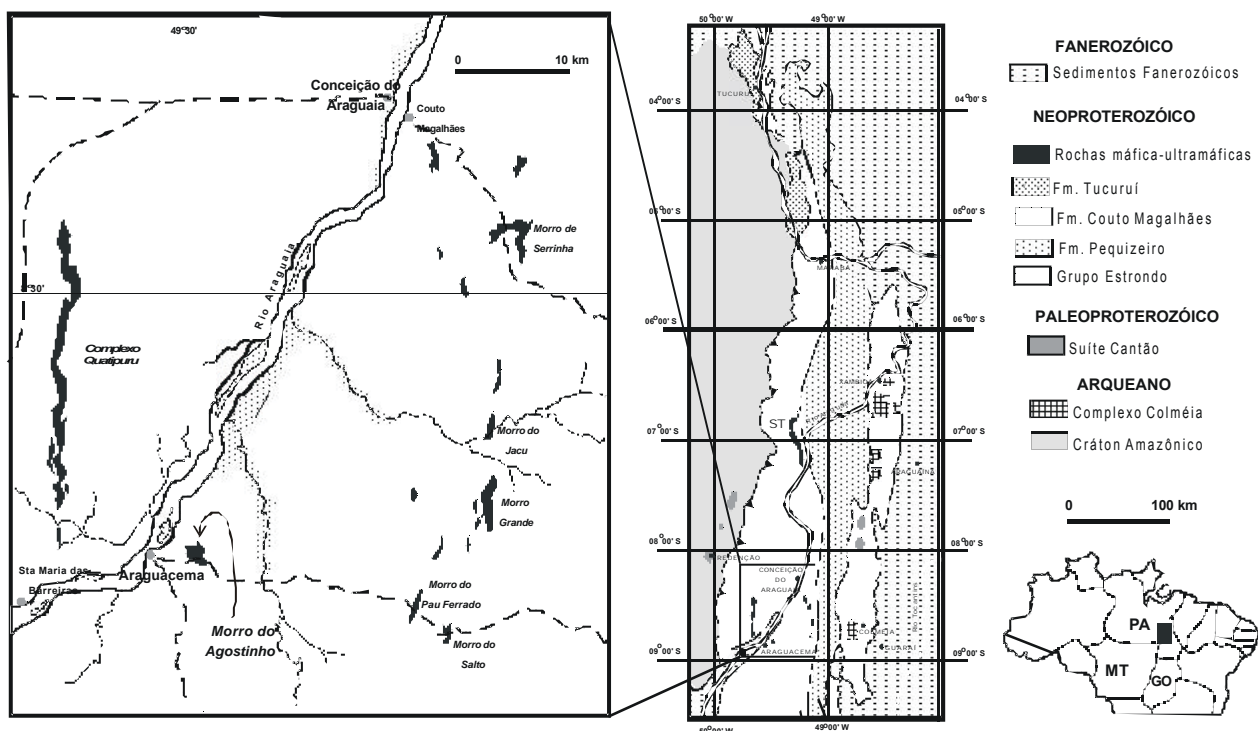


Figura 1 – Mapa geológico da Faixa Araguaia e detalhe da localização da principal concentração de corpos máfico-ultramáficos, entre os municípios de Conceição do Araguaia (PA) e Araguacema (TO).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Constantin, M. 1999. Gabbroic intrusions and magmatic metasomatism in harzburgite from the Garrett transform fault: implications for the nature of the mantle-crust transition at fast-spreading ridges. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **136**:111-130.
- Hekinian, R.; Bideau, D.; Cannat, M; Francheteau, J. e Hébert, R. 1992. Volcanic activity and crust-mantle exposure on the ultrafast Garrett transform fault near 13° 28' S in the Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, **108**: 259-275.
- Paixão, M. A. P. & Nilson, A. A. 2001. Characterization of the Moho Transition Zone in the Quatipuru Complex - a slab of oceanic lithosphere in southern Pará, Brazil - implications for the tectonic evolution of the Araguaia Belt. In: *International Conference Geology of Oman*, Abstracts, Sultanate of Oman, p. 68.

Complexo Ofiolítico Quatipuru: base de uma Zona de Transição de Moho em antiga litosfera oceânica da Faixa Araguaia.

Marco Antônio Pires Paixão & Aripínio Antônio Nilson

Depto de Mineralogia e Petrologia - Universidade de Brasília - mpaixao@unb.br; aanilson@unb.br

Introdução. A zona de transição crosta-manto oceânica, ou zona de transição de Moho, é caracterizada por peridotitos mantélicos de caráter residual e impregnações e (ou) intrusões magmáticas máfico-ultramáficas, que revelam partes do processo de construção da litosfera oceânica. Tal zona foi primeiramente descrita em complexos ofiolíticos e posteriormente, em cordilheiras de expansão meso-oceânica, confirmando assim a estreita analogia entre eles.

O Complexo Quatipuru é um dos corpos ultramáficos mais expressivos na Faixa Araguaia, e tem sido historicamente interpretado como de natureza ofiolítica. No entanto, o entendimento de sua composição, estrutura e evolução petrológica depende de estudos mais refinados. O presente trabalho caracteriza o Complexo Quatipuru como a base de uma Zona de Transição de Moho (ZTM) por meio de novos dados de mapeamento, petrografia e química mineral.

Contexto geológico regional. O Complexo Quatipuru está embutido em rochas metassedimentares do Grupo Tocantins da Faixa Araguaia (Figura 1). A oeste tal faixa faz limite com o Cráton Amazônico, enquanto os limites norte, sul e leste são encobertos por sedimentos da Bacia do Maranhão (Paleozóico-Mesozóico). Na porção sudeste está em contato com ortognaisses granulíticos de idade arqueana, porém com estruturação termo-tectônica no Transamazônico. O embasamento da Faixa Araguaia é caracterizado por duas suítes de ortognaisses de características geoquímicas e isotópicas distintas, representadas pelo: (a) Complexo Colméia, tipo TTG, de idade arqueana (*e. g.* domos de Colméia e Xambioá – com idade de cerca de 2,85 Ga) e (b) Gnaiss Cantão (Paleoproterozóico – de aproximadamente 1,85 Ga) (Moura & Gaudette, 1994).

A Faixa Araguaia é subdividida nos grupos Tocantins e Estrondo (Abreu, 1978). O grupo Tocantins constitui a encaixante do Complexo Quatipuru e corresponde a uma seqüência tipo *flysch*, de baixo grau metamórfico (anquimetamórfica a xisto verde baixo), representada pelas Formações Couto Magalhães e Pequizeiro, além da Formação Tucuruí, separada das demais por uma falha de empurrão e com ocorrência local de rochas de fácies xisto-azul (Trouw *et al.*, 1976). O grupo Estrondo é constituído por metapsamitos e metapelitos variando de fácies xisto verde a anfibolito médio.

Admite-se que a inversão da bacia e formação do orógeno Araguaia foi marcada por uma primeira geração de estruturas, caracterizadas por uma fase inicial de empurrões com componente oblíqua sinistral, vergentes para WNW, e uma fase final com intensificação dos empurrões e desenvolvimento de rampas laterais. Tais estruturas teriam se formado pela colagem da faixa ao Cráton Amazônico, provavelmente em tempos paleoproterozóicos. A segunda geração de estruturas é representada por zonas de cisalhamento transcorrentes, dúcteis-rúpteis, destrais, atribuídas ao evento Brasileiro.

Geologia do Complexo Quatipuru. O Complexo Quatipuru possui uma extensão média de 40 km e largura entre 0,6 a 2,4 km, orientando-se na direção N-S e tendo algumas inflexões nas direções NE e NW, que originam um aspecto sigmoidal em mapa (Figura 1). Apresenta foliação com mergulho médio de 45° para leste, em conformidade estrutural com as rochas encaixantes. É dividido em duas unidades principais: uma unidade interna, composta por serpentinitos e uma unidade externa, correspondendo a um envoltório de silexito. Os serpentinitos derivam de dois protólitos distintos, sendo predominante o tipo harzburgítico e subordinado, o tipo dunítico. Tais rochas são cortadas por uma suíte de diques piroxeníticos e gabróicos, além de possuir corpos de cromitito e impregnações magmáticas (Paixão & Nilson, 2001).

Harzburgito e dunito. O harzburgito apresenta textura protogranular e intensa serpentinização, marcada por pseudomorfos de bastita sobre antigos grãos de ortopiroxênio e massas de serpentina *mesh* sobre olivina. Apresenta foliação imperfeita, que por vezes esta é bem evidenciada devido à presença de bandamento piroxenítico, interpretado como foliação mantélica desenvolvida sob condições astenosféricas. Ao microscópio exhibe feições de processo de fusão incongruente, originadas pela dissolução de ortopiroxênio de forma ameboidal e formação de Cr-espinélio de aspecto vermiforme associado ao ortopiroxênio. O dunito corresponde a lentes ou corpos métricos com dimensões de até 5 m de espessura e 30 m de comprimento, cuja transição para as rochas harzburgíticas é rápida, sendo provavelmente reflexo do processo de fusão incongruente.

Zonas de cisalhamento desenvolvem faixas de serpentina-xistos com foliação anastomosada, por vezes com presença de *boudins* de harzburgito protogranular e (ou) diques de olivina gabro. Estas zonas marcam a tectônica de colocação (*emplacement*) do complexo com pico metamórfico na fácies xisto verde.

Suíte de diques/sills mantélicos e corpos de cromitito. A suíte de diques/sills é composta por diques de ortopiroxenito e clinopiroxenito pegmatóides, wehrlito, olivina gabro e diabásio de acordo com a cronologia relativa, embora em termos volumétricos esta relação seja quase inversa, devido à ocorrência raríssima de dique de wehrlito. O harzburgito apresenta bandamento

piroxenítico espacialmente associado a diques e bolsões de ortopiroxenito pegmatóide. Admite-se que tal bandamento tenha se formado em condições de manto astenosférico, indicando um processo de canalização de líquidos (magma) e fluxo plástico associado da encaixante harzburgítica (deformação astenosférica). Delgado bandamento descontínuo definido por grãos de plagioclásio e clinopiroxênio em dunito é interpretado como feição de impregnação de líquidos no manto. Assim, tal feição representa zonas fossilizadas de migração de magmas, a exemplo daquelas primeiramente descritas no ofiolito de Semail (Omã) e comparadas com rochas coletadas na cordilheira do Pacífico Leste (Boudier & Nicolas, 1995), sendo restritas à zona de transição de Moho.

Os corpos de cromitito, de dimensões métricas, mostram texturas do tipo disseminado, maciço e nodular. O cromitito nodular apresenta nódulos com dimensão máxima de 6 x 4 x 2 cm. Dados preliminares de quatro amostras de cromititos apontam que os grãos individuais possuem 19 a 34% de Al_2O_3 e 35 a 50% de Cr_2O_3 . Tais dados, plotam no campo composicional de cromitas podiformes em diagrama de Cr# versus Mg#

Caracterização da Zona de Transição de Moho. A presença de diques piroxeníticos e gabróticos, estruturas de impregnação e *pods* de cromitito mostram que o Complexo Quatipuru assemelha-se à Zona de Transição de Moho (ZTM) do ofiolito de Semail (Omã) e às rochas coletadas em cordilheiras meso-oceânicas, tais como no leste Pacífico, e interpretadas como pertencentes àquela zona (Boudier & Nicolas, 1995). Entretanto, devido (i) a maior abundância de harzburgito em relação a dunito, (ii) rara ocorrência de estruturas de impregnação, (iii) grande quantidade de diques/*sills* e (iv) presença de bandamento piroxenítico propõe-se que o Complexo Quatipuru seja base de uma ZTM. Tal zona se caracteriza como uma mistura de materiais residuais e magmáticos que foram envolvidos nos processos de construção da litosfera oceânica na bacia Araguaia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abreu, F. A. M. 1978. O Supergrupo Baixo Araguaia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, *Anais*, 2: 539-545.
- Boudier, F & Nicolas, A. 1995. Nature of the Moho transition zone in the Oman ophiolite. *Journal of Petrology*, 36(3): 777-796.
- Cordeiro, A. A. C. & Mc Candless, G. 1976. Maciço ultramáfico do Quatipuru. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Ouro Preto, *Anais...* 3: 9-15.
- Hasui, Y.; Costa, J. B. S. & Abreu, F. A. M. 1984. Província Tocantins: Setor setentrional. In: Almeida, F. F. M. & Hasui, Y. (Coords). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Editora Edgard Blücher, 137-204.
- Moura, C. A. V. & Gaudette, H. E. 1994. Geochemistry of the basement orthogneisses of the Araguaia belt, Tocantins-Brazil. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, *Boletim de Resumos Expandidos*, 1: 240-241.
- Paixão, M. A. P. & Nilson, A. A. 2001. Characterization of the Moho Transition Zone in the Quatipuru Complex - a slab of oceanic lithosphere in southern Pará, Brazil - implications for the tectonic evolution of the Araguaia Belt. In: *International Conference Geology of Oman*, Abstracts, Sultanate of Oman, p. 68.
- Trouw, R. A. J.; Vaz, L. F.; Slongo, T. T. & Nakasato, N. 1976. Geologia da região de Tucuruí, Baixo Tocantins, Pará. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Ouro Preto, *Anais*, 2: 137-148.

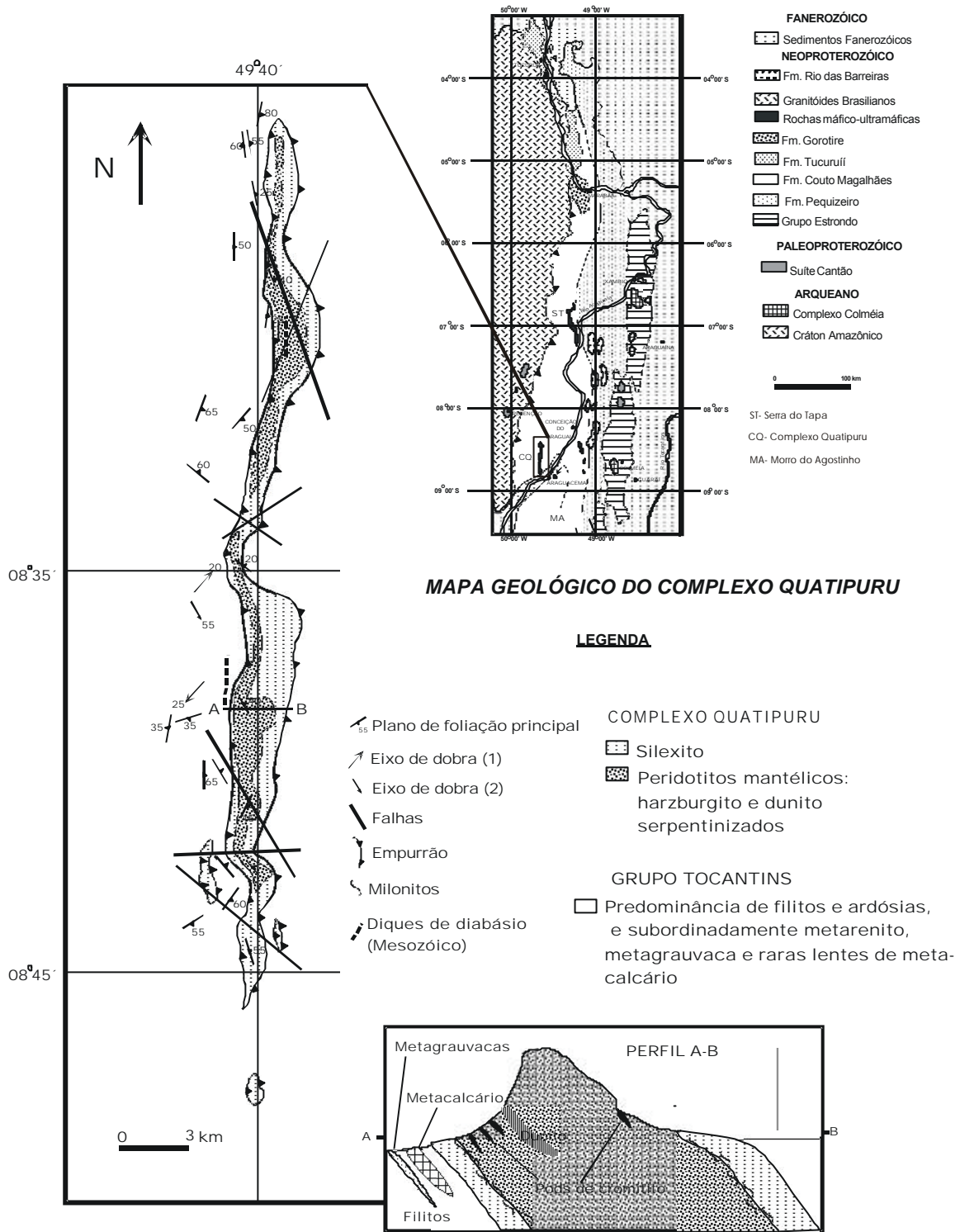


Figura 1 – Mapa geológico do Complexo Quatipuru e perfil esquemático A-B da seção tipo do complexo (área do Bananal). Mapa geológico do setor setentrional da Província Tocantins adaptado de Hasui *et al.* (1984) (canto superior direito).

Petrologia e Geoquímica de rochas da Formação Monte do Carmo, TO

*Erika da Conceição Quaresma e **Basile Kotschoubey

*Curso de Graduação em Geologia da UFPa. erikaquaresma@bol.com.br

**Departamento de Petrologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPa. basile@ufpa.br

1.Introdução: A região de Monte do Carmo está localizada na porção centro-sul do estado de Tocantins e comporta em seu quadro geológico Pré-cambriano corpos graníticos intrusivos do Paleoproterozóico (Suíte Lajeado), rochas vulcânicas ácidas associadas, diques básicos, rochas metassedimentares do Grupo Natividade e rochas sedimentares e vulcânica da Formação Monte do Carmo.

2.Geologia Regional: Suíte Santa Rosa foi a denominação informal adotada para designar um espesso pacote de rochas vulcânicas ácida, compreendendo riolitos, riodacitos e dacitos (Queiroz et al, 1999), e situados a norte de Monte do Carmo. É a unidade mais antiga na região (Queiroz et al, 1999; Kotschoubey et al, 2000).

A Suíte Lajeado/Ipueiras representa uma série de plútons graníticos de caráter intrusivo e de idade Paleoproterozóica (Sachett, 1996). Aflora desde Monte do Carmo até Ipueiras. Comporta sienogranitos e monzogranitos com variedades granodioríticas, tonalíticas e quartzo dioríticas, bem como veios e diques granófiros e aplitos.

Grupo Natividade é constituído principalmente por metaconglomerados, ortoquartzitos e quartzitos micáceos com intercalações de ardósias, filitos e metacalcários que apresentam metamorfismo de fácies xisto-verde baixo.

Formação Monte do Carmo foi o termo usado por Cunha et al (1981) para definir a sequência vulcano-sedimentar, de idade supostamente Proterozóica Superior, que compreende conglomerados polimíticos, grauvacas, siltitos e arenitos arcossianos intercalados com vulcânicas básicas. Esta Formação seria de distribuição restrita e ocorreria em pequenos grabens situados a sul e sudeste da cidade de Monte do Carmo (Palermo,1988)

3.Resultados e conclusões: Os levantamentos realizados com amostras coletadas a cerca de 20 Km a sul de Monte do Carmo, no terreno da Fazenda Enxu, onde a Formação Monte do Carmo aflora amplamente, permitiu observar que as rochas sedimentares predominam sendo as intercalações vulcânicas fortemente subordinadas

As rochas sedimentares estudadas são representadas por siltitos, arenitos arcoseanos, grauvacas e conglomerados polimíticos. Os arenitos arcoseanos são constituídos por K-feldspato, quartzo e raros fragmentos de silexito. Os siltitos são compostos por sericita, quartzo e feldspatos. As grauvacas apresentam granulação fina a média e são composta por grãos de plagioclásio, quartzo e K-feldspato, imersos em uma matriz argilosa. Os conglomerados apresentam seixos de quartzito e de rochas vulcânicas ácidas.

As rochas vulcânicas básicas coletadas foram classificadas exclusivamente como basaltos. São rochas de coloração cinza, granulação muito fina e afaníticas. Estes basaltos preservam a sua textura original, embora sejam observados efeitos de hidrotermalismo, como alteração e posterior substituição dos minerais primários por minerais secundários. Esse processo pode ser bem exemplificado pela sericitização do plagioclásio, geração de epidoto associados aos veios de quartzo e alteração do diopsídio para tremolita-actinolita. As rochas vulcânicas básicas foram também estudadas através de análises químicas que permitiram classificá-las e identificar o seu ambiente geotectônico de formação; os dados geoquímicos apontam para um magmatismo com basaltos toleíticos de caráter sub-alcalino. O ambiente geotectônico apresenta uma variação entre ambiente intra-placa e o ambiente de assoalho oceânico

Os dados acima expostos sugerem que a sedimentação e o vulcanismo pretéritos à Formação Monte do Carmo ocorreram em condições de abertura de rift, com certa tendência para oceanização (Bonin, 1995). No entanto, a bacia oceânica não chegou a se formar. Esse processo foi seguido por uma intensa deposição de material clástico pouco maduro.

4.Referências Bibliográficas

- BONIN, B. 1995. *Pétrologie endogène*. Paris, Dunod. 336 p.
- COSTA, J.B.S. 1985. Aspectos litoestruturais e evolução crustal da região de centro-norte de Goiás. Belém, UFPa. CG. 209p. Tese (Doutorado em Geologia) - CPGG, CG, UFPa, 1985
- GORAYEB, P.S.S. 1996. *Petrologia e Evolução Crustal das Rochas de Alto Grau de Porto Nacional - TO*. Belém, UFPa. CG. 262p. Tese (Doutorado em Geologia) - CPGG, CG, UFPa, 1996.
- LAFON, J. M.; KOTSCHOUBEY, B.; BARRADAS, J. A. 1994. Rb-Sr and Pb-Pb dating of the Proterozoic igneous rocks and associated gold characterization in the Monte do Carmo region State of Tocantins, Brasil. *Actas, 7º Congr. Geológico Chileno, Universidad de Concepcion, Chile, v.2, p. 1496-1500.*
- MEIRELES, H.P., 1995. *Geologia e ocorrências auríferas da área do Morro do Lajeado, Porto Nacional - TO*. Belém, UFPa. CG. 93p. Tese (Mestrado) - CPGG, CG, UFPa, 1995.
- PALERMO, N. 1988. *Geologia e mineralizações auríferas da região de Monte do Carmo, Goiás*. Rio de Janeiro, UFRJ. Inst. Geoc. UFRJ. 139p. Tese (Mestrado) – Inst. Geoc., UFRJ, 1988.
- QUEIROZ, J. P. C.; KOTSCHOUBEY, B.; LAFON, J. M.- 1999- Magmatismo e evolução geotectônica na região de Monte do Carmo, centro-sul do estado do Tocantins. In: *Simp. Geol. Amaz., 6, Manaus, 1999. Resumos expandidos...*, p. 574-576.

SACHETT, C.R. 1966. Geologia, geoquímica isotópica e aspectos metalogenéticos das rochas ígneas e mineralizações auríferas associadas - Região de Monte do Carmo - TO. Belém, UFPa. CG. 92p. Tese (Mestrado) - CPGG, CG, UFPa, 1996.

SACHETT, C. R.; LAFON, J.M.; KOTSCHOUBEY, B. - 1996 - Geocronologia Pb/Pb e Rb/Sr das Rochas Ígneas e dos Veios Auríferos da Região de Monte do Carmo (TO): Novos Resultados. In: Congr. Bras. Geol., 39. Anais. Salvador- BA, SBG. V 7, p 264-267.

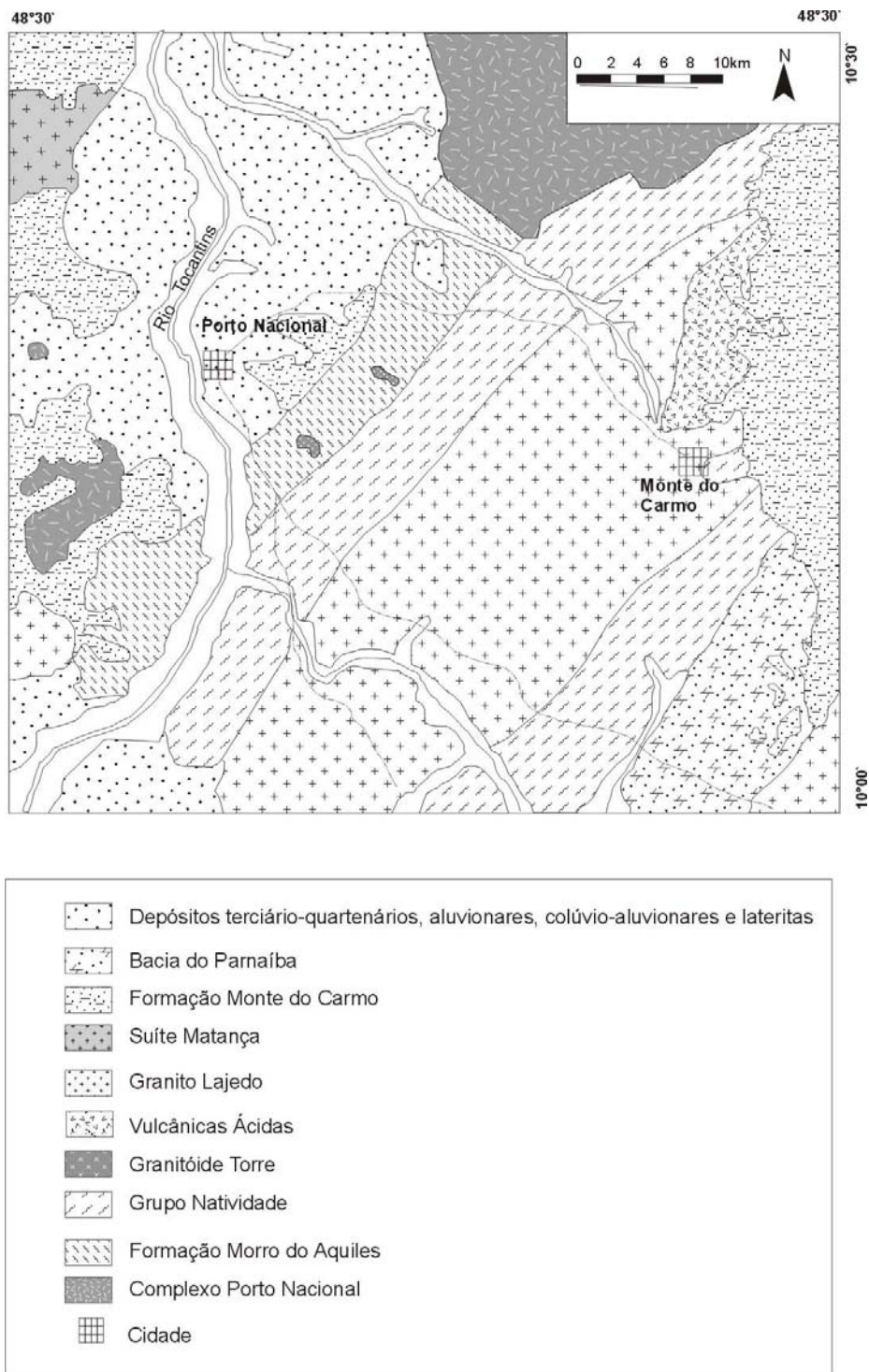


Figura1- Mapa Geológico da Região de Monte do Carmo (modificado de Queiroz, 1998).

Magmatismo Charnoquítico Mesoproterozóico de Rondônia

Gilmar José Rizzotto

CPRM – Serviço Geológico do Brasil, *e-mail*:cprmrepo@enter-net.com.Br

Introdução

Charnoquitos foram primeiramente descritos por Holland (1900), no sul da Índia, como rochas graníticas com ortopiroxênio em associação com granodioritos, tonalitos e gabros, sendo denominada de Série Charnoquítica. Alguns autores admitem que essas rochas são produtos de vários processos metamórficos, incluindo fluxo de CO₂ e fusão parcial afetando protólitos de origem ígnea, metamórfica ou sedimentar. Outros vêem os charnoquitos como produtos de magmas anidros associados, mas não sempre, com anortositos, granitos rapakivi, mangeritos e gabros.

Certamente, charnoquitos ígneos e metamórficos existem. Especificamente em Rondônia, os charnoquitos foram quase sempre confundidos com granulitos quando estes apresentavam superposição milonítica imposta por um evento tectono-metamórfico. De certa forma, a similaridade da mineralogia destas rochas ígneas metamorfisadas na fácies anfíbolito superior com os granulitos *stricto senso* tornam a distinção entre o caráter primário (magmático) ou de origem secundária (metamórfica) um tanto complicada. Entretanto, admitimos que a grande maioria, senão todas, das rochas charnoquíticas de Rondônia incluindo variedades maciças e gnaissicas, cristalizaram a partir de magmas anidros.

A proposta deste artigo é demonstrar com evidências de campo e petrográficas que os charnoquitos de Rondônia foram originados por cristalização ígnea e, posteriormente, superimpostos por um processo tectono-metamórfico.

Compartimentação Geológica

A geologia de Rondônia é peculiar com características que diferem grandemente da Amazônia centro-oriental. A porção SSW do Cráton Amazônico é considerada margem de placa ativa desde o paleoproterozóico ao final do mesoproterozóico. A efetiva cratonização somente ocorreu ao final da Orogenia Sunsás-Aguapeí (~1.0 Ga). No contexto geotectônico, Rondônia foi dividida em três terrenos (Scandolara *et al.*, 1999) assim constituídos: Terreno Jamari, Terreno Roosevelt e Terreno Nova Brasilândia (Fig.1). Os dois primeiros são constituídos por um embasamento tonalítico/ quartzo-diorítico com intercalações de metassedimentos e metavulcânicas predominantemente dacíticas. Invariavelmente esta associação de rochas encontra-se migmatizada e com elevada complexidade estrutural. Os charnoquitos, juntamente com os granitos rapakivi da

Suíte Serra da Providência, são intrusivos nas rochas do embasamento acima citadas. As rochas charnoquíticas são mais abundantes no Terreno Jamari (Fig.1) e consistem de corpos maciços e, menos comumente, bandados com variável intensidade de deformação milonítica superimposta pelo evento Nova Brasilândia.

Relações de Campo e Dados Isotópicos

Dois episódios magmáticos de natureza granítica-charnoquítica aconteceram em Rondônia, ambos com características geológicas similares. O primeiro é representado pelo magmatismo que originou as rochas graníticas rapakivíticas da Suíte Intrusiva Serra da Providência com charnoquitos, mangeritos, piribolitos máficos e gabros (diques) em íntima associação espacial (Rizzotto *et al.*, 1994). A colocação dos granitos e charnoquitos aconteceu relativamente num curto intervalo de tempo. Os granitos rapakivi forneceram zircões de idade de 1.57–1.53 Ga enquanto que os charnoquitos forneceram idade de 1.56 Ga (Bettencourt *et al.*, 1999). O segundo episódio magmático é representado por granitos porfiríticos a hornblenda e biotita com charnoquitos espacialmente associados, embora evidências de relações entre as duas unidades são ausentes, os quais estão posicionados estratigraficamente na Suíte Intrusiva Alto Candeias. Estes, mostram claramente relações de intrusão nos granitos Serra da Providência. Os granitos Alto Candeias forneceram zircões com idades entre 1338-1346 Ma enquanto que os charnoquitos associados geneticamente ainda não estão datados.

As rochas charnoquíticas predominam na porção central de Rondônia entre Ariquemes e Ouro Preto d'Oeste, ao longo da BR-364, e estão relacionadas ao magmatismo Serra da Providência. Àquelas relacionadas à Suíte Alto Candeias encontram-se entre Campo Novo e alto-médio rio Jamari (Fig.1).

As rochas félsicas são dominantes volumetricamente e os contatos entre os piribolitos máficos e as rochas graníticas-charnoquíticas são variáveis e, quase sempre, de difícil visualização. Entretanto, os raros xenólitos centimétricos a métricos de piribolitos/anfibolitos mostram contatos retos com os granitóides encaixantes. Menos comumente, os contatos tendem a ser gradacionais entre os charnoquitos e granitos. O evento tectono-metamórfico superimposto nestas rochas originou um bandamento máfico/félsico subparalelo representado por bandas máficas de piribolito e bandas félsicas de ortognaisse charnoquítico resultantes de um regime transpressivo em condições metamórficas da fácies anfibolito superior. Texturas primárias encontram-se preservadas em zonas de baixo *strain*. Dados isotópicos de Ar/Ar em anfíbolios dos ortognaisses graníticos e charnoquíticos (augengnaisses) pertencentes a Suíte Serra da Providência, forneceram idades entre 1180-1142 Ma (Tohver *et al.*, 2000; Bettencourt *et al.*, 1996). Essas idades são concordantes com àquelas obtidas num granito anatótico pelo método U/Pb em zircão (1100 Ma) no Terreno Nova

Brasilândia (Rizzotto, 1999) e são interpretadas como idades do evento tectono-metamórfico Nova Brasilândia.

Petrografia

A maioria dos charnoquitos apresenta estruturas e mineralogia magmáticas primárias mais ou menos preservadas, por outro lado, o evento tectono-metamórfico transformou-os em augengnaisses retrogressivos com clinopiroxênio e anfibólio (com relíctos ígneos de ortopiroxênio). Regionalmente, predominam aquelas fácies mais ou menos transformadas. Os tipos petrográficos dominantes são classificados como charnoquitos (Streckeisen, 1976), embora alcali-feldspato charnoquitos também ocorram em proporção reduzida.

Os charnoquitos preservados possuem granulação grossa (4-8 mm), coloração verde-escuro variando para amarronada quando alterados, apresentando megacristais (> 1 cm) de feldspato alcalino e mais raramente de plagioclásio. Estrutura gnaissica é ausente ou fracamente desenvolvida. Quando presente, ela é marcada pelo alinhamento dos minerais máficos como clinopiroxênio, hornblenda, biotita e granada que contornam os minerais félsicos ovalados (feldspato alcalino e plagioclásio) fornecendo a rocha uma aparência de augengnaisse. A granada só ocorre nas variedades deformadas denotando sua origem metamórfica. A textura mostra uma bimodalidade na granulação (protomilonitos) onde os porfiroclastos de ortoclásio e plagioclásio se sobressaem numa matriz fina composta por um agregado quartzo-feldspático, de arranjo poligonal a levemente estirado. Entretanto, as feições ígneas como cristais hipidiomórficos de feldspato alcalino e plagioclásio, zonação composicional no plagioclásio encontram-se ainda presentes. O ortoclásio (26-30%) é sempre pertítico, às vezes mesopertítico, subidiomórfico, com freqüentes inclusões de quartzo euédrico. Suas bordas encontram-se subgranuladas e recristalizadas por um agregado de feldspato e quartzo. A extinção oscilatória está sempre presente nos porfiroclastos de ortoclásio sendo que alguns cristais ainda apresentam uma borda fina de albita. Os porfiroclastos subédricos de oligoclásio (An₂₈) (18-25%) também exibem extinção ondulante, com raros intercrescimentos mirmequíticos em suas bordas. Raramente apresentam intercrescimento antipertítico. Alteração secundária do tipo sericitização e albitização é mais freqüente ao longo das microfraturas dos porfiroclastos. Os cristais de plagioclásio metamórfico são sempre de dimensões menores (~0,2 mm) e ocorrem em agregados granoblásticos de junção tríplice e composição albítica. O quartzo (27-33%) ocorre geralmente como agregados policristalinos em arranjo granoblástico, extinção ondulante e levemente estirados quando contornam os porfiroclastos feldspáticos. A hornblenda (2-4%) (relícto ígneo) exhibe pleocroísmo verde a acastanhado, hábito prismático, com freqüente substituição ao longo das clivagens e fraturas para ilmenita. Nas bordas ocorre uma substituição para um agregado vermiforme de granada e quartzo. A hornblenda de segunda geração

(metamórfica) (6-9%) exibe pleocroísmo verde claro a verde-oliva, com arranjo granoblástico associada à biotita e, freqüentemente em forma alongada bordejando os relictos ígneos de ortopiroxênio. A biotita (0-2%) apresenta pleocroísmo vermelho intenso, ocorrendo em lamelas orientadas segundo o fluxo metamórfico juntamente com granada e menos freqüentemente com hornblenda e clinopiroxênio. A granada (1-4%) juntamente com hornblenda e biotita definem a foliação da rocha. Intercrescimento em forma de dedos com o quartzo sugere uma feição metamórfica. Esporadicamente os cristais de granada bordejam os opacos. O ortopiroxênio (bronzita) (1-3%) é relicto ígneo, ocorrendo como grãos prismáticos bordejados freqüentemente por hornblenda. Transformação para anfibólio e biotita também ocorre ao longo das clivagens. Os acessórios são zircão, magnetita e apatita e mais raramente allanita.

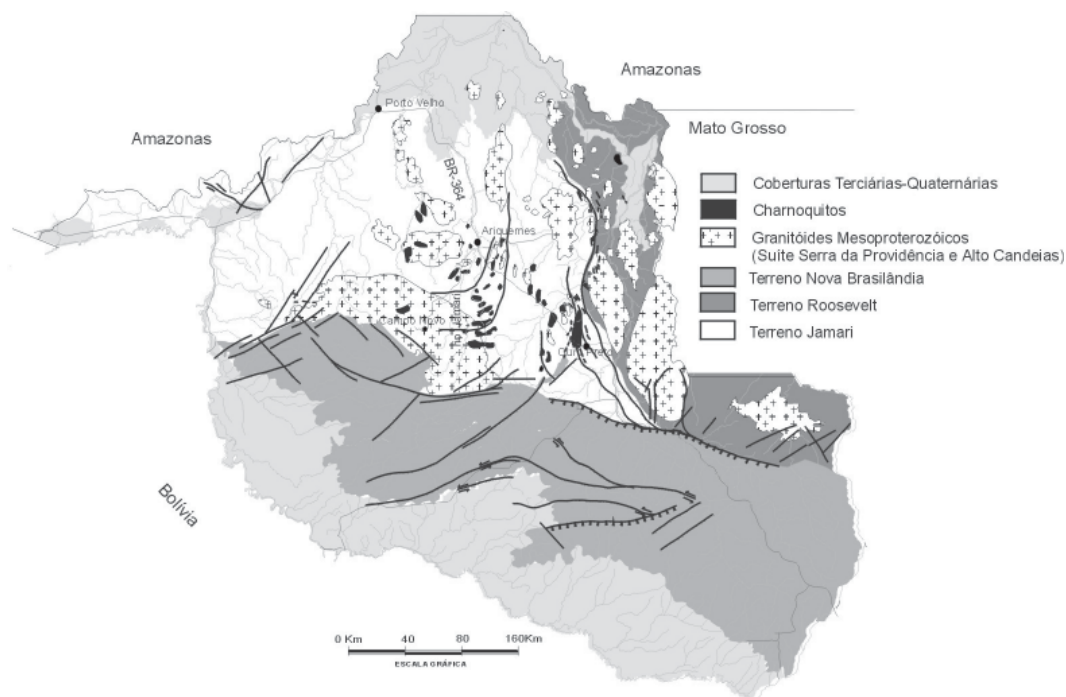


Figura 1 - Mapa Geológico simplificado mostrando os terrenos e a associação de charnoquitos com granitóides (modificado de Scandolara et al., 1998)

Referências Bibliográficas

- Bettencourt, J.S., Tosdal, R.M., Leite, W.B., Payolla, B.L., 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian Craton, Brazil- Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications, *Precambrian. Res.* 95: 41-67
- Bettencourt, J.S., Onstot, T.C., De Jesus, T., Teixeira, W., 1996. Tectonic interpretation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on country rocks from the central sector of the Rio Negro-Juruena Province, southwest Amazonian Craton. *Int. Geol. Rev.* 38: 42-56
- Holland, T.H. 1900. The charnockite series, a group of Archean hypersthene rocks in peninsular India. *Geol. Surv. India Mem.* 28 (2): 192-249
- Rizzotto, G.J., Scandolara, J.E., Quadros, M.L.E.S. Aspectos gerais da associação mangerito-charnockito-granito (mcg) da porção oriental do Estado de Rondônia. In: CONGR. BRAS. GEOL., 39, 1996, Salvador. 1996. *Anais*. Salvador: SBG, 1996. v. 1, 485p. il. p. 35-37.
- Rizzotto, G.J., Chemale JR, F., Lima, E.F. de., Schmus, R.V., Fetter, A. Dados isotópicos Sm/Nd E U/Pb das rochas da sequência metaplutono-vulcanossedimentar Nova Brasilândia (SMNB) - RO. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 6, 1999, Manaus. Boletim de Resumos Expandidos. Manaus: SBG, 1999. 596p. p. 490-493
- Scandolara, J.E., Amorim, J.A., Rizzotto, G.J., Quadros, M.L.E.S., Bahia, R.C. Compartimentação tectono-estratigráfica pré-cambriana de Rondônia: subsídios para os modelos evolutivos. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 6, 1999, Manaus. Boletim de Resumos Expandidos. Manaus: SBG, 1999. 596p. p. 282-285.
- Tohver, E., VanDerPluijm, B.A., Scandolara, J.E., Gerald, M.C. 2000. Rodinia and the Amazonia-Laurentia connection: preliminary D-P-T-t results in western Brazil. In prep.

Suíte Intrusiva Velho Guilherme: Caracterização de fases minerais acessórias com base em análises semiquantitativas (EDS) obtidas através de microscopia eletrônica de varredura (MEV)

Nilson Pinto Teixeira*
Jorge Silva Bettencourt**

*Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, Caixa Postal 1611. CEP 66075-900. Belém, Pará, Brasil. FAX : 55-91- 211-1609 noslin@ufpa.br.

** Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Caixa Postal 11348, CEP 05422-970, São Paulo, São Paulo, Brasil. FAX: 55-11-818-4207 jsbetten@usp.br.

Teixeira (1999) realizou análises semiquantitativas (EDS) através de microscopia eletrônica de varredura (MEV) em fases minerais menores, acessórias, por vezes, de difícil caracterização através de microscopia ótica convencional, em amostras representativas de rochas graníticas dos maciços Antônio Vicente, Velho Guilherme, Mocambo, Benedita, Ubim/Sul e Rio Xingu, pertencentes à Suíte Intrusiva Velho Guilherme (CPRM/DNPM, 1997), da Província Estanífera do Sul do Pará (Abreu & Ramos, 1974) e de greisens associados ao maciços Antônio Vicente e Mocambo.

As análises foram realizadas em microscópio eletrônico de varredura (MEV) do Laboratório de Caracterização Mineral da Faculdade de Engenharia de Minas da Escola Politécnica da Universidade de São Paulo. As microanálises por fluorescência de raios-x através de MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura, “back scattering”-BSD-eletron retroespalhados) foram realizadas em aparelho de marca LEICA, modelo S-440 (Stereoscan-440), equipado com EDS (Energy Dispersive System; para análises qualitativas e semiquantitativas). As microanálises foram pontuais e ocorreram em condições de 20kvolts e “fit index” inferior a 5.

O estudo visou essencialmente a caracterização semiquantitativa(EDS) das fases minerais acessórias, incluindo os minerais opacos, em amostras de granito e de greisen. O material foi preparado na forma de seções polidas, circulares, as quais passaram por um processo de metalização à base de carbono.

As várias fases caracterizadas foram: ilmenita- titanomagnetita, apatita, titanita, magnetita, zircão, thorita, “davidita”, armstrongita/cálcio-catapleíta, thorianita, monazita, xenotima, cassiterita, calcopirita, kesterita/estanita, epidoto, cerioprocloro-(Ce)/ fergusonita-beta-(Y)/ fergusonita-(Y), allanita, esfalerita, fluocerita-(Ce), fluorita, tveitita-(Y)/yttrofluorita, pseudo-iixiolita/ferro-columbita, yttrocerita(?), “wolframoixiolita” (Nb-wolframita), aeschynita-(Y)/ yttrocrasita-(Y)/ trimounsita-(Y), pirita e óxido de Fe com W, óxidos de Y e Zr,

Os tipos minerais incomuns foram caracterizados a partir de comparações entre os dados químicos obtidos através das análises por MEV e as composições químicas de fases minerais, já bem estudadas, presentes na literatura especializada, bem como por comparações microtexturais (Edwards, 1954; Buddington & Lindsley, 1964; Fleischer, 1974; Vladykin et al., 1974; Veronina et al., 1978; Ramdhor, 1980; Foord, 1982; Haggerty, 1991; Belolipetskii & Voloshin, 1996; Jones et al., 1996; entre outros). Apesar disso, a caracterização mineral, em alguns casos, pode apresentar incorreções, uma vez que não foram fornecidos dados acerca da estrutura cristalina das fases analisadas, procedimento que será testado futuramente.

A microscopia eletrônica de varredura mostrou ser uma ferramenta de suma importância na caracterização de fases minerais acessórias, especialmente em relação àquelas de diminutas dimensões que mostram-se, quase sempre, muito difíceis de determinação segura através de microscopia ótica convencional.

As associações minerais opacas podem ser facilmente determinadas, suas texturas de intercrescimento (exsolução e/ou substituição) melhor estudadas e a história de cristalização bem compreendida, uma vez que se pode realizar, de modo concomitante, tanto observações visuais das fases minerais estudadas e suas relações microtexturais com outras fases minerais presentes, quanto determinar os seus quimismos em termos semiquantitativos. É digno de nota que as análises utilizadas para as comparações foram selecionadas rigorosamente entre aquelas consideradas como de boa qualidade e que fecharam em torno de 100%.

Referências Bibliográficas

- Abreu, F. A. M.; Ramos, C. R.-1974- Estanho do Sul do Pará. In: *Anais do 28 Congr. Bras. Geol.*, Porto Alegre, SBG, V.5, P.11-23.
- Belolipetskii, A. P.; Voloshin, A. V. - 1996 - Yttrium and rare earth element minerals of the Kola Peninsula, Russia, p.311-326. In: Jones, A. P.; Wall, F.; Williams, C. T.(Eds.) - 1996 - *Rare Earth Minerals. Chemistry, origin and ore deposits*. Chapman & Hall, London. 372p.
- Buddington, A. F.; Lindsley, D. H. - 1964 - Iron-Titanium Oxide Minerals and Synthetic Equivalents. *Jour. Petrol.*, v. 5, Part 2,p.310-357.
- CPRM/DNPM, 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Felix do Xingu. Folha SB-22-Y-B. Estado do Pará. Brasília. 344p.
- Edwards, A. B. - 1954 - Textures of the ore minerals and their significance. *Australasian Institute of Mining and Metallurgy*. 242p.
- Ewing, R. C.; Chakoumakos, B.C. - 1982 - Lanthanide, Y, Th, U, Zr and Hf minerals: selected structure descriptions. In: CERNÝ, P.(Ed.) – 1982 – MAC. *Short course in Granitic Pegmatitic in Science and Industry*, v. 8, p.239-265.
- Fleischer, M. – 1974 – New Mineral Names. *Amer. Mineral.*, v.59, p.208-212.
- Foord, E. E.- 1982 - Minerals of tin, titanium, niobium and tantalum in granitic pegmatites. In: CERNÝ, P.(Ed.) – 1982 – MAC. *Short course in Granitic Pegmatitic in Science and Industry*, v. 8, p. 187-238.
- Haggerty, S. E.- 1991- Oxide texture- A Mini Atlas. In: Lindsley(ED.)-1991- Oxide Minerals Petrologic and Magnetic Significance. *Min. Soc. Am. Rev. in Mineralogy*, v.25, p.129-219.
- Jones, A. P.; Wall, F.; Williams, C. T.(Eds.) - 1996 - Glossary of rare earth minerals, Appendix A. , p. 349-356. In: Jones, A. P.; Wall, F.; Williams, C. T.(Eds.) - 1996 - *Rare Earth Minerals. Chemistry, origin and ore deposits*. Chapman & Hall, London. 372p.
- Ramdhor, P.-1980 - The ore minerals and their intergrowths. *Int. Ser. in Earth Sci.*, v.25, Pergamon Press, Frankfurt, 1205p.

- Teixeira, N. P. – 1999 – Contribuição ao estudo das rochas granitóides e mineralizações associadas da Suite Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 508p. (+anexos).
- Vladykin, N. V.; Kovalenko, V. I.; Kashaev, A. A.; Sapozhnikov, . A. N.; Pisarkaya, V. A. – 1974 – A new silicate of calcium and zirconium, armstrongite. *Dokl. Akad. Nauk . SSSR*, 209, 1185-1188(In Russian).
- Voronina, L. B.; Gaydukova, V. S.; Dobrovól'skaya, N. V.; Korovushkin, V. V. – 1978 – Forms of occurrence of iron in cassiterite. *Geokhimiya*, 10, 1474-1490.(in Russian).

Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós

Marcelo Lacerda Vasquez – vasquez@interconnect.com.br
Evandro Luiz Klein e Paulo dos Santos Freire Ricci

CPRM – Serviço Geológico do Brasil / Belém-PA

A Província Tapajós está localizada na porção centro-sul do Cráton Amazônico. Os modelos evolutivos mais recentes (Tassinari, 1996; Santos et al., 2000; 2001 e Almeida et al. 2001), advogam uma evolução paleoproterozóica (2100 e 1780 Ma) para esta província, envolvendo acresção crustal de um ou mais arcos magmáticos, subsequente colisão com um cráton arqueano a leste, seguido de processos de cratonização deste orógeno. Neste contexto destacam-se os granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós, que marcaram a mudança do magmatismo calcio-alcálico orogênico (2033 a 1957 Ma) para o magmatismo calcio-alcálico alto potássio e alcálico aluminoso de ambiente extensional (1893 a 1870 Ma).

Na compartimentação da Província Tapajós adotada pelo Projeto PROMIN-Tapajós (Almeida et al., 2000; Bahia e Quadros, 2000; Ferreira et al. 2000; Klein e Vasquez 2000 e Vasquez e Klein, 2000), o domínio orogênico é composto por associações pré-colisionais de granitóides calcio-alcálicos de um arco magmático precoce (2033 a 2005 Ma) e por coberturas metavulcano-sedimentares de uma bacia de retro-arco (2100 Ma). A deformação dúctil e o metamorfismo de condições de fácies anfíbolito alto distinguem as associações pré-colisionais das pós-colisionais que são composta por bástólitos de granitóides calcio-alcálicos sintranscorrentes (1997 a 1957 Ma) às zonas de cisalhamento rúptil-dúctil NW-SE, posicionados em condições de no máximo fácies anfíbolito médio. O domínio extensional da província é composto por intrusões de granitóides e coberturas vulcânicas pós-transcorrentes afetadas predominantemente por tectônica rúptil e ausentes de metamorfismo regional.

No Projeto PROMIN-Tapajós os granitóides do arco magmático foram agrupados no Complexo Cuiú-Cuiú (CC), sendo compostos predominantemente por tonalitos e granodioritos gnáissicos e porfiroclásticos que hospedam enclaves microgranulares dioríticos e quartzo-monzodioríticos. Localmente estes ortognaisses exibem feições migmatíticas, mas o mais freqüente é uma foliação magmática de alta temperatura subparalela a deformação dúctil regional NW-SE, que evoluiu para um bandamento gnáissico (Almeida et al., 2001). Estruturas de cavalgamento oblíquo e lentes de leucogranitos peraluminosos a fortemente peraluminosos com foliação de baixo ângulo (granitóides colisionais?) também foram registradas pontualmente. Santos et al. (2000 e 2001) obtiveram idades U-Pb SHRIMP em zircão entre 2033 e 2005 Ma para os tonalitos e granodioritos do CC.

Ricci et al. (1999) agruparam os granitóides sintranscorrentes às zonas de cisalhamento NW-SE na Suíte Intrusiva Creporizão (SIC). São batólitos de granitóides com uma deformação rúptil-dúctil heterogênea, variando de milonitizados a indeformados. No geral predominam granodioritos e monzogranitos porfiroclásticos e granoblásticos, com foliação magmática subparalela à deformação regional NW-SE, e que localmente exibem microestruturas diagnósticas de condições de fácies anfíbolito médio. As idades Pb-Pb e U-Pb SHRIMP em zircão entre 1997 e 1957 Ma (Vasquez et al. 2000 e Santos et al. 2001) nos granitóides da SIC corroboram que trata-se de um magmatismo mais jovem que do CC.

Os batólitos de granitóides das suíte intrusivas Parauari (SIP) e Maloquinha (SIM) são controlados por lineamentos NNW-SSE e NE-SW predominantemente rúpteis, e apresentam extensas coberturas vulcânicas associadas. Na SIP predominam granodioritos e monzogranitos porfíricos, com biota, hornblenda e titanita, enquanto que na SIM ocorrem sienogranitos e feldspato alcalino granitos granulares, alguns portadores de hastingsita. As idades Pb-Pb e U-Pb SHRIMP em zircão entre 1893 e 1881 Ma nos granitóides da SIP e de 1882 a 1874 Ma para os granitos da SIM (Lamarão et al. 1999; Vasquez et al. 1999 e Santos et al. 2000), confirmam tratarem-se de magmatismos distintos, apesar da pequena defasagem temporal, e mais jovens que os dos granitóides do CC e SIC.

Nos diagramas multielementares os granitóides do CC e da SIC mostram padrões de enriquecimento de LILE em relação aos HFSE, típico de granitóides calcio-alcálicos, semelhantes aos das associações de arcos magmáticos de margens continentais ativas (Chile) e de arcos de ilha (Jamaica), os VAG de Pearce et al. (1984). Os termos mais evoluídos da SIC apresentam um maior enriquecimento em HFSE com anomalias de Ce e Sm, assemelhando-se ao padrão dos granitoides tardi a pós-colisionais hercínios (Querigut e Barousse), os COLG de Pearce et al. (1984).

A abundância e os padrões de ETR marcados pelo fracionamento de ETRP em relação aos ETRL, com ausência de anomalias de Eu corroboram a assinatura calcio-alcálica primitiva dos granitóides do CC. As freqüentes pequenas anomalias de Eu nos granitóides da SIC distingue-os dos padrões dos granitóides do CC, e denotam um magmatismo calcio-alcálico mais evoluído. O enriquecimento em ETRP e as pronunciadas anomalias de Eu nos granitos da SIC marcam um caráter mais evoluído que reforça as diferenças com os granitoides menos diferenciados da SIC.

Os granitóides da SIP também apresentam um padrão de semelhante ao das associações calcio-alcálicas tardi a pós-colisionais hercínias, mas o predomínio da tectônica rúptil e a ausência de metamorfismo nos corpos desta suíte apontam para um ambiente extensional. Problemas analíticos com o Ba dificultaram uma analogia mais segura, mas estes granitóides exibem um padrão semelhante aos das associações calcio-alcálicas extensionais da Província Basin and Range do oeste dos Estados Unidos (Smith et al.,

1990). Os padrões de ETR dos granitóides da SIP são similares aos de associações calcio-alcálicas, exibem pequenas anomalias de Eu e pouco fracionamento de ETRP em relação aos ETRL, mas granitóides mais evoluídos desta suíte exibem um maior enriquecimento em ETRP.

Os granitos da SIM apresentam marcante enriquecimento em LILE, anomalias negativas de Ba e positivas de Ce e Sm, assemelhando-se em parte com os padrões dos granitos intraplacas (WPG) de crosta atenuada (Skaegaard e Mull) de Pearce et al. (1984), e com os granitos tipo A do leste do Cráton Amazônico de Dall'Agnol et al. (1999). As concentrações de Rb, Th, Ta, Hf, Y, Yb mais elevadas neste granitos contrastam com as encontradas nos granitóides da SIP e conferem uma assinatura alcalina, ou tipo A, para os granitos da SIM. A abundância e os padrões de ETR nos granitos da SIM, com pronunciadas anomalias negativas de Eu e fracionamento de ETRL e enriquecimento em ETRP reforçam o caráter alcalino desta suíte granítica.

O metamorfismo e deformação dúctil nos granitóides do CC e da SIC atestam o caráter orogênico destes granitóides de afinidade calcio-alcálica. Em termos ambiente geotectônico e fonte de geração, as semelhanças composicionais com granitóides de arcos magmáticos são reforçadas pelo posicionamento destes granitóides no campo dos VAG do diagrama Rb x (Nb+Y). Contudo, a extensão dos granitóides da SIC para o campo dos WPG reflete uma maior contribuição crustal nos granitóides mais evoluídos desta suíte.

O predomínio da tectônica rúptil e a ausência de metamorfismo nos granitóides da SIP e da SIM indicam um ambiente extensional. No entanto, os granitóides calcio alcalinos alto potássio da SIP caem nos campos dos VAG e dos WPG do diagrama Rb x (Nb+Y), guardando uma forte assinatura relacionada a arcos magmáticos, apesar de alguma contribuição crustal. Enquanto, os granitos alcalinos da SIM predominarem no campo dos WPG estendendo-se para os dos Syn-COLG, refletindo uma significativa contribuição crustal.

Os granitóides da SIC guardam uma forte assinatura de magmatismo calcio-alcálico relacionado a arcos magmáticos, contudo o caráter sintranscorrente às zonas de cisalhamento NW-SE evidenciam que tratam-se de granitóides pós-colisionais, isto é uma magmatismo posterior ao pico de metamorfismo relacionado aos cavalgamentos colisionais, conforme Liégeois (1998).

A existência de um arco magmático de ~ 1970 Ma na Província Tapajós (Santos et. al., 2001) é fragilizada pela falta das bacias relacionadas e outras associações típicas destes ambiente. Além disso, a geoquímica somada a outras evidências petrológicas e estruturais reforçam que os granitóides calcio-alcálicos deste período (granitóides da SIC) estão relacionados ao magmatismo sintranscorrente pós-colisão do arco magmático Cuiú-Cuiú (2033 a 2005 Ma).

Um magmatismo calcio-alcálico (granitóides da SIP) volta a ocorrer cerca de 110 Ma depois, quando predomina uma tectônica extensional na porção leste da Província Tapajós e iniciaram as manifestações de magmatismo tipo A (granitos da SIM). Esta estreita associação com magmatismo de ambiente extensional da porção leste da província dificulta uma correlação com um possível arco magmático desta época, embora existam algumas evidências geoquímicas sugestivas. Alternativamente, os granitóides da SIP podem estar relacionados ao estágio pós-colisional do arco Tropas de ~ 1900 Ma (Santos et. al., 2001), na porção oeste da Província Tapajós.

Referências bibliográficas

- Almeida, M.E., Brito, M.F.L., Ferreira, A.L., Monteiro, M.A.S. 2000. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Nota explicativa, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, (em CD-rom).
- Almeida, M.E., Ferreira, A.L., Brito, M.F.L., Monteiro, M.A.S. 2001. Proposta de evolução tectono-estrutural da Província Tapajós com base na geologia das folhas Vila Mamãe Anã e Jacareacanga (1:250.000), região limite dos estados do Amazonas e Pará. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, 2: 57-114 (no prelo).
- Bahia, R.B.C. e Quadros, M.L.E.S. 2000. *Projeto Especial Província Mineral do Tapajós*. Geologia e recursos minerais da Folha Caracol (SB.21-X-C). Estado do Pará. Escala 1:250.000. Nota explicativa, CPRM-Serviço Geológico do Brasil. (em CD-rom).
- Dall'Agnol, R., Rämö, O.T., Magalhães, M.S. e Macambira, M.J.B. 1999. Petrology of anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos*, 46: 431-462.
- Ferreira, A.L., Almeida, M.E., Brito, M.F.L., Monteiro, M.A.S. 2000. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Jacareacanga (SB.21-Y-B). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Nota explicativa. CPRM- Serviço Geológico do Brasil. (em CD-rom)
- Klein, E.L., Vasquez, M.L. 2000. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho (SB.21-Z-A). Estado do Pará. Escala 1:250.000. Nota explicativa. CPRM-Serviço Geológico do Brasil. (em CD-rom).
- Ricci, P.S.F., Vasquez, M.L., Santos, A., Klein, E.L., Jorge João, X.S., Martins, R.C. 1999. Suíte Intrusiva Creporizão - Província Tapajós: proposta e critérios de definição. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 6, Boletim de resumos, 519-522.
- Lamarão, C.N., Dall'Agnol, R., Lafon, J.M. e Lima, E.F. 1999. As associações vulcânicas e plutônicas da Vila Riozinho e Morais de Almeida, Província Aurífera Tapajós, SW do Estado do Pará. In: SBG, Simp. Vulcanismo e Ambientes Associados, 1, Boletim de resumos, 93.
- Liégeois, J.P. 1998. Some words on the post-collisional magmatism – Preface to Special Edition on Post-collisional Magmatism. *Lithos*, 45: xv-xvii.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. e Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 8: 36-52.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., Mc Naughton, N.J., e Flecher, I.R. 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Research*, 3 (4): 453-488.
- Santos, J.O.S., Groves, D.I., Hartmann, L.A., Moura, M.A. e Mc Naughton, N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, 36: 278-299.
- Smith, E.I., Daniel, L., Feuerbach, D.L. e Naumann, T.R. 1990. Mid-Miocene volcanic and plutonic rocks in the Lake Mead area of Nevada and Arizona; Production of intermediate igneous rocks in an extensional environment. *Geol. Soc. Am. Memoir* 174: 169-194.
- Tassinari, C.C.G. O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de livre docência, 139p.
- Vasquez, M.L., Klein, E.L., Quadros, M.L.E.S., Bahia, R.B.C., Santos, A., Ricci, P.S.F., Sachett, C.R., Silva, C.M.G. e Macambira, M.J.B. 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós: novos dados geocronológicos. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 6, Boletim de resumos, 471-474.
- Vasquez, M.L., Klein, E.L., Macambira, M.J.B., Santos, A., Bahia, R.B.C., Ricci, P.S.F. e Quadros, M.L.E.S. 2000. Geochronology of granitoids, mafic intrusions and mineralizations of the Tapajós Gold Province - Amazonian Craton - Brazil In: International Geology Congress, 31, Abstracts volumes, (em CD-rom)
- Vasquez, M.L., Klein, E.L. 2000. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da folha Rio Novo (SB.21-Z-C). Estado do Pará. Escala 1:250.000. Nota explicativa. CPRM-Serviço Geológico do Brasil. (em CD-rom).

O Granito de Duas Micas Ney Peixoto, Nordeste do Estado do Pará: Caracterização Petrográfico-petroquímica e Contexto Tectônico

Raimundo Netuno Villas

Departamento de Geologia, Centro de Geociências da UFPA, netuno@ufpa.br

Introdução - A idade Rb-Sr de 544 ± 22 Ma em rocha total para o granito Ney Peixoto (Villas 1982) foi recentemente confirmada pelo método Pb-Pb em cristais de zircão, de maior confiabilidade, vindo a fornecer resultado que fixa a cristalização deste corpo há 549 ± 7 Ma (Palheta 2001). Trata-se da única rocha, até aqui descrita na região nordeste do estado do Pará, que foi formada durante o evento tectônico-termal brasileiro, o qual também está registrado no nefelina-sienito gnaiss Boca Nova, conforme indica a datação K-Ar de 580 ± 10 Ma em biotita, que foi interpretada como a idade do metamorfismo desta intrusão alcalina (João 1980). Essa singularidade levou à realização de um estudo petrográfico e petroquímico do corpo Ney Peixoto com vista a contribuir ao entendimento de seu posicionamento e significado tectônico naquela região.

Contexto Geológico - A intrusão granítica Ney Peixoto está exposta em uma pedreira que se encontra desativada há mais de 25 anos. Localiza-se a cerca de 35 Km a W da cidade de Ourém, a curta distância da margem esquerda do rio Guamá, em área bastante peneplanizada, o que torna impraticável estabelecer relações de contato com as rochas encaixantes. Nas circunvizinhanças estão mapeadas rochas eo-paleozóicas do arenito Guamá, terciárias inferiores do Grupo Barreiras e sedimentos quaternários (Costa 1998) que recobrem rochas do Grupo Gurupi, de idade paleoproterozóica e aflorantes nas cercanias de Ourém, nas quais certamente aquela intrusão está alojada. Também afloram, às proximidades, os corpos graníticos transamazônicos de Ourém, Jonasa e Cantão, além do nefelina-sienito de Boca Nova, de idade mínima (Rb-Sr) determinada em 723 ± 30 Ma (Villas 1982). Tanto o Grupo Gurupi como todas essas intrusões ocorrem no Cinturão Gurupi, que é separado do Cráton São Luis pela Zona de Cisalhamento Tentugal (ZCT), de direção NW-SE (Hasui *et al.* 1984).

Feições Petrográficas e Composição Mineralógica - O granito Ney Peixoto é relativamente homogêneo, sendo formado por rochas mesocráticas acinzentadas e de granulação média, embora variedades mais finas ou grossas também se façam presentes. Há uma incipiente foliação proporcionada pela disposição dos cristais de mica em planos com orientação preferencial $N160^\circ Az$, que deve refletir um alojamento em fase de atenuação tectônica do evento brasileiro.

A composição modal revela microclina perítica (27,3 a 45,2%), quartzo (30,4 a 39,7%), oligoclásio (18,3 a 25,3%) com teor de An variando de 13 a 17%, biotita (0 a 6,7%) e muscovita (1,3 a 11,8%), o que permite classificar as rochas como sienito a monzogranitos. Nas amostras mais homogêneas e mais representativas do corpo Ney Peixoto, a microclina é o mineral dominante, seguido de perto pelo quartzo e, em proporções menores, pelo oligoclásio. Biotita predomina sobre a muscovita e, juntas, raramente perfazem mais do que 15 % do volume da rocha. Nas porções leucocráticas das amostras bandadas, o feldspato potássico é ainda mais abundante e as micas não chegam a totalizar mais do que 2% do volume da rocha. Um quadro similar se constata nas porções pegmatóides, mas nessas a ausência da biotita é quase completa e a muscovita, sozinha, pode atingir proporções da ordem de 10%. Dentre os minerais acessórios primários figuram zircão e apatita, que normalmente desenvolvem diminutos cristais euédricos, além de fases opacas (magnetita e ilmenita). Como fases secundárias, de origem hidrotermal, ocorrem clorita (em substituição à biotita), mica branca (em substituição aos feldspatos, especialmente o plagioclásio) e fases opacas, estas últimas resultantes, em grande parte, da desestabilização da biotita. Em alguns domínios epidoto e calcita preenchem planos de fratura, com alguns cristais de epidoto de forma prismática e tamanho centimétrico.

A textura é inequigranular xenomórfica a hipidiomórfica, porém as variedades mais finas tendem a ser equigranulares. De modo geral, à exceção de alguns megacristais de microclina das faixas leucocráticas, a maioria dos grãos minerais apresenta basicamente o mesmo espectro de variação dimensional (0,3 a 1,5 mm). Os contatos entre os cristais são, via de regra, bastante irregulares, havendo comumente interpenetrações que geram reentrâncias lobulares. Embora raras, distinguem-se junções tríplices entre os cristais de feldspato do mesmo tipo.

Seqüência de Cristalização - Durante a maior parte da história da cristalização, predominaram as reações cotéticas e eutéicas em que houve precipitação simultânea dos minerais essenciais. Relações texturais, contudo, em que pesem as ambigüidades especialmente em sistemas graníticos, e assumindo como pouco significativos os reajustes em condições subsolidus, sugerem uma seqüência de cristalização iniciada com zircão e apatita, seguida de quartzo, oligoclásio e biotita, nesta ordem, e finalmente de microclina e muscovita. Corrobora essa interpretação, a substituição do oligoclásio por microclina e da biotita por muscovita, denunciando o enriquecimento dos líquidos residuais em potássio e alumínio.

Características Geoquímicas - Os dados químicos mostram que o granito Ney Peixoto é composto por rochas ricas em SiO₂ (69,5 a 72,4%), Al₂O₃ (15,1 a 17,3%), K₂O (4,24 a 6,53%) e Na₂O (3,17 a 3,62%), e pobres em TiO₂ (0,04 a 0,34%), FeO (0,17 a 2,02%), Fe₂O₃ (0,38 a 1,40%), CaO (0,79 a

1,40%) e MgO (0,10 a 0,64%). Trata-se, assim, de rochas peraluminosas com índice de saturação em alumina (ISA) entre 1,11 e 1,31 e córindon normativo entre 1,82 e 4,5%. A soma de $\text{FeO}_t + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ (0,72 a 3,86 %) varia inversamente com SiO_2 , à semelhança do que é constatado em várias outras intrusões peraluminosas (Sylvester 1998). As razões Rb/Sr (1,40 a 2,28) e Rb/Ba (1,56 e 2,63) são comparáveis, porém, em relação ao CaO, que é um parâmetro comumente utilizado para dar suporte à cristalização fracionada, as primeiras mostram uma distribuição linear, de gradiente negativo, em flagrante contraste com as outras, cuja distribuição é caótica. Os teores médios de Li, B e Be são, respectivamente, 77, 20 e 3 ppm. Ga tem concentração relativamente uniforme (20 a 28 ppm), o mesmo não acontecendo com Y (18 a 36 ppm), Nb (11 a 33 ppm) e Zr (93 a 271 ppm). A soma dos teores dos elementos terras raras é variável, indo de 46,1 a 204,2 ppm, com dominância das terras raras leves sobre as pesadas, o que confere um padrão de distribuição caracterizado por moderada inclinação ($\text{La}_n/\text{Yb}_n = 27$ a 75,5) e no qual se destaca uma expressiva anomalia negativa de Eu. Este padrão é muito similar aos dos granitos fortemente peraluminosos arqueanos SP3 de Sylvester (1994).

Dentre os minerais, foram analisados quimicamente apenas as micas e os feldspatos. Para uma base de 11 átomos de oxigênio, a biotita e a muscovita têm para fórmula estrutural, respectivamente, $\text{K}_{0,91}\text{Fe}_{1,32}\text{Mg}_{0,84}\text{Ti}_{0,14}\text{Al}^{\text{VI}}_{0,36}[\text{Si}_{2,65}\text{Al}^{\text{IV}}_{1,35}]\text{O}_{11}\cdot\text{H}_2\text{O}$ e $\text{K}_{0,94}\text{Fe}_{0,29}\text{Ti}_{0,03}\text{Mg}_{0,10}\text{Al}^{\text{VI}}_{1,66}[\text{Si}_{3,10}\text{Al}^{\text{IV}}_{0,90}]\text{O}_{11}\cdot\text{H}_2\text{O}$. As análises para o plagioclásio e microclina foram parciais e mostraram composições médias de $\text{Ab}_{78,11}\text{An}_{16,64}\text{Or}_{5,25}$ e $\text{Ab}_{14,4}\text{An}_{0,21}\text{Or}_{85,4}$ respectivamente.

O Ambiente Tectônico da Intrusão Ney Peixoto - As características mineralógicas (abundância de muscovita + biotita; plagioclásio com teor de An entre 10 e 40 % e feldspato potássico pertítico com teor de Or > 75 %) e químicas ($\text{SiO}_2 > 69$ %; $\text{ISA} > 1,1$; $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO} = 2,51$ a 4,01; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,21$ a 1,70; $\text{MgO}/\text{FeO}_t = 0,10$ a 0,26; $\text{MgO}/\text{MnO} = 1,10$ a 8,40; $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 = 47,05$ a 79,04), além da razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)} = 0,706$ (Villas 1982) e do valor de $\varepsilon_{\text{Nd}} = -7,38$ a $-8,50$ (Palheta 2001) permitem relacionar o corpo Ney Peixoto a um ambiente de colisão continental, de acordo com os critérios propostos por Maniar & Piccoli (1989), Sylvester (1998) e Barbarin (1999). Entretanto, usando-se o diagrama Rb x (Y+Nb) de Pearce (1996), observa-se que as amostras desse granito concentram-se próximas da junção dos campos dos granitos de arcos vulcânicos, sin-colisionais e intraplacas, e, portanto, dentro do espaço onde se superpõem os granitos pós-colisionais. Bem a propósito, Sylvester 1998) assinala que a grande maioria dos granitos fortemente peraluminosos se aloja após o clímax do espessamento crustal e que eles ocupam um quadrilátero restrito no diagrama $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ x $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$. As amostras do granito Ney Peixoto, com razões $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ em torno de 0,3 e $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ entre 47 a 79, caem nesse polígono e amplamente coincidem com granitos alpinos de similar natureza.

Em que pesem essas características, o ambiente colisional na região do Gurupi (NE do Pará e NW do Maranhão) só está delineado no Paleoproterozóico, destacando-se a ZCT como uma provável zona de sutura (Yamaguti 2000). Orogêneses colisionais neoproterozóicas, por outro lado, foram comuns durante a construção do Gondwana. No meio norte do Brasil, a Faixa Araguaia é o mais notável exemplo (Alvarenga *et al.* 2000), com sua extremidade norte desaparecendo sob as formações paleozóicas da Bacia do Parnaíba, cuja borda norte recobre as rochas do Cinturão Gurupi. As cadeias panafricanas dos Roquelides e Daomeides são exemplos encontrados na África Ocidental as quais, em tempos pré-deriva mesozóica, podem ter tido continuidade física com a região do Gurupi (Abreu 1990). Reflexos desses eventos tectônicos neoproterozóicos seriam esperados nesta região e o granito brasileiro Ney Peixoto poderia ter sido um resultado isolado do aumento de energia termal em resposta a ajustes de blocos crustais, via movimentos tangenciais, à já esmorecente compressão dos estágios finais dessas orogêneses.

As razões CaO/Na₂O e Al₂O₃/TiO₂ combinadas com as razões Rb/Ba e Rb/Sr do corpo Ney Peixoto apontam para o magma fontes ricas em aluminossilicatos com alguma contribuição de rochas de metaígneas intermediárias (Sylvester 1998). De um modo geral, esse é o quadro composicional das rochas que compõem o Cinturão Gurupi.

Referências Bibliográficas

- Abreu F. A. M. 1990. *Evolução geotectônica do pré-cambriano da região meio norte do Brasil e sua correlação com a África Ocidental*. Centro de Geociências, UFPA. Tese de doutorado, 441 p.
- Alvarenga C.J.S., Moura C.A.V., Gorayeg P.S.S, Abreu F.A.M. 2000. Paraguay and Araguaia belts. In: *Tectonic evolution of South America*, Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (ed.), 31st Intern. Geol. Congress, Rio de Janeiro, p. 183-194
- Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* **46**: 605-626
- Costa J. L. (org.).1998. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Geologia e Metalogênese da Folha Castanhal (SA-23-V-C), estado do Pará, escala 1:250.000. Brasília, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 136p.
- Hasui Y.; Abreu F. A. M.; Villas R. N. 1984. Província Parnaíba. In: Almeida F. F. M. & Hasui Y. (coord.), *O Pré-cambriano do Brasil*, São Paulo, Edgard Blücher, p. 36-44
- João X. S. J. 1980. O litchfeldito Boca Nova no nordeste do estado do Pará: aspectos petroquímicos e implicação econômica. Inédito
- Maniar P. D.; Piccoli P. M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Bull. Geol. Soc. Amer.* **101**: 635-643
- Palheta E. S. M. 2001. *Evolução geológica da região NE do Pará com base em estudos estruturais e isotópicos de rochas granitóides*. Centro de Geociências, UFPA. Tese de mestrado, 105p.
- Pearce J. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, **19**: 120-125
- Sylvester P. J. 1994. Archean granitic plutons. In: Condie K.C. (ed.) *Archean crust evolution*. Elsevier, New York, p. 261-314.
- Sylvester P. J. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos* **45**: 29-44
- Villas R. N. 1982. Geocronologia de intrusões ígneas na bacia do rio Guamá. In: Simpósio de Geologia da Amazônia I, SBG, Belém, **1**: 233-247
- Yamaguti H. S. 2000. *Mineralização aurífera de Montes Áureos (Maranhão): rochas hospedeiras, controles deposicionais e fluidos mineralizantes*. Centro de Geociências, UFPA. Tese de mestrado, 79p.

Paleogeografia do Município de Bragança, NE do Estado do Pará, Durante o Cenozóico.

João Revelino Caldas de Almeida¹

João Batista Sena Costa²

Maurício da Silva Borges³

1. Universidade Federal do Pará - CPGG (revelino@ufpa.br)

2. Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências (jsena@ufpa.br)

3. Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências (mauricio@ufpa.br)

Resumo – As principais características morfológicas da região nordeste do Estado do Pará estão diretamente relacionadas com a tectônica meso-cenozóica que responde pela fragmentação do Gondwana resultando na formação do Oceano Atlântico Equatorial e da margem passiva. A área investigada faz parte da bacia de Bragança-Viseu, que evoluiu a partir da incidência da tectônica extensional no nordeste do Estado do Pará, desde o Jurássico Superior. No Mioceno, essa região foi submetida à tectônica transtensional que gerou falhas normais de direção NW-SE e falhas transcorrentes dextrais E-W e NE-SW. Esse evento tectônico gerou extensas áreas abatidas e corredores que facilitaram a transgressão do mar até 150 Km dentro do continente a partir da linha de costa atual; dessa forma, desenvolveu-se a sequência carbonática Pirabas. Na região do município de Bragança-Pa não há registros de deposição dessa sequência, o que permite deduzir que essa área permaneceu emersa durante o avanço do mar. Os dados geológicos atuais sugerem que esse quadro morfológico é controlado por estruturas decorrentes da tectônica transtensional. Os principais resultados dessa investigação são apresentados neste Simpósio.

1 – Introdução

O estudo concentrou-se no município de Bragança – Pa, (fig. 01) que se encontra na região nordeste do Estado do Pará, na micro-região Bragantina.

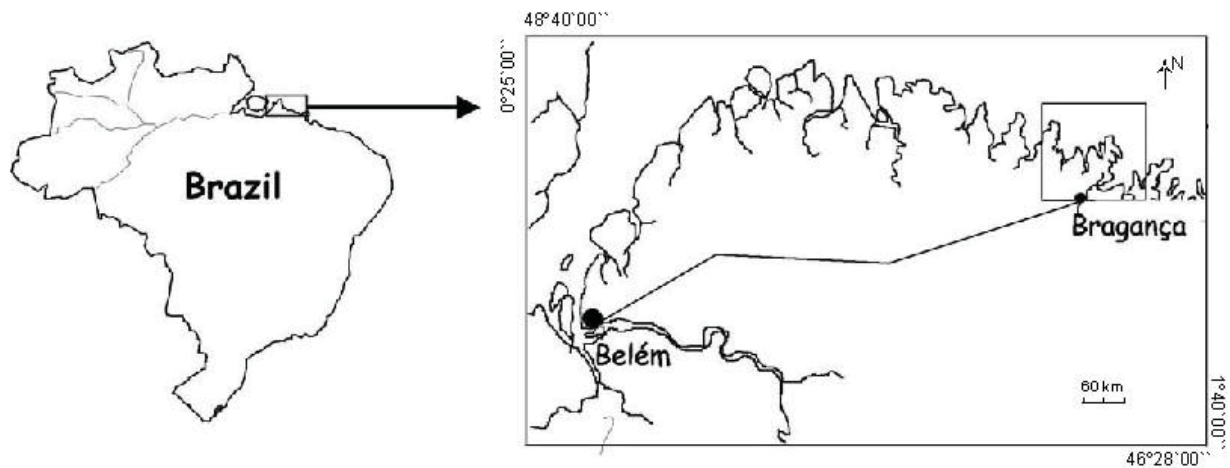


FIG. 01 - Localização da área de estudo (modificado de Cohen & Lara, 1999).

Os dados apresentados por Ferreira (1982), visando o mapeamento das ocorrências de calcário da região Bragantina, no município de Capanema, através de métodos geofísicos (Eletrorresistividade, Magnetometria e Sondagem Mecânica) indicaram que não há ocorrência dessas rochas à leste da área desse município. Portanto, essa região teria funcionado como anteparo à penetração do Mar de Pirabas, sugerindo a existência de um alto estrutural. (fig. 02).

Nas sondagens realizadas próximo à cidade de Capanema, onde os calcários da Formação Pirabas são explorados industrialmente, foram registrados que cerca de 80% do pacote sedimentar depositou-se sobre o embasamento cristalino. Os dados indicam também que nessa área as sequências carbonáticas revelaram dois valores distintos de resistividade. Esse fato pode estar relacionado à história tectônica da área ou a paleotopografia (Ferreira, *op cit*). A primeira hipótese sugere que os sedimentos da Formação Pirabas depositaram-se imediatamente sobre o embasamento, com a maior quantidade de argila concentrada na parte superior do pacote. Após o Mioceno teria ocorrido reativação das estruturas culminando com soerguimento do embasamento sob forma de um bloco alongado na direção NE-SW, ao mesmo tempo em que se formavam estruturas secundárias como falhas e dobras. Em seguida, devido à intensa erosão do pacote superior, a camada inferior aproximou-se do nível de base da região. Onde o embasamento está mais elevado teria sido depositado os dois tipos de calcário. A segunda hipótese sugere que os sedimentos da Formação Pirabas depositaram-se sobre um bloco do embasamento que integrava a paleotopografia. Os sedimentos depositados nesse local teriam características diferentes dos demais em virtude do ambiente de deposição nessa paleotopografia, ser mais raso, portanto, com menos contribuição terrígena.

2 - Apresentação dos dados de interesse deste trabalho

Na área verifica-se que:

- não há ocorrência de rochas carbonáticas como observado nos municípios de Capanema, São João de Pirabas e Maracanã;

- os dados adquiridos por Ferreira, (*op cit.*) não acusaram a presença de calcário em direção a leste do município de Capanema. Os registros são inerentes à ocorrência do embasamento cristalino, imediatamente abaixo de sedimentos quaternários, provavelmente pertencentes ao Grupo Barreiras ou a fluxos de detritos da sequência Pós-Barreiras.

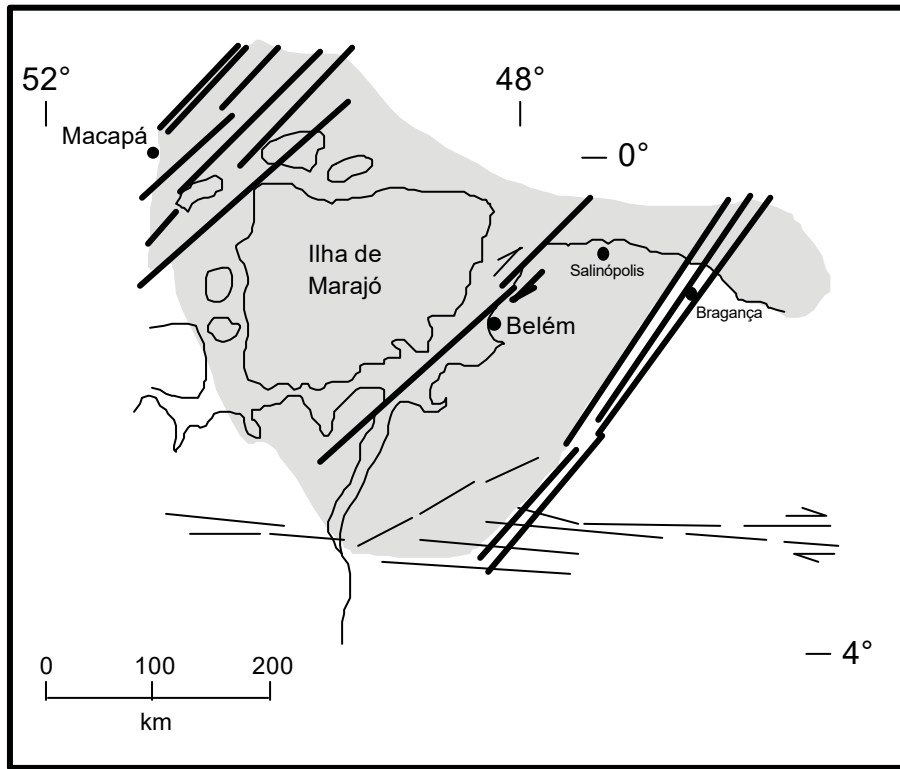


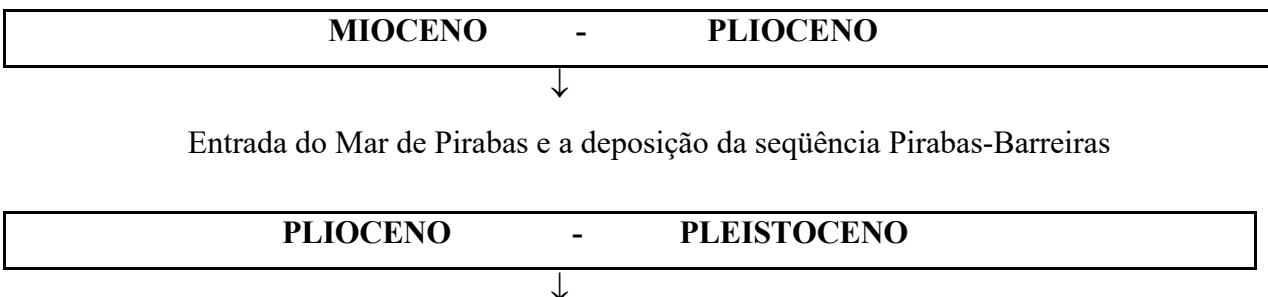
FIG. 02 - Estruturas maiores do Neoterciário do NE do estado do Pará. Pontilhado: seqüência Pirabas-Barreiras. Notar a disposição da deposição em relação à área de estudo (Costa *et al.*, 1996).

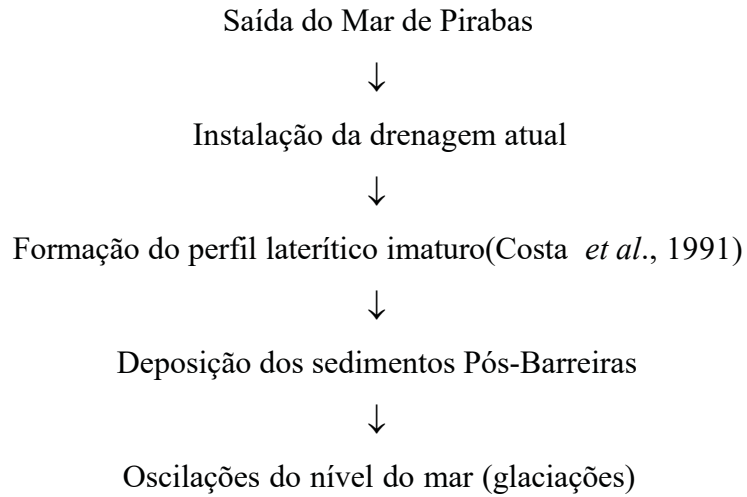
3 - Interpretações

Tectônica - Nesta oportunidade foram considerados como fundamentais, para a definição dos limites do Mar de Pirabas, os seguintes aspectos: o mar só conseguia ingressar onde existia paleoestuários, ou seja, nas áreas baixas. Com a entrada do mar os canais alargavam-se e transformavam-se em baías. Em muitas áreas na região nordeste do Estado do Pará esse tipo de morfologia está bem evidenciado. Entretanto, o rio Caeté, no município de Bragança, é um exemplo de um canal que manteve sua morfologia; isso é uma evidência de que o mar não invadiu nessa área.

Controle Estrutural – a presença de altos estruturais fez com que o curso do Mar de Pirabas fosse desviado para áreas adjacentes mais baixas. Do ponto de vista morfológico, a região de Bragança não mudou muito e ainda permanece elevada.

Assim, o seguinte quadro sinóptico pode ser considerado para a área:





4 - Referências

- COHEN, M. C. L. & LARA, R. J. 1999. Temporal changes mangrove vegetation boundaries in Amazônia: application of GIS and remote sensing techniques.
- COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y.; BORGES, M. S.; FERREIRA JÚNIOR, C. R. P.; BEZERRA, P. E. L.; COSTA, M. L da; FERNANDES, J. M. G. 1996. Neotectônica da Região Amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. In: Geonomos - Revista de Geociências. CPMTC, Instituto de Geociências – UFMG. Vol. IV.
- COSTA, M. L. da; ANGÉLICA, R. S.; AVELAR, J. O. G. 1991. Outeiro e Mosqueiro: exemplos de evolução laterítica imatura. In: Anais do III Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém. Pp 479-494.
- FERREIRA, J. B. 1982. Métodos geofísicos aplicados ao mapeamento geológico numa área da Região Bragantina – Pará. Belém, Universidade Federal do Pára, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. (Dissertação de Mestrado).

Os relevos morfo-estruturais de Monte Alegre, oeste do Estado do Pará.

Ruth Léa Bemerguy
João Batista Sena Costa
Maurício da Silva Borges
Osmar Guedes da Silva Júnior

UFPA/CG/Departamento de Geologia, e-mail ruthlea@ufpa.br

Os relevos morfo-estruturais na região oeste do Estado do Pará estendem-se desde a cidade de Juruti, na margem direita do Rio Amazonas até a cidade de Monte Alegre na margem oposta, passando pela cidade de Santarém. Estão incluídos totalmente nas folhas SA.21-X-D (Alenquer), SA.21-Z-B (Santarém), e parcialmente nas folhas SA.21-X-C (Óbidos) e SA.21-Z-A (Parintins), compreendendo um retângulo limitado pelos meridianos 54° 00' W Gr. e 57° 00', e paralelos 1° e 3° de latitude sul, abrangendo uma área de aproximadamente 44.000 km².

Nesta região o relevo é delineado por morfo-estruturas, representadas por cuestras, relevos dômicos, relevos vulcânicos e blocos soerguidos. Além dessas, dominam interflúvios tabulares com eventuais morros isolados.

O relevo de cuestras ocorre como uma faixa disposta na direção NW-SE, exhibe serras homoclinais alternadas com vales subseqüentes, apresenta o nível de topo na faixa da cota de 500 m, mas localizadamente atinge a cota de 765 m, e tem o fronte dissecado em gargantas, por onde escoam drenagens de baixa ordem pertencentes às sub-bacias dos rios Curuá e Maicuru, ambos tributários do Rio Amazonas e superimpostos à estruturação geral.

A expressão dessa morfo-estrutura dentro da área é caracterizada por três principais seqüências de serras modeladas em rochas paleozóicas de idade permo-carbonífera. Os reversos das serras têm declives topográficos para nordeste e situam-se ao nível da cota de 200 m, atingindo no máximo a cota de 231 m; os fronts são festonados e contínuos, dissecados em vales fechados. O retrocesso do fronte é evidenciado por remanescentes de serras isoladas, por vezes alinhadas com formas triangulares (*flatirons*), que marcam o limite com o relevo de colinas tabulares modelado nos arenitos da Formação Alter do Chão.

Uma outra feição morfo-estrutural corresponde aos relevos vulcânicos representados por dezenas de diques do Diabásio Penatecaua, que se destacam em relação ao sistema de relevo colinoso e aquele de serras homoclinais orientados sistematicamente nas direções N-S e NNE-SSW. O controle estrutural dessas rochas é evidenciado por cristas e traços lineares nos fronts de cuestra e nos sistemas de vales cataclinais, cataclinais de reverso e anaclinais.

Entre o baixo curso do Rio Maicuru e o Rio Amazonas, na altura da cidade de Monte Alegre, a morfo-estrutura tem as características de um domo em estágio de maturidade erosiva conhecido

regionalmente como “Domo de Monte Alegre”. Essa feição é composta por serras homoclinais dispostas em meio-círculos, intercaladas por vales ortoclinais e cortadas por vales anaclinais e cataclinais de reverso, tendo sido modelada em rochas paleozóicas. O nível de topo varia entre as cotas de 180 m a 200 m, e atinge excepcionalmente a cota de 440 m na Serra do Itaujuri, no nordeste daquele conjunto de serras. Em contraste, o seu núcleo foi dissecado em colinas pequenas, em média com 1,5 km², cujo nível de topo varia entre as cotas de 25 m a 35 m. A porção meridional dessa morfo-estrutura acha-se truncada por uma escarpa de linha de falha, que corresponde ao limite entre as rochas paleozóicas e as rochas da Formação Alter do Chão.

Na parte sul do compartimento desponta a outra expressão morfo-estrutural evidenciada por um sistema de serras tabulares de topos extensos individualizadas em dois blocos pela superimposição do Rio Tapajós, na direção N-S, até desaguar no rio Amazonas. Na margem esquerda daquele rio, o relevo de serras tem topos alongados nas direções N-S e NNE-SSW nivelados na cota de 100m, e eventualmente as cotas atingem 176m; o perfil da vertente é convexo e tem os contrafortes e vales fechados e orientados na direção NW-SE. Em direção as margens do Rio Tapajós o relevo é colinoso e apresenta cotas que variam de 15 m a 40 m, por vezes as colinas são interrompidas por planícies fluviais restritas. Essa morfologia responde pelas dobras e cavalgamentos que afetaram os sedimentos da Formação Alter do Chão nessa região.

As características morfológicas das serras se repetem na margem oposta do Rio Tapajós, todavia, a morfometria é distinta, o topo é nivelado na cota de 200 m e o desnível em relação as margens é de 150 m, podendo chegar a 190 m. Nessa margem, os topos das serras são orientados na direção NE-SW e dissecados em vales fechados na direção NW-SE; o fronte voltado para a margem do rio é escarpado. A continuidade desse relevo para leste mostra uma queda gradativa do nível de topo para cotas de 100 m e 150 m; e nesse caso, a morfologia é própria de uma superfície de aplainamento com perfis de vertentes convexos dissecados pelos rios Mojui, Curuá-Una e Curuatinga e seus tributários.

O sistema de serras tabulares da Formação Alter do Chão está presente também no extremo noroeste do compartimento, sendo caracterizado por topos nivelados na cota de 100 m que atingem eventualmente a cota de 166m, baixas declividades, e perfis de vertentes côncavos. Os topos são alongados na direção NW-SE, com ravinas nas direções N-S e NNE-SSW, e as vertentes têm declividades baixas; a base é estabelecida na cota de 50 m, e a partir desse nível aparece o sistema colinoso que abriga o vale encaixado do Rio Trombetas, com margens escarpadas a 50 m desde a cidade de Oriximiná até a sua foz. Estes escarpamentos se prolongam na margem esquerda do Rio Amazonas até atingirem a cidade de Óbidos. No trecho entre a cidade de Oriximiná e a Lagoa Itapecuru a escarpa é subvertical e tem 5,5 km de extensão.

Remanescentes isolados dessas serras ao nível da cota de 359 m acompanham a direção NW-SE e se destacam, além da amplitude, por apresentarem topos restritos e escarpas subverticais, a exemplo daquela próxima à cidade de Óbidos.

Entre o baixo curso do Rio Trombetas e a margem esquerda do Rio Amazonas, a Lagoa de Sapucaá estende-se na direção NW-SE, integrando-se a Planície Amazônica; a porção setentrional é circundada por cotas entre 38 m e 50 m, e a leste as margens são escarpadas ao nível de 50 m.

Nessa região a Planície Amazônica é inteiramente constituída por sedimentos holocênicos e muito bem desenvolvida ao longo de ambas as margens do Rio Amazonas: os limites de sedimentação definem bem os cordões arenosos e barras em pontal; paleocanais são comuns na foz dos rios Curuá e Maicuru, e na margem direita do Rio Amazonas entre Juruti e Curuá. Nela, sobressaem-se lagos de dimensões métricas a quilométricas, alguns dos quais seguindo estruturas orientadas nas direções E-W e NE-SW.

As estruturas neotectônicas maiores da região oeste do Estado do Pará estabelecidas por Costa et al., 1996, permitiram juntamente com a análise do relevo e da drenagem a definição do compartimento morfotectônico Baixo-Tapajós (Bemerguy, 1997). Dessa forma, foram caracterizados os dois momentos principais de evolução da paisagem: dois conjuntos de estruturas neotectônicas que se relacionam à evolução do Terciário Superior e do Quaternário. As estruturas do Terciário Superior são predominantemente dobras fechadas a abertas, orientadas preferencialmente nas direções NE-SW e ENE-WSW e com planos axiais subverticais. Tais estruturas foram mapeadas, em escala regional, através da interpretação de linhas sísmicas por Travassos & Barbosa Filho (1990), que demonstraram também suas relações com as falhas transcorrentes dextrais de direção E-W e projetadas nos sedimentos da Formação Alter do Chão. Associado ao desenvolvimento das dobras existe ainda as falhas inversas que, em alguns casos, compõem estruturas em flor positiva. Tais feições são observadas nas falésias fluviais sustentadas por arenitos da Formação Alter do Chão, na margem direita do Rio Tapajós.

O relevo expresso por serras com cotas de até 200 metros, na parte sudeste desse compartimento responde, em grande parte, pelas estruturas compressivas, bem como parte do sistema de drenagem que corre para NE-SW. Tais feições morfológicas estendem-se para as partes nordeste e sudoeste, além dos limites deste compartimento, configurando-se um segmento compressivo com extensão superior a 400 km. Admite-se ainda que os sistemas de serras da região de Monte Alegre e a própria feição dômica homônima são feições decorrentes da formação das dobras.

A paisagem do Terciário Superior, dominada por forte gradiente de relevo, experimentou importantes modificações no Quaternário a partir da propagação de falhas normais e falhas transcorrentes definindo uma junção tríplice, cujos ramos interagem na região do município de

Santarém. O ramo sul é formado por falhas normais orientadas na direção NNE-SSW que controlam o baixo curso dos rios Curuá e Trombetas e o trecho do Rio Amazonas entre as cidades de Óbidos e Monte Alegre; serras alinhadas na direção NW-SE e com cotas de até 100 m também são atribuídas a desnivelamentos impostos pelas falhas normais, a exemplo dos vários meandros abandonados, das largas planícies de inundação, dos extensos depósitos pleistocênico-holocênicos, dos numerosos lagos alinhados na direção NW-SE e do bloqueio da foz do Rio Tapajós e a consequente formação do Lago Grande. O terceiro ramo, formado por falhas transcorrentes, estende-se na direção NE ao longo do Rio Amazonas.

Na região compreendida entre as cidades de Santarém, Alenquer e Monte Alegre, a Planície Amazônica alcança 80 km de largura e o sistema de drenagem mostra anomalias que se expressam por múltiplos canais, diversos lagos isolados ou ligados aos tributários menores e vários meandros abandonados. Tais anomalias estão intimamente relacionadas à interação dos ramos R_1 , R_2 , T_1 da junção tríplice do Baixo Tapajós.

Referências Bibliográficas

- BEMERGUY, R. L. 1997. *Morfotectônica e Evolução paleogeográfica da Região da Calha do Rio Amazonas*. Curso de Pós-graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará, Belém, Tese de Doutorado, 200 p.
- COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y.; BORGES, M. S.; FERREIRA JÚNIOR, C. R. P.; BEZERRA, P. E. L.; FERNANDES, J. M. G.; COSTA, M. L. 1996. Neotectônica da região amazônica: aspectos, tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. *GEONOMOS*. Revista de Geociências. Belo Horizonte, 4(2): 23-44.
- TRAVASSOS, W. A. S. & BARBOSA FILHO, C. M. 1990. Tectonismo Terciário na Área do Rio Tapajós, Bacia do Rio Amazonas. *Bol. Geociênc. Petrobrás*. Rio de Janeiro, 4(3): 221-340.

O relevo da Amazônia: uma abordagem morfométrica e morfológica ao longo do Rio Amazonas

Ruth Léa Bemerguy
João Batista Sena Costa
Maurício da Silva Borges
Osmar Guedes da Silva Júnior

UFPA/CG/Departamento de Geologia, e-mail ruthlea@ufpa.br

Este trabalho foi executado em parte das seguintes folhas: SA. 21 (SANTARÉM); SA.22 (BELÉM); e NA. 22/NB. 22 (MACAPÁ). Os objetivos da pesquisa foram dirigidos para a calha do Rio Amazonas, em particular nos trechos entre Manaus e Monte Alegre, Monte Alegre e Gurupá, e de sua foz, envolvendo 16 folhas na escala de 1: 250. 000.

O relevo da área adjacente a calha do Rio Amazonas é claramente identificado no mapa morfométrico (Bemerguy, 1997) através da análise dos dados de amplitude e declividade, os quais permitem a aplicação dos termos topográficos: planalto, planície e depressões.

O relevo de planaltos é caracterizado por apresentar pequena amplitude, menor que 300 m, e eventualmente atinge altitudes superiores a 400 m. As declividades variam de muito baixas, menores que 3^o, até altas, maiores que 20^o. As últimas comuns em vales fechados, via de regra nos topos das serras, e em vales encaixados ou superimpostos como o Rio Maicuru.

Este relevo, onde associado às rochas sedimentares da Formação Alter do Chão apresenta topos tabulares e extensos, dissecados em escarpas erosivas delimitadas por rupturas de declive em diferentes níveis topográficos. Em conjunto com o relevo de depressões é o quadro morfológico dominante na área, bordejando o vale do Amazonas, e com grande expressão entre as cidades de Manaus e Oriximiná; e entre os rios Tapajós e Tocantins. A superfície de aplainamento que marca o topo desse relevo de planalto corresponde na Folha SA.21 (Santarém) ao Pediplano Plio-pleistocênico, e os seus níveis de embutimento que coalescem com o relevo de depressões correspondem ao Pediplano Neo-pleistocênico (Nascimento et al., 1976). O desenvolvimento do perfil laterítico imaturo (Costa, 1991; Fernandes Filho, 1997) seguido pela instalação da superfície de erosão plio-pleistocênica (Nascimento et al., 1976), que pode ser reconhecida desde a cidade de Manaus até o litoral paraense e correlacionada ao ciclo Velhas (King, 1956), marca um período de estabilidade tectônica. Neste período as áreas "altas" foram fortemente dissecadas e o sistema de drenagem deve ter sido ampliado.

Em contraste com aquela configuração morfográfica, o relevo de planaltos também define uma morfo-estrutura em cuesta, a qual é individualizada entre os rios Trombetas e Paru, por serras homoclinais com escarpas contínuas modeladas na seqüência de rochas paleozóicas da Bacia do Amazonas, e cortadas transversalmente em toda a sua extensão por diques do Diabásio Penatecaua de

direção NNE-SSW. Um conjunto de serras dispõe-se na direção NW-SE acompanhando a direção do curso do Rio Trombetas até a cidade de Monte Alegre, com reverso suave NE-SW e o fronte voltado para NE; o outro conjunto inflete para NE-SW com reverso NW-SE e fronte voltado para NW.

As escarpas são contínuas e realçam conjuntos rochosos de constituição litológica distinta com os fronts dissecados por vales cataclinais e cataclinais de reverso que refletem o escoamento geral da drenagem para sudeste na margem esquerda do Rio Amazonas. Completando o arranjo da drenagem, alguns tributários alojam-se nas depressões ortoclinais, a exemplo dos rios Curuá e Erepecuru.

A Ilha de Marajó e o litoral do Estado do Pará, apesar de mapeados por Barbosa et al., (1974) como os planaltos rebaixados, não se ajustam às características morfométricas estabelecidas para o relevo de planaltos. Por isso, parece mais adequada a denominação de depressão para a porção ocidental da Ilha de Marajó e de tabuleiros paraenses para os interflúvios da planície costeira daquele estado, como denominados pelo IBGE (1993).

As depressões encaixam-se entre as áreas de planícies e planaltos com cotas inferiores a 100 m, e declividades muito baixa e baixa, entre 3° e 9° . As declividades médias entre 9° e 20° aparecem entre os vales dos rios de ordem mais baixa, identificadas pelas bordas erosivas dos topos de serras e morros. Onde elaboradas no domínio litológico da Formação Alter do Chão representam as áreas mais rebaixadas dos planaltos caracterizadas por relevos colinosos de topos tabulares extensos, com rupturas de declives bem delimitadas ao nível da planície do Rio Amazonas e seus tributários principais. Já na Ilha de Marajó o modelamento em sedimentos pleistocênicos exhibe diferentes níveis de terraços em coalescência com a planície fluvial pleistocênico- holocênica que a circunda. Esse nível de aplainamento foi denominado de Pediplano Pleistocênico por Barbosa et al. (1974).

Com relação às planícies fluviais, a passagem por vezes é gradativa; neste caso, a constituição litológica define o limite entre esses tipos de relevo. Entre vários exemplos, destaca-se o trecho na margem direita do Rio Amazonas desde Manaus até Parintins, englobando toda a região da Ilha de Tupinambarana; mas, a passagem também pode ser brusca, a exemplo da margem esquerda desse rio, no trecho entre Manaus e Urucará. Na região da foz do Rio Amazonas, a partir de Almerim, a transição entre depressões e planícies é totalmente gradativa, incluindo-se também as planícies costeiras.

A planície costeira no litoral nordeste do Estado do Pará, tanto na margem direita (continente), como na margem esquerda (sudeste da Ilha de Marajó) da baía de Marajó enquadram-se nos parâmetros morfométricos definidos para o relevo de depressão. No primeiro caso é representada por interflúvios tabulares modelados no Grupo Barreiras e sedimentos pleistocênicos, cujo nível de topo atinge cotas de até 70 m; na linha de costa formam falésias e são interpenetrados por planícies fluviais e flúvio-marinhas de sedimentos holocênicos. No último, entre as localidades de Ponta de Pedras e Soure formam falésias contínuas esculpidas nos arenitos do Grupo Pará e rodeadas por praias extensas ou restritas, e arenosas ou de cascalhos, onde é comum a presença de blocos lateríticos.

As planícies são bem desenvolvidas e constituem relevos singulares, com declives e cotas muito baixas: os ângulos de vertentes unem-se em extensas áreas planas, onde eventualmente as variações de amplitude são marcadas por terraços. Há casos onde a largura atinge mais de 50 km, como na margem direita, e outros onde o desenvolvimento foi incipiente como aquele entre Porto de Mós e Gurupá. A Planície Amazônica, identificada desde a Folha Belém (Barbosa et al. 1974) até a Folha Santarém (Nascimento et al. 1976), é na maior parte de sua extensão constituída por sedimentos holocênicos; em contraste com o sistema insular do estuário, grande parte da Ilha de Marajó, e litoral do Estado do Pará, onde o predomínio é de sedimentos pleistocênicos

O nível de aplainamento delimitado por aquela planície foi reconhecido por Barbosa et al. (op. cit.) como Pediplano Pleistocênico. O mesmo se mantém com cotas médias de até 20 m desde a cidade de Manaus até Monte Alegre. A partir desse trecho verifica-se que as cotas em ambas as margens do Rio Amazonas não atingem mais do que 10 m, e assinalam-se também as menores cotas da planície com variações de 1m. Em alguns locais as cotas atingem 40 m como na Lagoa de Sapucaá (Folha SA.21-Y-C, Óbidos) e no Lago Grande de Monte Alegre (Folha SA.21-Z-B, Santarém), ou próximas a este valor, 36 m na Ilha de Marajó e 39 m na Ilha da Laguna (Folha SA.22-X-C, Breves).

As formas de deposição e as expressões morfo-hidrográficas distribuem-se ao longo de toda a planície compondo um complexo de grupos de formas e tipos de canais representados por rios de foz afogada, paranás, furos, lagos, meandros abandonados, barras em pontal, praias, paleocanais, ilhas, terraços e cordões fluviais. Os paranás e furos são termos regionais estudados por Andrade (1956) e Nascimento et al. (1976): o paraná é um canal de drenagem que liga um rio a ele mesmo em áreas de planície aluvial ou, pelo menos, com uma margem ligada a planície aluvial; e o furo é um canal de drenagem que liga um rio a outro, um rio a ele mesmo, sendo, neste último caso, fora da planície aluvial.

Os rios de foz afogada também são denominados de rios-lagos, baía de embocadura, rias fluviais e rias interiores; tais feições exibem as proximidades da foz desproporções entre suas larguras e extensões e a dos cursos d'água que para elas fluem (Soares, 1977). Essas anomalias de drenagem, via de regra, foram explicadas como efeito da transgressão Flandriana, embora muitos autores tenham buscado a causa tectônica dessas feições (Sternberg, 1950; Nascimento et al., 1976; Cunha, 1982, entre outros). As mesmas foram explicadas por Bemerguy & Costa (1991) pela existência de segmentos transtensivos e transpressivos, alternados ao longo de sistemas transcorrentes.

Referências Bibliográficas

- CUNHA, F. M. B. da. 1982. Aspectos Morfoestruturais do Baixo Amazonas. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 1, Belém *Anais*, 1:75-83.
- BARBOSA, G. V.; RENNÓ, C. V. & FRANCO, E. M. S. 1974. Geomorfologia da Folha SA.22-Belém. In: *Projeto Radam*, Rio de Janeiro, DNPM, 2:1-36. (Levantamento de Recursos Naturais, 5).

- BEMERGUY, R. L.; & COSTA, J. B. S. 1991. Considerações sobre a evolução do sistema de drenagem da Amazônia e sua relação com o arcabouço tectônico-estrutural. *Bol. Museu Paraense Emílio Goeldi*, 3: 75-97.
- BEMERGUY, R. L. 1997. *Morfotectônica e Evolução paleogeográfica da Região da Calha do Rio Amazonas*. Curso de Pós-graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas, Universidade Federal do Pará, Belém, Tese de Doutorado, 200 p.
- FERNANDES FILHO, L. A.; COSTA, M. L.; COSTA, J. B. S. 1997. Registros Neotectônicos nos Lateritos de Manaus. *Geociências*. 16(01): 09-33.
- IBGE. 1983. Mapa de Unidades de Relevo. In: *Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística*. Escala 1: 5.000.000. 1ª edição.
- NASCIMENTO, D. A.; MAURO, C. A.; & GARCIA, M.G.L. 1976. Geomorfologia da Folha SA.21-Santarém. In: *Projeto Radam*, Rio de Janeiro, DNPM, 2:131-181. (Levantamento de Recursos Naturais, 10).
- SOARES, L. C. 1977. Hidrografia. In: *Geografia do Brasil, Região Norte*. IBGE, Rio de Janeiro, 1:95-166.
- STERNBERG, H. O. 1950. Vales tectônicos na planície Amazônica. *Rev. Bras. Geogr.* Rio de Janeiro. p.95-166.

Exemplos de indicadores neotectônicos nos rios da Amazônia

Ruth Léa Bemerguy
João Batista Sena Costa
Yociteru Hasui
Maurício da Silva Borges

UFPA/CG/Departamento de Geologia, ruthlea@ufpa.br

O quadro neotectônico da Região Amazônica foi definido por Costa et al. (1996) como os conjuntos de estruturas e de seqüências sedimentares, bem como a distribuição dos elementos principais das bacias hidrográficas e dos sistemas de relevo desenvolvidos do Mioceno ao Recente. A complexidade estrutural desse quadro reflete direto na geomorfologia daquela região através da coexistência de contrastantes gradientes morfológicos, e ampla diversidade de padrões e de anomalias de drenagem, a exemplo de bloqueios de drenagem gerando lagos, basculamento de blocos impondo migrações de canais e formação de extensas redes de paleocanais ou meandros abandonados, longos lineamentos de drenagem, que podem alcançar várias centenas de quilômetros de extensão, testemunhos de áreas soerguidas expressas por serras que alcançam cotas de até 300 m no meio de áreas de planície extensas áreas de dominância de sedimentos pleistocênicos-holocênicos.

Os exemplos de indicadores neotectônicos são evidenciados através de critérios relativos à drenagem, entre outros de natureza geológica, histórica e arqueológica. Os mais comuns na Planície Amazônica são: alinhamento de rios e lagos; distribuição, freqüência, morfologia e orientação de lagos; bloqueio de rios; angularidade, sinuosidade e assimetria de canais; anomalias de drenagem tipo cotovelo, arco e meandros isolados; índice de sinuosidade dos rios; relação da forma do canal com a largura da planície (rios inadaptados); capturas por lineamentos, superimposição e antecedência na rede de drenagem; padrões de drenagem (palimpséstico, treliça, contorcido, reticular); forma dos canais de drenagens; tipos de mudanças em canais meandranes (estrangulamento, encurtamento e mudança de direção da curva meândrica; deslocamento de uma parte ou do conjunto total); drenagens deslocadas por drenagens; e sentido de escoamento da rede de drenagem.

Esses elementos anômalos da paisagem amazônica têm íntima relação com dois pulsos de movimentos direcionais que marcam a dinâmica do desenvolvimento da compartimentação geomorfológica no Terciário Superior e no Quaternário, sendo separados por um período de aquiescência tectônica no Pleistoceno Médio.

Referência Bibliográfica

COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y.; BORGES, M. S.; FERREIRA JÚNIOR, C. R. P.; BEZERRA, P. E. L.; FERNANDES, J. M. G.; COSTA, M. L. 1996. Neotectônica da região amazônica: aspectos, tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. *GEONOMOS*. Revista de Geociências. Belo Horizonte, 4(2): 23- 44.

Tectonic geomorphology of the Amazon, Brazil

Ruth Léa Bemerguy
João Batista Sena Costa
Yociteru Hasui
Maurício da Silva Borges
Adilson Viana Soares Júnior

Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Departamento de Geologia, ruthlea@ufpa.br

Recent investigations, with emphasis on geomorphology and tectonics revealed fourteen morphotectonic domains in the Amazon region (Figure 1). These are directly related to transtension, transpression and strike-slip intraplate movements throughout the Upper Tertiary and Quaternary. The major tectonic relief forms (Pacaraima, Carajás, Tumucumaque mountains and others) and hydrographic basins (Amazonas, Tocantins, Madeira, Solimões and others) are controlled by normal, reverse and strike-slip faults, and folds.

The landscape evolution combines paleogeographic, geomorphological and tectonic aspects linked to progressive stress fields which caused extension in the Late Cretaceous-Paleogene and strike-slip movements in the Neogene-Quaternary. In fact, most morphological features are derived from large-scale accommodations of two tectonic events. During the first event, transtensive basins with variable forms and dimensions developed in the northeastern Pará, northwestern Maranhão and northeastern Amapá and Roraima, as well as transpressive areas in the central western Amazonas, western, southwestern and northeastern Pará, and western Maranhão. Various strike-slip segments were also generated in the lower courses of Amazon, Madeira and Araguaia rivers, in the Pacaraima mountains and in northwestern Amazonas. The second event took place after the formation of the lateritic profile of Mid- Pleistocene age and caused transtension in western Maranhão, northeastern Pará, Lower Tapajós, Lower Trombetas, eastern Amazonas and northeastern Roraima where transpression occurred before, but some areas remained under transtension (e.g., northeastern Pará, northwestern and southern Maranhão, northeastern Tocantins and eastern Amapá) and transpression (e.g., mid-western Amazonas and southeastern Pará). The triple arm system formed in the Lower Tapajós and Xingu rivers and the extensional corridor in the northern Tocantins are interpreted as reactivations of older structures

The tectonic geomorphological model here discussed implies in a revision of the models based mostly on the concepts of morphoclimatic conditions or glacioeustatic aspects or vertical movements.

This paleogeographic evolution is closely related to intraplate movements from Upper Tertiary and partly linked to the compression event which gave rise to Andean chain. The ancient

Precambrian and Phanerozoic structures played also an important role in the landscape evolution resulting, in some cases, in examples of resurgent tectonics.

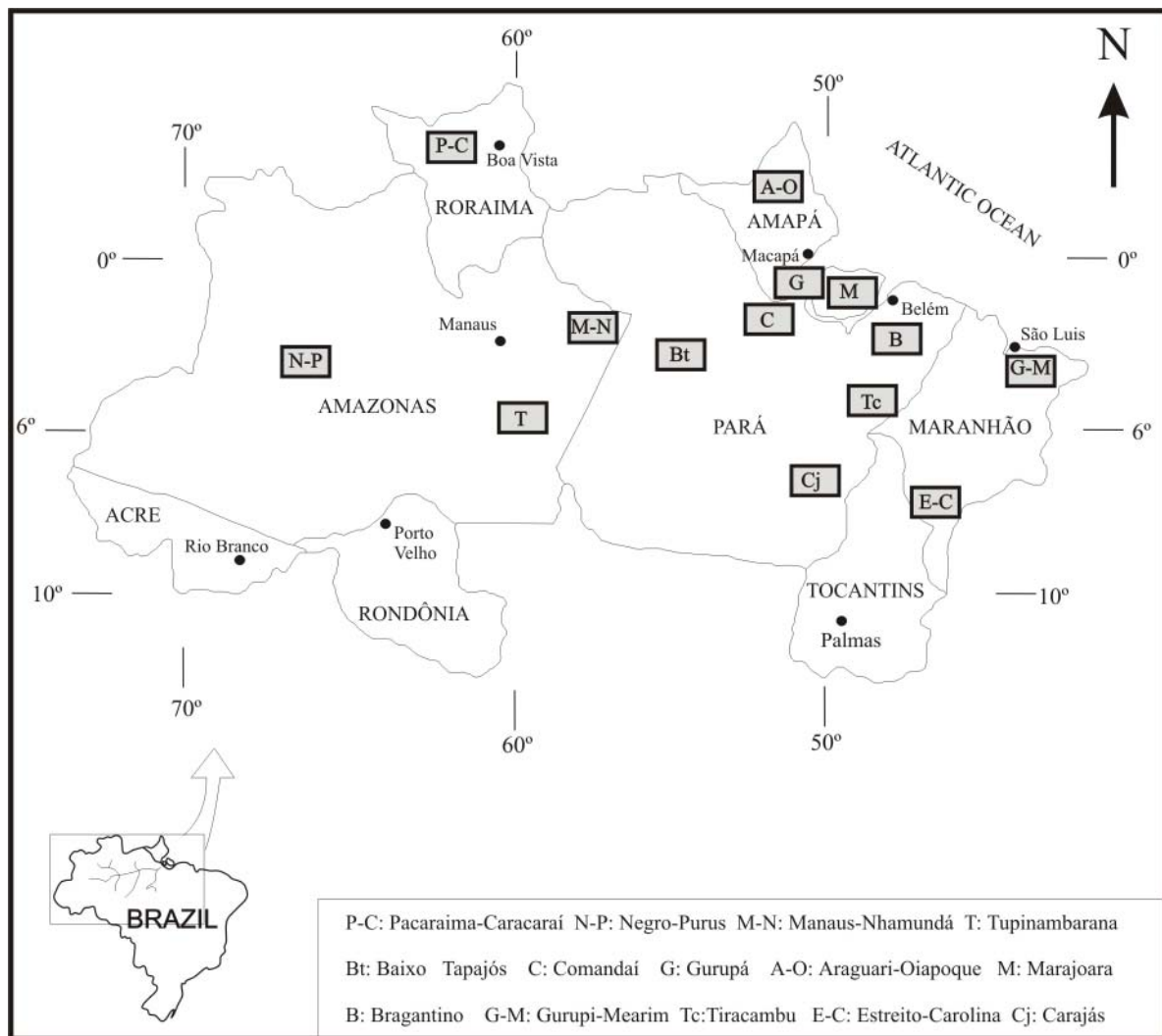


Figure 01: Localization of the morphotectonic domains in the Amazon region.

Ecologia da Paisagem do Campus Universitário do Guamá.

Alessandra Suzély Moda Cacela ¹

Maurício da Silva Borges ²

Ana Paula Zampieri Silva ³

Valéria F. Oliveira Miranda ¹

Osmar Guedes da Silva Jr ²

Ruth Lea Bemerguy ²

(1)- Bolsista CNPQ, COMAP-DGL-CG-UFPA/ e mail: ale.cacela@bol.com.br

(2)- COMAP-DGL-UFPA/ mauricio@ufpa.br-guedesjr@ufpa.br

(3)-Departamento de Biologia Celular – IB- UNESP- Rio Claro

Introdução: O Campus Universitário do Guamá não possui produtos cartográficos básicos que apresentem seus recursos naturais de origem geológica. Estes são fundamentais para o entendimento da história de formação do substrato do campus, bem como para o estabelecimento de uma relação ecologicamente mais harmoniosa com os sistemas construídos e bióticos.

Localização e descrição da área: O Campus Universitário do Guamá localiza-se no quadrante entre os paralelos 1° 26'36 "W e 1° 29'53" W e os meridianos 48° 27'30" e 48° "26'52", no bairro do Guamá na cidade de Belém-PA, (Fig 1). O acesso pode ser feito por via terrestre ou fluvial.

Substrato Litológico Simplificado: A seqüência sedimentar que ocorre superficialmente no campus universitário do Guamá está representada por unidades Cenozóicas que se distribuem do Neocenoico ao recente, e estas são: Grupo Barreiras-Composto por arenitos e lamitos ligados a ambiente de maré, encontrando-se em parte ferruginizados; Sedimentos Pós-Barreiras- Formado por sedimentos inconsolidados areno-argilosos e Sedimentos modernos: Representados por areias de granulometria fina a média intercalada com restos de vegetais, que ocorrem nas orlas e igarapés. O campus tem uma superfície distribuída em "Interflúvios Tabulares" elaborados sobre estes sedimentos.

A respeito das estruturas a nível regional, estas indicam que feições geomorfológicas maiores como os Terraços Pleistocenicicos, as várzeas e os canais estuarinos , estariam condicionadas a descontinuidades do substrato, onde repousam as rochas Pré-Terciárias, que teriam sido diferenciados em blocos por falhas normais de baixo rejeito. Estas descontinuidades estariam associadas com uma estabilização da fossa do Marajó, (Pinheiro, 1987).

Aspectos da Biota (sobre *L. fuscus*): No Campus Universitário do Guamá a abundância de espécimens de *L.fuscus* é notória (Fig 2). O período de atividades noturno tem ampla distribuição temporal tendo-se verificado desde os meses de dezembro, quando as coletas se iniciaram, até o início do mês de junho quando essas se finalizaram.

Foram observadas cerca de 15 espécimens em dois ambientes paisagísticos distintos a saber: em regiões de presença de sistema antrópicos construídos e em regiões de substratos notadamente geológico.

Os espécimes verificados nos ambientes construídos foram observados na região do estacionamento do campus básico, próximo ao ginásio de esportes, na margem direita do igarapé Tucunduba. O substrato é asfáltico e separado por quadras compostas por sedimentos e gramíneas. Na região do estacionamento, essa foi artificialmente impermeabilizada e formam-se lagoas temporárias com centenas de metros quadrados até 30cm de profundidade no período de maior pluviosidade. A profundidade das lagoas artificiais é assimétrica tendo a aumentar em direção ao vale do igarapé Tucunduba.

Ao redor dessas lagoas, quer seja diretamente sobre o asfalto ou nas margens constituídas de concretos sobre os sedimentos e sobre as gramíneas dos canteiros, foram encontradas fácil e abundantemente espécimens de *L. fuscus* machos em franca vocalização.

Para os espécimes observados não se verificou sua presença no interior de tocas, adaptação característica da espécie. Em alguns pontos de coleta foram observadas ligeiras concavidades em alguns centímetros quadrados no substrato sedimentar, aparentemente protegidas das chuvas por gramíneas, onde desta posição alguns machos vocalizavam. Não se sabe se tratam-se de pequenas concavidades naturais, geradas pela erosão pluvial, ou se artificiais elaboradas pelos próprios anuros.

A região de ocorrência de *L. fuscus* cujo substrato é geológico é caracterizada por sedimentos inconsolidados, areno-argiloso-siltosos, em grande parte ligadas ao Pós-Barreiras.

Conclusões: 1- O elemento natural da paisagem do Campus Universitário do Guamá envolve elementos da Planície Amazônica e outros do Planalto Rebaixado; 2- A nível litológico foram verificados, Unidades litoestratigráficas vinculadas ao Grupo Barreiras de idade Terciário Superior e aos sedimentos Pós Barreiras e Sedimentos Modernos de idade Quaternário; 4- Certos elementos da Biota animal correspondem à distribuição geológica, destacando-se os anuros da espécie *L. fuscus*.

Referência Bibliográfica:

Pinheiro R. V. L; Estudo Hidroquímico e Sedimentológico do Estuário do Guajará Belém-(PA). Belém. UFPA. Centro de geociências, 1987. 150-164.

ORTOFOTO NÚMERO 358825

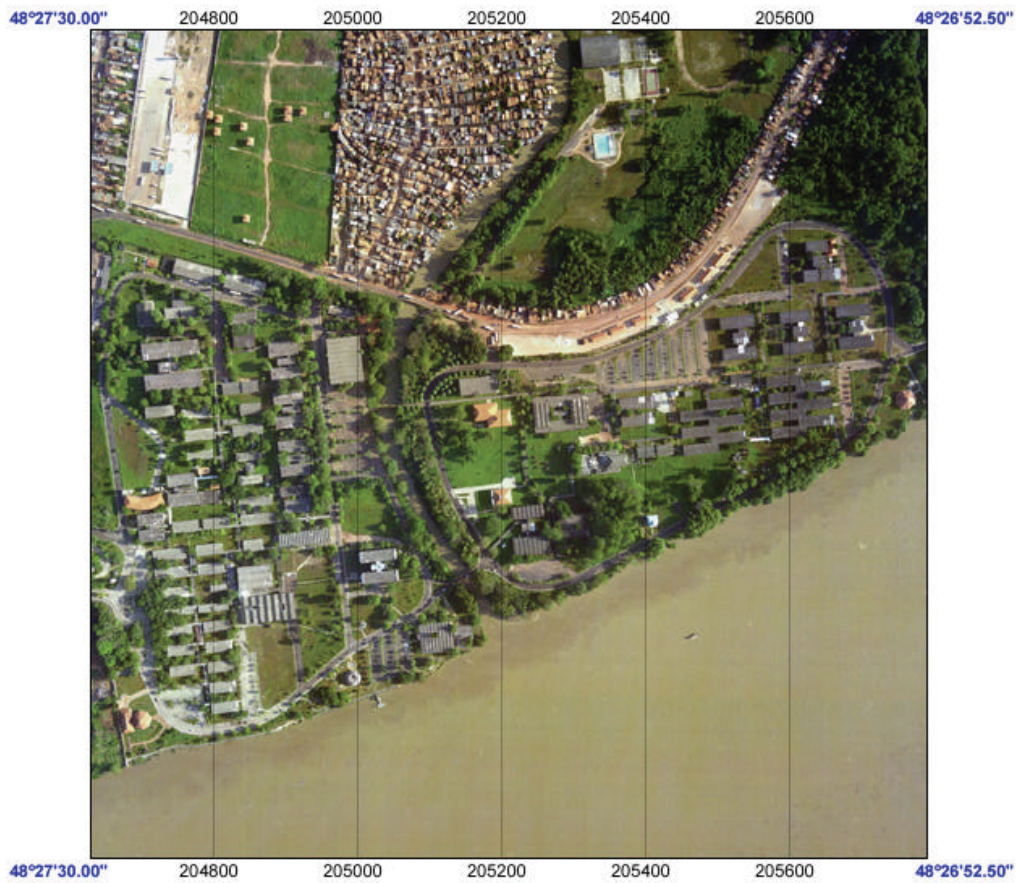


Fig. 1 – Vista geral do Campus do Guamá



Fig. 2- *L.fuscus*

Cavernas e os Sítios Arqueológicos do Estado do Pará

Taylor Araújo Collyer*, João Bosco Pereira Braga*, Luís Otávio Roffé Azevedo*, Eder Silva de Oliveira*, Roberto Vizeu Pinheiro**, Clovis Wagner Mauriti***

*Secretaria Executiva de Indústria, Comércio e Mineração – SEICOM
Av. Presidente Vargas, nº 1020, Centro, Belém – Pará, CEP: 66.017-000, telefone: (0xx91) 241-1818,

E-mail: mineracao@prodepa.gov.br

**Universidade Federal do Pará – UFPa, Centro de Geociências, Av. Augusto Corrêa, nº 01, CEP 66.075-900, Belém – Pará, Brasil

***Grupo Espeliológico do Estado do Pará - GEP

Objetivando o resgate da memória da ocupação humana na Amazônia, em particular no Estado do Pará e auxiliando os estudos de preservação em relação as ações antrópicas, vem sendo desenvolvido o registro e o cadastramento das ocorrências dos sítios arqueológicos e das cavernas, grutas e abrigos rochosos no Estado.

Diversas teorias discorrem sobre a ocupação da Amazônia e a origem de nossas principais culturas. A mais antiga defende que povos asiáticos teriam saído da região onde fica hoje a Mongólia e a Sibéria, cerca de 12.000 anos atrás, teriam atravessado o estreito de Bering, e a partir daí, espalharam-se pelo continente e originando no Brasil as demais culturas ameríndias, das quais os povos amazônicos descenderiam. Outra sugere que a passagem pelo estreito é mais antiga, e que as várias levas de migrantes o atravessaram. Assim, a 11.500 anos os paleoíndios amazônicos teriam descido a costa do Pacífico e atravessado a Colômbia pelo litoral atlântico, até o à foz do rio Orinoco, daí seguido pelo litoral das Guianas, chegando finalmente à foz do rio Amazonas. Uma terceira teoria é a de que a 12.500 anos, grupos de caçadores já habitavam o sul da América do Sul, sem nenhum vínculo com os ameríndios do Norte. Quanto a sua origem, tanto podem ter vindo numa das rotas anteriores, via estreito de Bering, quanto de povos pescadores da Ásia. Pesquisas recentes contestam a teoria de que provinham de outras regiões. Ao contrário, sugerem que a 8.000 anos já tinham organização social, profundo conhecimento de manejo do meio ambiente, com contribuição direta no surgimento das mesmas. A reconstituição de um crânio de 11.500 anos encontrado na região de Belo Horizonte (MG), sugeriu uma nova teoria sobre uma corrente migratória bem mais antiga no continente, possivelmente aparentada com os atuais aborígenes australianos e que teriam saído do sul da China cerca de 15.000 anos atrás. Teriam usado canoas para fazer a navegação costeira e contornar os maciços glaciais que bloqueavam a passagem entre a Ásia e a América do Norte.

No Estado do Pará, os principais materiais relacionados as diversas fases da ocupação regional são constituídos de lascas de quartzo e de ametista, acompanhados por restos alimentares,

que incluem pequenos mamíferos, quelônios, moluscos de água doce e espinhas de peixe da gruta do Gavião (destruída pela lavra de minério de ferro), na região da Serra dos Carajás; alças em cerâmica da fase Areão da região do Salgado; cerâmica das diversas fases da cultura Marajoara, na Ilha do Marajó; pontas de flechas, suportes de panela, cachimbos tubulares, cilindros e contas, da região do rio Tapajós. Dos diversos artefatos encontrados, destacam-se, as urnas funerárias, tangas, vasos de decoração, formas antropomorfas, apitos de barro, pratos, adornos zoomorfos, machados, estatuetas variadas e ídolos, principalmente, os muiraquitãs.

Neste trabalho são destacados os Sítios Arqueológicos que contém muiraquitãs, por serem peças arqueológicas das mais importantes no estudo da ocupação humana na Amazônia e da migração dos povos antigos.

Através das diversas pesquisas desenvolvidas no Estado do Pará, pode-se observar que existem registros desses povos em mais de 30 cavernas/grutas, distribuídas principalmente no sudeste do Estado, nas regiões da Serra das Andorinhas, em São Geraldo do Araguaia, Parauapebas, e na regiões de Medicilândia, Brasil Novo e Monte Alegre. Exceto duas Cavernas em Parauapebas, todas as demais são constituídas de arenito e quartzito.

No atual cenário espeleológico paraense, registra-se grande número de abrigos rochosos e cavernas, a maioria desenvolvidas em arenitos e rochas intemperizadas, que afloram no interior e nas bordas da Bacia Sedimentar do Amazonas. No Estado do Pará estão caracterizadas cinco províncias espeleológicas: (1) Província Espeleológica Intempérica do Vale do Piriá; (2) Província Espeleológica Intempérica da Serra dos Carajás; (3) Província Espeleológica Arenítica-Carbonática Altamira-Itaituba; (4) Província Espeleológica Arenítica de Monte Alegre; e (5) Província Espeleológica Quartzítica da Serra dos Martírios / Andorinhas.

Tanto em número quanto em desenvolvimento, predominam as cavernas em arenitos e em lateritas. Apenas uma caverna em calcário foi cientificamente registrada no Estado do Pará (Caverna do Paraíso), com cerca de 350 metros de desenvolvimento preliminarmente mapeados.

Ocorrem alguns exemplos de cavernas exóticas, como a Gruta Leonardo Da Vinci, no município de Vitória do Xingu, formada em folhelhos negros da Formação Curuá, e as grutas em minério de ferro (formações ferríferas bandadas e jaspilitos) da Serra dos Carajás.

As cavernas da Serra do Piriá são pequenas, instaladas na capa intempérica que recobre a serra. Sua maior importância reside na ocorrência de minerais fosfatados raros, formados por processos biogeoquímicos ainda pouco estudados. Essas cavernas abrigam enormes colônias de morcegos que tem papel fundamental no equilíbrio ecológico regional.

Na Serra dos Carajás estão presentes inúmeras cavernas e abrigos também associadas ao intenso processo intempérico que governa, de modo importante, o modelamento do relevo

amazônico. Destacam-se principalmente por sua importância arqueológica, onde foram descobertos os primeiros sítios de culturas pré-cerâmicas da Amazônia (Caverna do Gavião).

As cavernas da Província Espeleológica Arenítica-Carbonática Altamira-Itaituba são as mais expressivas em desenvolvimento. Nessa província destacam-se a Caverna Planaltina (Município de Brasil Novo) que atualmente é a maior caverna em arenito do Brasil, com 1500 metros de desenvolvimento, bem como a Caverna do Paraíso que representa a primeira caverna em calcário da Amazônia. Em contraste com outras cavernas em calcário do Brasil, a Caverna do Paraíso é repleta de espeleotemas e ornamentações cavernícolas, em parte talvez, por ter se formado sob a influência do clima intensamente úmido da Amazônia, propiciando amplas reações entre o carbonato de cálcio e as águas acidificadas pelas raízes das florestas.

Em Monte Alegre, as cavernas estão na maioria em arenitos da Formação Alter do Chão. Destacam-se por ter íntima relação com a ocupação humana, onde proliferam sítios arqueológicos e pinturas rupestres.

Por fim, as cavernas e abrigos existentes na Serra dos Martírios/Andorinhas, formadas preferencialmente em quartzitos pré-cambrianos, encontram-se nos domínios do Parque Estadual da Serra dos Martírios / Andorinhas.

O potencial espeleológico do Estado do Pará, ainda em estágio inicial de descobertas, é bastante vasto. Sua importância reside não apenas como gerador de desenvolvimento atrelado ao turismo, mas, principalmente, por desempenhar importante papel no cenário ecológico amazônico. Ressalta-se ainda sua estreita relação com a pré-história da Amazônia.

Comparação dos Principais Eventos Neotectônicos da Região Amazônica e Sudeste do Brasil

Leonardo Brasil Felipe¹
Maurício da Silva Borges²
João Batista Sena Costa²
Ruth Lea Bemerguy²
Yociteru Hasui³
Norberto Morales³
Jairo Roberto Jimenez Rueda³

1. CPGG / COMAP / DGL / CG - UFPA. lbfelipe@ufpa.br
2. CNPq / COMAP / DGL / CG - UFPA. mauricio@ufpa.br
3. DPM / IGCE / UNESP – Rio Claro. nmorales@rc.unesp.br

Introdução

Este trabalho apresenta uma síntese dos principais eventos neotectônicos da Região Amazônica e do Sudeste do Brasil. A configuração paisagística macro-regional pode ser entendida em parte como decorrente de eventos neotectônicos Cenozóicos.

Neotectônica da Região Amazônica

As estruturas neotectônicas da Região Amazônica passaram a ser melhor entendidas a partir de investigações de campo, acompanhadas de análise sistemática de cartas plani-altimétricas e de diversos produtos de sensores remotos, em diversas áreas-chave (COSTA, *et al.* 1996) (Figura 1).

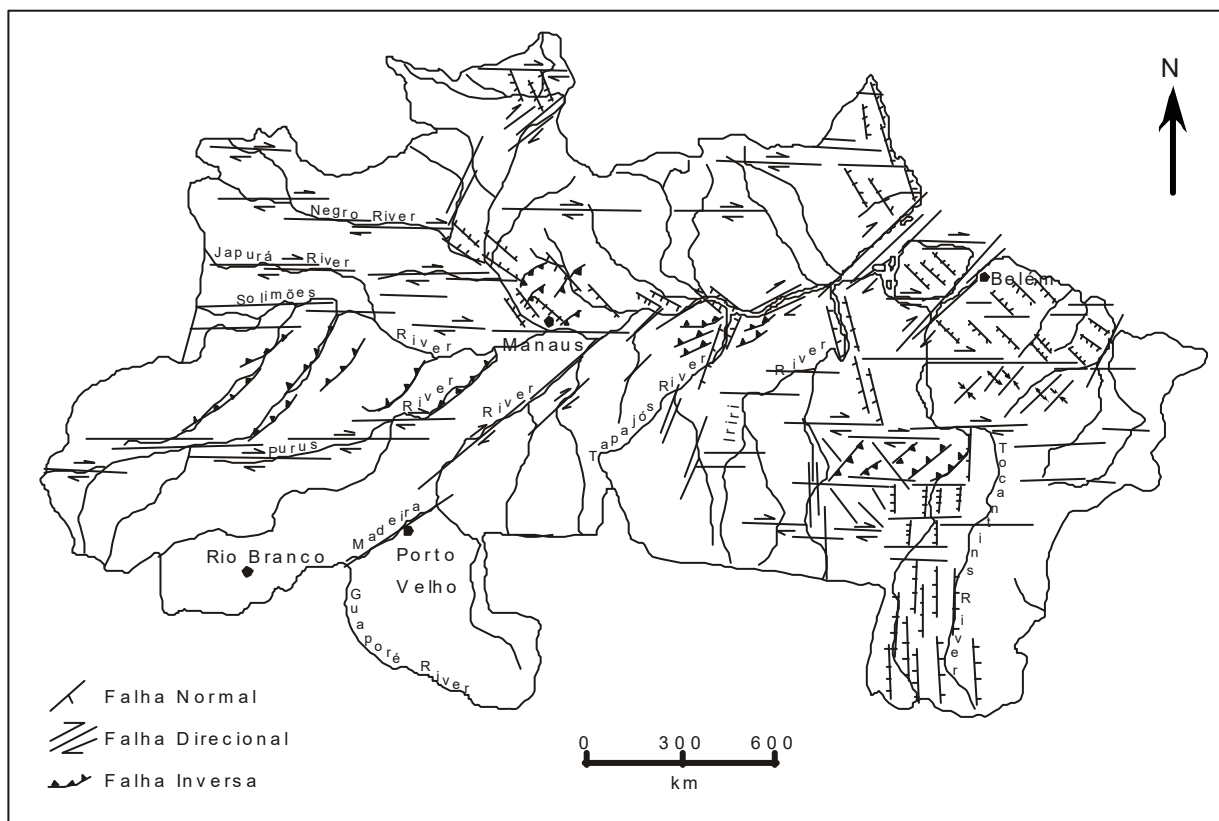


Figura 1: Principais estruturas neotectônica da Região Amazônica. Modificado de COSTA *et al*, 1996).

O arcabouço neotectônico na Amazônia compreende uma série de estruturas preferencialmente orientadas nas direções E-W, NE-SW, NW-SE e N-S.

As organizações geométricas foram entendidas em termos de dois grandes movimentos: um primeiro do Terciário Inferior, com características nitidamente transpressivas e outro durante o Terciário Superior, desenvolvendo processos transtensionais, os quais também propagaram-se durante o Quaternário.

Ambas as movimentações são relacionados a forte estabelecimento de sistemas direcionais de orientações E-W que se estabelecem na Placa Sul-Americana desde o Paleogeno.

Neotectônica do Sudeste Brasileiro

Os elementos básicos para a compartimentação neotectônica da região do sudeste do Brasil são feixes regionais de lineamentos estruturais: (Figura 02).

Feixe 1: E-W: Vale do Paranapanema até o Rio de Janeiro (100-150 km);

Feixe 2: N-S: Depressão Periférica de São Paulo;

Feixe 3: NW-SE: Entre as regiões de Maringá e Florianópolis.

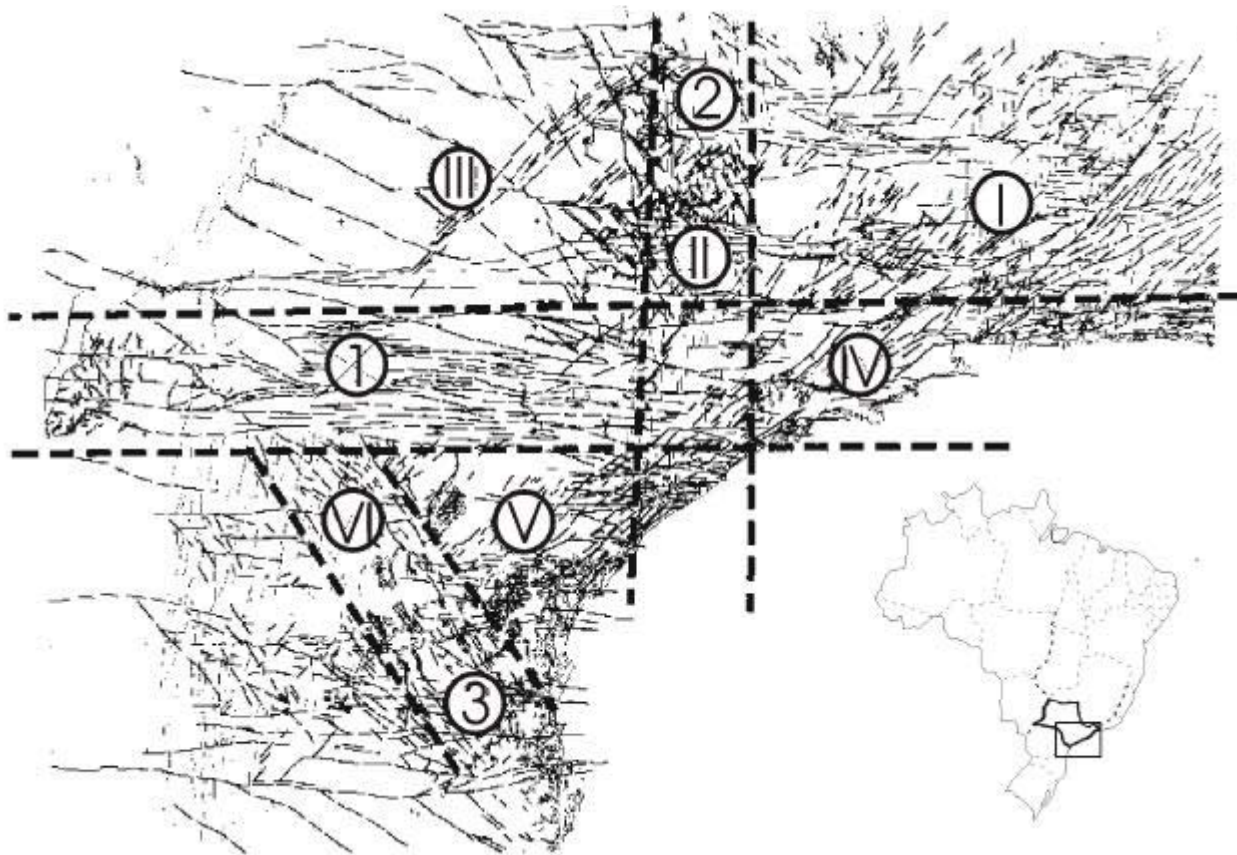


Figura 2: Compartimentação neotectônica do Sudeste do Brasil. Modificado de Borges, 1998.

Os feixes representam três compartimentos e separam outros três:

- Compartimento I, a norte do feixe 1 e a leste do feixe 2, caracteriza-se por: Lineamento interiores E-W, NE-SW e N-S; drenagem NE-SW com padrões em treliça e paralelo.
- Compartimento II, corresponde ao feixe 2, caracterizado por: lineamentos interiores N-S e subordinadamente NW-SE e E-W; drenagem N-S com padrões retangular e paralelo, falhas normais N-S, NW-SE.
- Compartimento III, a oeste do feixe 2 e a norte do feixe 1, caracterizado por: lineamentos NW-SE e secundariamente NE-SW; drenagem assimétrica com padrões de treliça; falhas normais NW-SE.
- Compartimento IV, corresponde ao feixe 1, caracterizado por: lineamentos E-W, WNW-ESE e WSW-ENE; drenagem E-W; falhas transcorrentes dextrais E-W, WNW-ESE e WSW-ENE.
- Compartimento V, entre os feixes 1 e 3, caracteriza-se por: lineamentos interiores NE-SW e subordinadamente E-W; drenagem NE-SW e; falhas inversas NE-SW.
- Compartimento VI, corresponde à faixa do feixe 3, caracteriza-se por: lineamentos interiores NW-SE; drenagem NW-SE e falhas normais NW-SE.

Discussão

As regiões Amazônica e Sudeste do Brasil apresentam anomalias paisagísticas que podem ser interpretadas como resultantes em parte da atuação simultânea de estruturas tectônicas durante todo o Cenozóico.

A fase transpressiva do início do Cenozóico impressa na Formação Alter do Chão e Formação Ipixuna (COSTA, *et al.* 1996) também encontra homólogo no Grupo Bauru na Bacia do Paraná (BORGES, 2000).

Os pulsos transtensionais que instalaram as formações Pirabas e Barreiras na Amazônia (COSTA, *op cit*) também se verificou para o desenvolvimento dos Alogrupos Três Lagoas e Dracena no Sudeste do Brasil (BORGES, *op cit*)

A nível comparativo deve-se entender o desenvolvimento paisagístico no Território Nacional como decorrente da atuação de vetores de deslocamento orientados a E-W durante o fim da Deriva da Placa Sul-Americana.

Bibliografia

- Borges, M. S.: 2000: *Neotectônica e Morfogênese na Bacia do Paraná, SE do Brasil*. UNESP - Rio Claro. SP. 80 p.
- Borges, M. S.; Costa J. B. S.; Hasuy. Y.; Pires Neto, A. G.; Morales, N. Rueda, J. R. J.: 1998. *Compartimentação Neotectônica do Sudeste do Brasil*. XL Congresso Brasileiro de Geologia. Belo Horizonte, Minas Gerais. Anais..., BH, SBG – MG.
- Costa, J. B. S; Bemerguy, R. L.; Hasuy, Y.; Borges, M. S.; Ferreira Júnior, C. R. P.; Bezerra, P. E. L.; Costa, M. L.; Fernandes, J. M. G. 1996: *Neotectônica da Região Amazônica: Aspectos Tectônicos, Geomorfológicos e Depositionais*. 1996. Geonomos. Revista de Geociências. Volume IV, n. 2. Instituto de Geociências, UFMG.

Biotectônica no Ecossistema Amazônico

Hailton Igreja¹ & Fábio Fernandes²

¹Departamento de Geociências hligreja@argo.com.br

²Programa de Pós-Graduação em Geociências / UA fernandesf@internext.com.br

A geocompartimentação do Ecossistema Amazônico através de megalineamentos tem permitido uma melhor configuração das áreas biogeográficas e zonas endêmicas, particularmente aquelas onde é nítido o controle por grandes zonas de falhas transcorrentes neotectônicas. Vice-versa, uma zona endêmica nítida, em geral indica um geocompartimento neotectônico distinto, isto posto, o estudo de indicadores biotectônicos torna-se uma necessidade, tanto na megaescala – por exemplo, áreas fitogeográficas confinadas, basculadas e/ou rotacionadas, como na microescala – por exemplo, raízes e/ou caules tectonizados. Este enfoque novo traz elementos importantes para a solução de problemas ainda não resolvidos, em relação aos compartimentos geológico-ambientais com limites morfotectônicos topograficamente inexpressivos, ou aquelas áreas onde a compartimentação geológica e/ou ecológica não foram definidas, mas que são determinantes no estudos evolutivos da geologia cenozóica, flora e da fauna amazônicas. Nas análises geométricas e cinemáticas da tectônica cenozóica, principalmente nas do Recente, os bioindicadores neotectônicos podem fornecer informações mais simples e imediatas, podendo inclusive tornarem-se determinantes, quando tratadas em conjunto com os sedimentos e/ou rochas intemperizadas. Os recentes mapas neotectônicos amazônicos são resultados de estudos desenvolvidos na Província Estrutural Amazônica, onde as feições geomorfológicas, os níveis lateríticos, os sedimentos cenozóicos e a sismicidade, facilitam a definição da movimentação tectônica dos geocompartimentos relacionados. As Províncias Estruturais Rio Branco e Tapajós necessitam de tais estudos, e devido a congruência dos compartimentos ecológicos com o neotectônicos, as zonas endêmicas, assim como os dados biotectônicos, podem contribuir com bastante eficiência para a compartimentação neotectônica, principalmente nas grandes áreas sem sedimentos cenozóicos e/ou onde há carência de marcos neotectônicos lateríticos elucidativos.

Compartimentação Geomorfológica da Região de Presidente Figueiredo, AM

Roseane Ribeiro Sarges^{1,2}, Afonso César Rodrigues Nogueira^{1,3}, Emílio Amaral Soares¹,
Clauzionor Lima da Silva¹

¹Departamento de geologia/FUA; ²Departamento de geologia/UFRJ (rsarges@geologia.ufrj.br);
³PPG-Geologia Sedimentar/Igc-USP(acrnogue@usp.br)

Introdução. A avaliação geomorfológica de Presidente Figueiredo, município localizado ao norte de Manaus, foi calcada em análises fotointerpretativas de imagens de satélite TM/Landsat-5, banda 4 (escala 1:100.000), e permitiu a elaboração de um mapa detalhado para esta região. O estudo constou, ainda, da elaboração do mapa geológico da área (Fig.1), a partir de dados de campo e compilação de mapas regionais, auxiliado por datações do conteúdo palinomórfico (Coelho 1994). O arcabouço litoestratigráfico da área é constituído por (Fig. 1): rochas pré-cambrianas vulcânicas e plutônicas, respectivamente, do Supergrupo Uatumã e da Suíte Intrusiva Mapuera; rochas sedimentares neoproterozóicas da Formação Prosperança; e rochas fanerozóicas da Bacia do Amazonas (Nogueira & Sarges 2001), que acha-se representada pelas formações paleozóicas Nhamundá, Pitinga, Manacapuru (Grupo Trombetas), Barreirinha (Grupo Curuá), e pela Formação Alter do Chão (Grupo Javari), de idade cretácica. Os sedimentos cenozóicos da região abrangem as Coberturas neocenozóicas (Horbe *et al.* 1999) e os depósitos colúviais e aluviais quaternários.

Geomorfologia da região. Os estudos geomorfológicos realizados pelo Radambrasil (Costa *et al.* 1978, Nascimento *et al.* 1976) definiram os domínios morfoestruturais da região abrangida pelas folhas Manaus e Santarém; na área de estudo estão presentes os domínios morfoestruturais Depressão Periférica Norte do Pará (DPNP), Planalto Dissecado Norte da Amazônia (PDNA), Planalto da Bacia Sedimentar do Amazonas (PBSA) e Planalto Dissecado Rio Trombetas–Rio Negro (PDRTRN). A elaboração do mapa geomorfológico desta região (Fig. 2), usando a análise e sistematização das formas de relevo (Carneiro *et al.* 1981), permitiu redescrever e redefinir, na região, os domínios propostos pelo Radambrasil.

- O DPNP engloba as formas de relevo desenvolvidas sobre as rochas vulcânicas do Supergrupo Uatumã (Proterozóico Médio), subdividido em duas zonas geomorfológicas: a zona M compreende uma área aplainada, constituída por sistemas de vales e de colinas com baixas altitude e extensão em torno de 200 m; a zona Cl consiste em áreas de colinas com extensão média de 400m.
- O PDNA está esculpido sobre os corpos graníticos pertencentes à Suíte Intrusiva Mapuera (Proterozóico Médio). Os diferentes graus de dissecção deste domínio marcam a distribuição do relevo em duas zonas: zona SG, desenvolvida sobre a Serra São Gabriel, caracteriza-se por relevo de platôs e interflúvios tabulares com extensão média de 8km, além de colinas com extensão entre

200-300m; zona GC, com relevo caracterizado por colinas com extensão média de 100m, morros com extensão entre 100-300m e interflúvios tabulares, de ocorrência restrita, extensos por 5km.

- O PBSA é o domínio mais representativo, abrangendo 7 zonas: 1) a zona P, área aflorante da Formação Prosperança e caracterizada pelo alto grau de dissecação e de densidade de drenagens, apresenta relevo com cristas alongadas, vales fechados e colinas com extensão em torno de 100m; 2) a zona S está dividida em sub-zona S1, que exibe um relevo de interflúvios tabulares, constituindo platôs separados por vales abertos com largura média de 1km e colinas com extensão entre 200-300m, e sub-zona S2, cujo relevo é caracterizado por interflúvios tabulares com extensão de até 1km, vales fechados e colinas de topos côncavos e mistos; 3) a zona PF, desenvolvida sobre depósitos quaternários, abrange a sub-zona PFA, que corresponde a terraços fluviais erodidos, e a sub-zona PFU, que compreende os sistemas de terraços e de planícies do rio Uatumã; 4) a zona T, abrange áreas topograficamente elevadas, configurando relevo de platôs, sendo caracterizada pelos sistemas de interflúvios tabulares com largura entre 1-2km e extensão entre 3-12 km, interflúvios dissecados cujos trechos de maior largura têm 0,2-3km e extensões entre 2-8km, e interflúvios residuais com largura entre 0,3-2km e extensão entre 1-3km; 5) a zona E abrange áreas topograficamente baixas, cujo relevo desenvolvido sobre arenitos é caracterizado por encostas, vales abertos de fundo plano com largura entre 0,2-4km e extensões entre 0,5-20km, e por restritos interflúvios tabulares com extensão média de 5km; 6) a zona D tem relevo caracterizado por interflúvios tabulares estreitos e alongados, com largura média de 500m e extensão em torno de 5km, por interflúvios tabulares residuais com extensão entre 1-3km e por colinas com extensão entre 100-300m; 7) a zona C exibe relevo de colinas com extensão média de 200m.

- O PDRTRN compreende as zonas AC e PFAC. A zona AC, desenvolvida sobre a Formação Alter do Chão, tem como característica o alto grau de dissecação e um relevo caracterizado por colinas pequenas, com extensão em torno de 150m, vales profundos e fechados e interflúvios tabulares, com até 1km de extensão. A zona PFAC, que apresenta baixo grau de dissecação e tem ocorrência restrita, possui relevo caracterizado pelos terraços fluviais do rio Urubu.

Referências bibliográficas

- CARNEIRO, C.D.R., BISTRICHI, C.A., PIRES NETO, A.G., ALMEIDA, M.A. 1981. Mapa geomorfológico do estado de São Paulo. In: PONÇANO, W.L. (coord.). PRÓ-MINÉRIO/PROMOCET, São Paulo, v.1, p.1-72.
- COELHO, L.G. 1994. Relatório de estágio na área de Palinologia. Palinoestratigrafia do Devoniano Médio-Carbonífero Inferior das Bacias Paleozóicas Brasileiras. PETROBRÁS/CENPES/DIVEX/SEPIBE. (Relatório Interno).
- COSTA, R.C.R., FILHO, N.T., OLIVEIRA, A.A.B. 1978. Geomorfologia. Folha SA.20 - Manaus. In: Projeto RADAMBRAZIL (Levantamento de Recursos Naturais). DNPM/CPRM, Rio de Janeiro. v.18, p.167-244.
- HORBE, A.M.C., NOGUEIRA, A.C.R., SOARES, E.A.A., SOUZA, V. 1999. A Lateritização na evolução morfológica da região de Presidente Figueiredo - Estado do Amazonas. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 6, Manaus. p.399-402.
- NASCIMENTO, D.A., MAURO, C.A., GARCIA, M.G.L. 1976. Geomorfologia. Folha SA.21- Santarém. In: Projeto RADAMBRAZIL (Levantamento de Recursos Naturais). DNPM/CPRM, Rio de Janeiro, v.10, p. 131-181.
- NOGUEIRA, A.C.R. & SARGES, R.R. 2001. Characterization and genesis of waterfalls of the Presidente Figueiredo region, Northeast State of Amazonas, Brazil. An. Acad. Bras. Ciênc., 73(2):287-301.

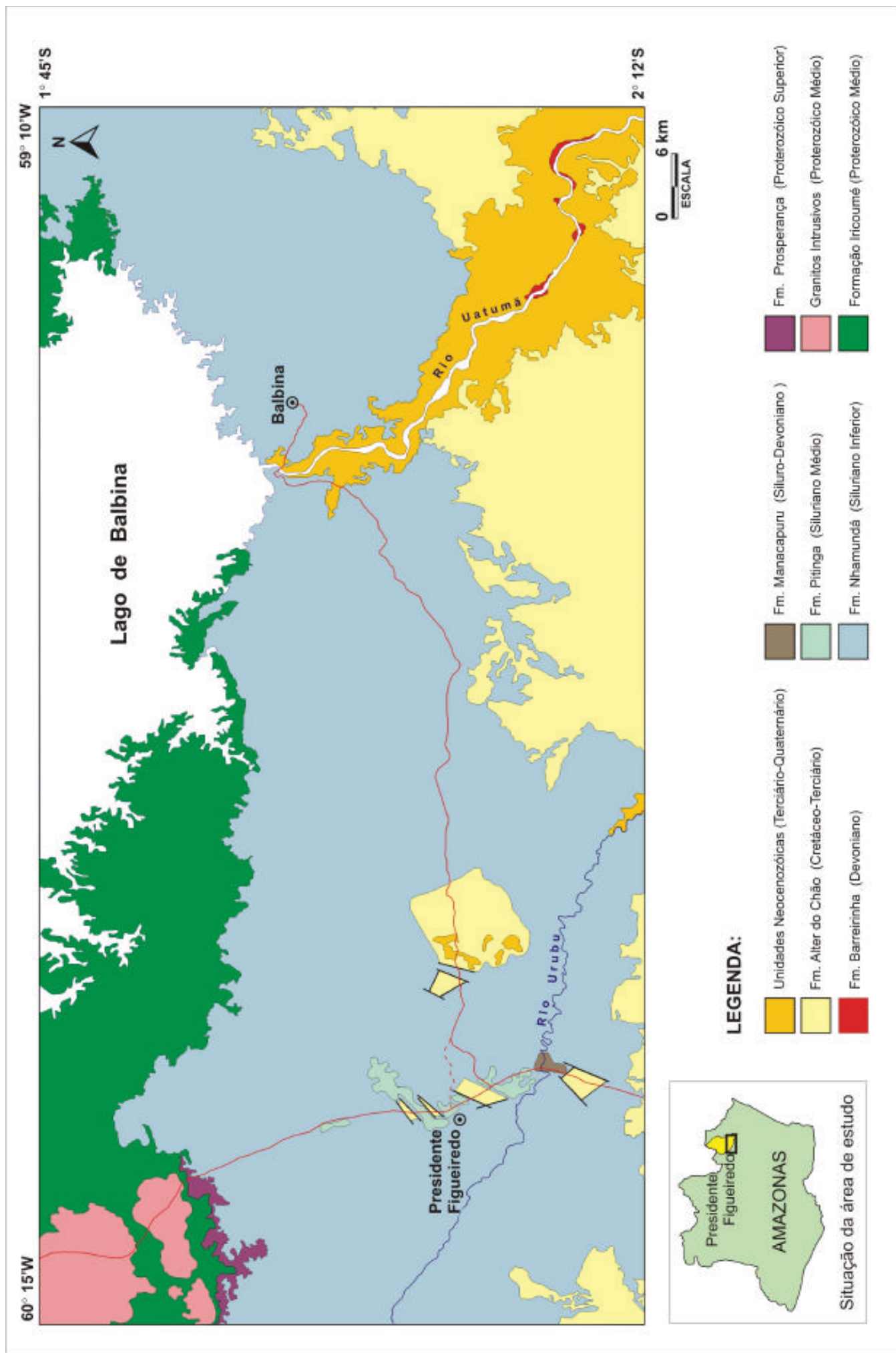


Fig.1: Mapa geológico da área estudada.

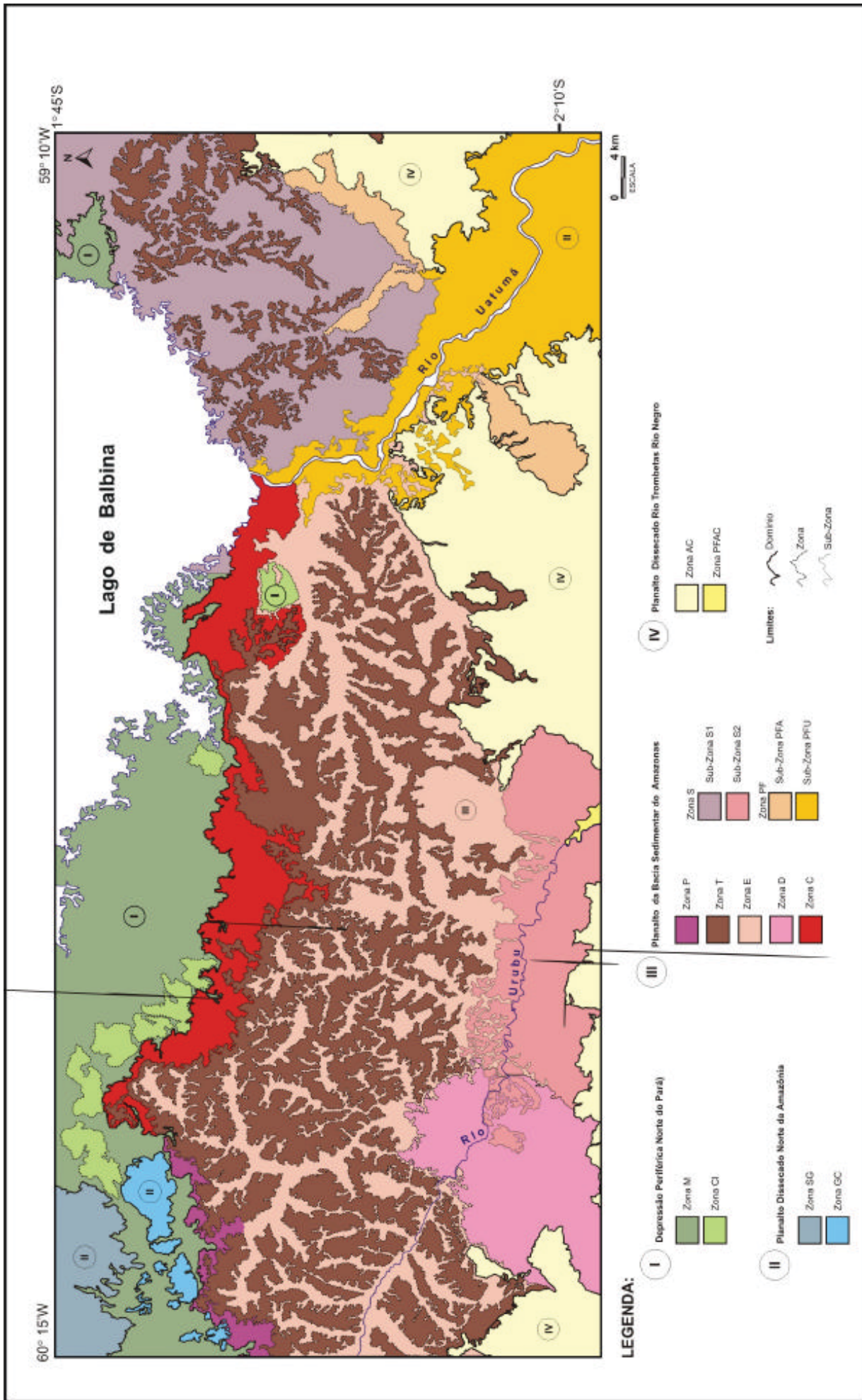


Fig. 2: Mapa geomorfológico da região de Presidente Figueiredo.

Ecologia da Paisagem da Ilha do Caratateua, NE do Estado do Pará

Francisca D`Avila Soares de Sousa 1

Maurício da Silva Borges 2

(1) Bolsista CNPq/ COMAP/ DGL/ CG - UFPa. chiquinhageo@bol.com.br

(2) COMAP/ DGL - CG - UFPa. mauricio@ufpa.br

1-Introdução

Este trabalho foi motivado pela ausência de produtos cartográficos na Ilha do Outeiro, região NE do Estado do Pará. Estes são de fundamental para a caracterização do quadro da ecologia da paisagem.

2-Objetivos

Este trabalho elaborará cartas básicas acerca da: 1) Geologia; 2) Drenagem e 3) Relevo. Outro objetivo a ser perseguido será a construção de modelos digitais do terreno.

Este trabalho busca inter relacionar os elementos naturais da paisagem em termos de relevo, drenagem e estruturas neotectônicas, os quais se desenvolveram sobre um substrato neoceno-zóico (Grupo Barreiras e Sedimentos Pós-Barreiras)

3-Aplicações

As informações obtidas neste trabalho foram utilizadas para individualizar as áreas sujeitas a riscos naturais(em particular a erosão). Destaca-se que a porção SW da Ilha do Outeiro sofre grandes desmoronamentos, durante o período de inverno, aliado ao freqüente regime de maré. Outra aplicação refere-se a quantificação da influência dos elementos físicos da paisagem no meio biótico indicador de qualidade ambiental, tendo sido monitorado alguns grupos de anuros.

4-Resultados obtidos

Até o presente momento destaca-se que foram elaborados a carta de sistema de relevo e mapa de drenagem. Como sistemas destacam-se aqueles vinculados a Planície Amazônica, delineada pelos cordões praias e aqueles do Planalto Rebaixado, incluindo colinas de topo bem marcadas e exibindo controle estrutural / neotectônico. O controle morfotectônico é corroborado pelo mapeamento da rede de drenagem retangular na área.

5-Bibliografia de Apoio

- ARTHAUD, F. 1969. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et d'une population failles.
- STEWART, J.S. & HANCOCK, P. L. 1994. Neotectonics. In: Continental Deformation (Ed. Hancock, P. L.) Oxford. Pergamon Press. 18: 370-408.
- SOARES & FIORI, A. P.1976. Lógica e Sistemática na Análise e interpretação de fotografias aéreas em Geologia. V-16, nº 32, p. 71-104-dez. 1976.
- ROSSETTI, D. F.; TRUNCKENBRODT, W; GOES, A. M. 1989. Estudo Paleo-ambiental e Estratigráfico das Falésias Barreiras e Pós-Barreiras na Região Bragantina, NE do Pará. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. V-1 p.25-74.
- SUGUIO, K. 1973. Introdução a Sedimentologia. São Paulo Edgard Blucher Ed. da Universidade de São Paulo Editora Polígono, p.17-24.
- FARIAS, E. S.; NASCIMENTO, F. S.; FERREIRA, M. A.A., 1992. Estágio de Campo III, Área Belém/Outeiro Relatório Final, p.1-11

ORTOFOTO NÚMERO 308816



Fig. 01- Mosaico Aerofotogramétrico da porção SW da Ilha do Caratateua

A Sustentabilidade da Mineração na Amazônia: Montagem de uma Base de Dados Bibliográficos

Maria Laura Barreto, Glória J. de C. Sirotheau, Patrick Danza Greco

Centro de Tecnologia Mineral/MCT, lbarreto@cetem.gov.br

1.Introdução

O presente trabalho procura descrever o processo, em andamento, de construção de uma base de dados bibliográficos sobre a Mineração na Amazônia, enfocando suas primeiras etapas, a saber, coleta e análise do material. Todavia, sem sentido seria, não evocar a relevância de se criar uma base de dados bibliográficos específica deste assunto, o que pressupõe apontar a atualidade e a importância do tema, assim como, seu principal protagonista. E este é a Amazônia, com todas as nuances e disputas que envolvem-na. Daí decorre, a discussão sobre as questões fundamentais para o entendimento e estudo da problemática da mineração na Amazônia, buscando, inclusive, elucidar muitas das escolhas metodológicas. Posteriormente, discorrer-se, pragmaticamente, sobre os objetivos da base, os métodos utilizados, os resultados, até então, colhidos e as conclusões aferidas.

O trabalho de confecção de uma base de dados bibliográficos sobre a mineração na Amazônia está inserido no âmbito de um projeto maior, intitulado O desafio da sustentabilidade da mineração na Amazônia: aspectos sociais, econômicos, ambientais e legais". Seu objetivo é dar continuidade à linha de pesquisa sobre a sustentabilidade da atividade mineral na Amazônia, analisando tópicos específicos, atualmente na pauta das discussões nacionais e internacionais, como a mineração em terras indígenas e o garimpo. Em suma, construir-se-á um quadro social, econômico e ambiental da região amazônica no contexto da atividade mineral.

2.Objetivo

O escopo do trabalho é, em apertada síntese, a constituição de uma base de dados bibliográfica sobre a Mineração na Amazônia. Objetiva *a priori* dar acesso à informação ao público e a sociedade, além de criar uma ferramenta de pesquisa/trabalho para pesquisadores, acadêmicos (alunos e professores),

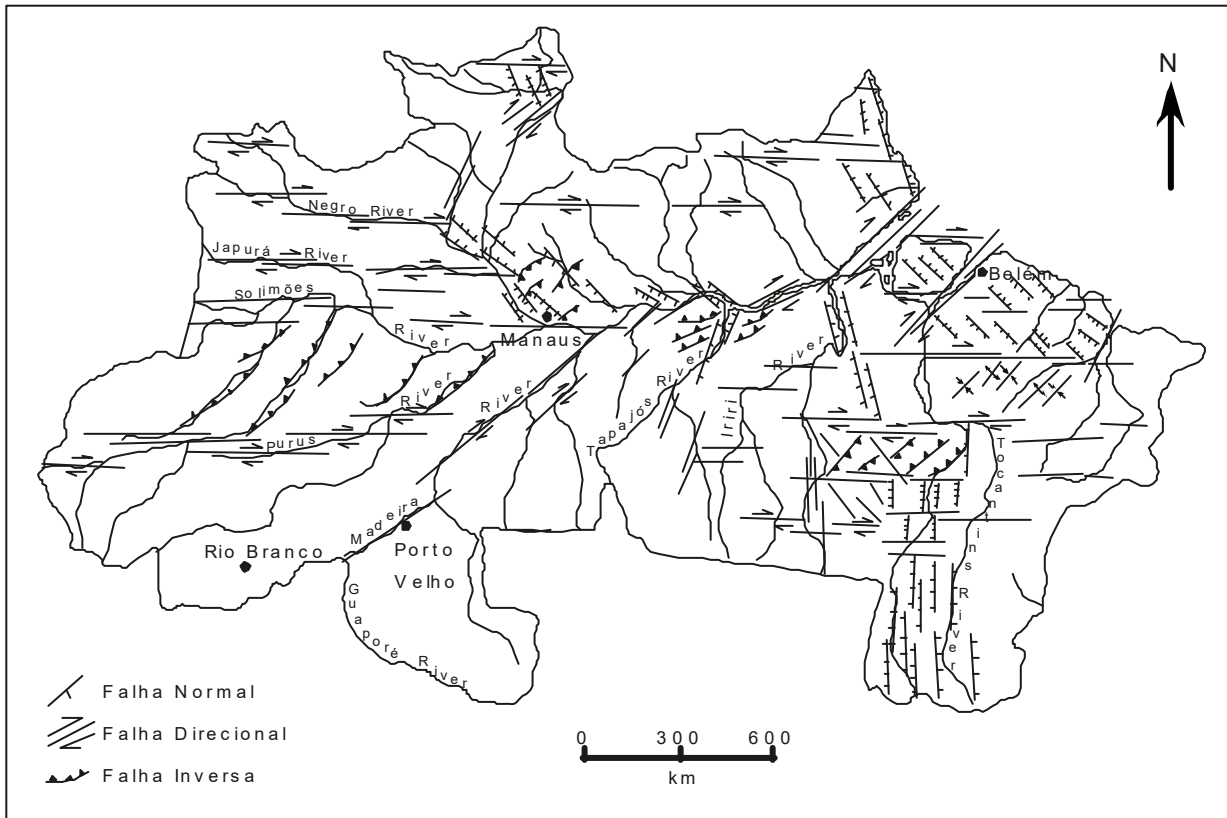


Figura 1: Principais estruturas neotectônica da Região Amazônica. Modificado de COSTA *et al*, 1996).

O arcabouço neotectônico na Amazônia compreende uma série de estruturas preferencialmente orientadas nas direções E-W, NE-SW, NW-SE e N-S.

As organizações geométricas foram entendidas em termos de dois grandes movimentos: um primeiro do Terciário Inferior, com características nitidamente transpressivas e outro durante o Terciário Superior, desenvolvendo processos transtensionais, os quais também propagaram-se durante o Quaternário.

Ambas as movimentações são relacionados a forte estabelecimento de sistemas direcionais de orientações E-W que se estabelecem na Placa Sul-Americana desde o Paleogeno.

Neotectônica do Sudeste Brasileiro

Os elementos básicos para a compartimentação neotectônica da região do sudeste do Brasil são feixes regionais de lineamentos estruturais: (Figura 02).

Feixe 1: E-W: Vale do Paranapanema até o Rio de Janeiro (100-150 km);

Feixe 2: N-S: Depressão Periférica de São Paulo;

Feixe 3: NW-SE: Entre as regiões de Maringá e Florianópolis.

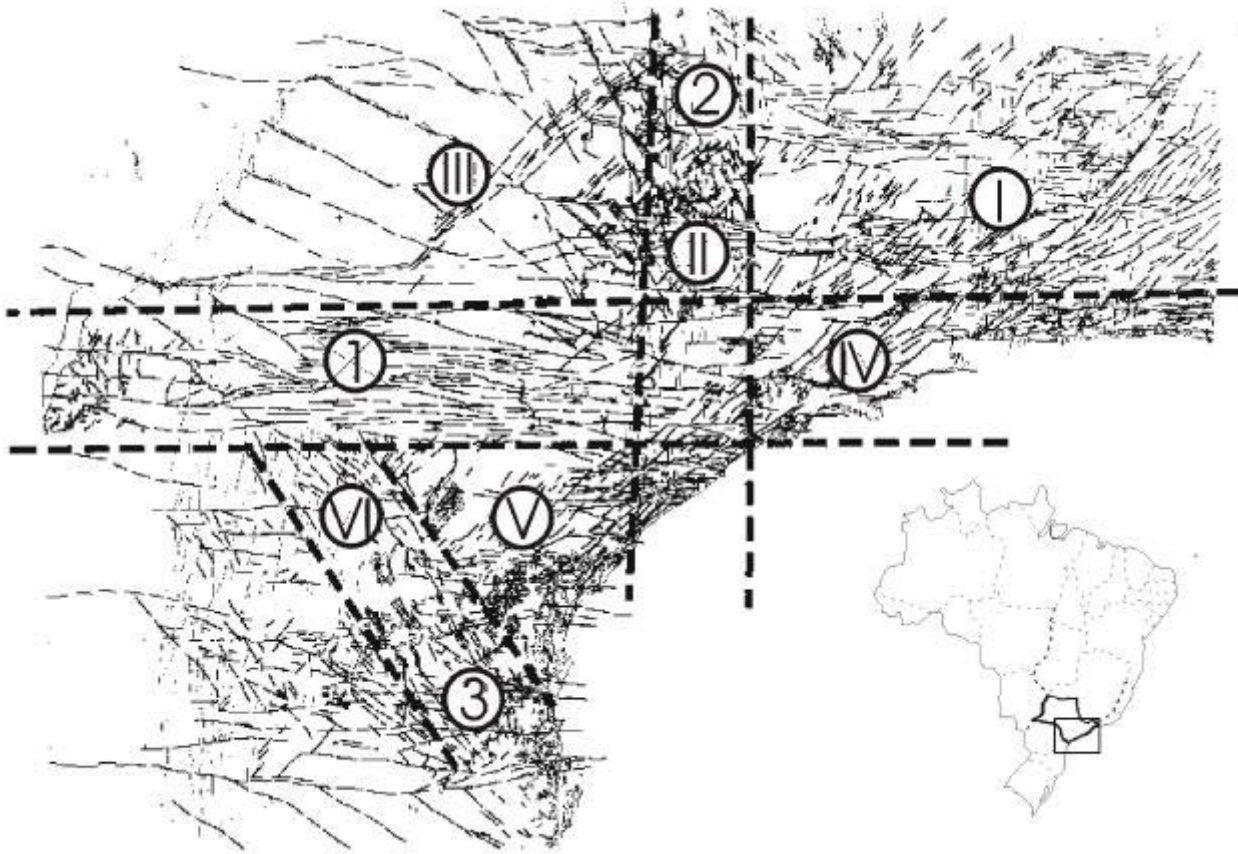


Figura 2: Compartimentação neotectônica do Sudeste do Brasil. Modificado de Borges, 1998.

Os feixes representam três compartimentos e separam outros três:

- Compartimento I, a norte do feixe 1 e a leste do feixe 2, caracteriza-se por: Lineamento interiores E-W, NE-SW e N-S; drenagem NE-SW com padrões em treliça e paralelo.
- Compartimento II, corresponde ao feixe 2, caracterizado por: lineamentos interiores N-S e subordinadamente NW-SE e E-W; drenagem N-S com padrões retangular e paralelo, falhas normais N-S, NW-SE.
- Compartimento III, a oeste do feixe 2 e a norte do feixe 1, caracterizado por: lineamentos NW-SE e secundariamente NE-SW; drenagem assimétrica com padrões de treliça; falhas normais NW-SE.
- Compartimento IV, corresponde ao feixe 1, caracterizado por: lineamentos E-W, WNW-ESE e WSW-ENE; drenagem E-W; falhas transcorrentes dextrais E-W, WNW-ESE e WSW-ENE.
- Compartimento V, entre os feixes 1 e 3, caracteriza-se por: lineamentos interiores NE-SW e subordinadamente E-W; drenagem NE-SW e; falhas inversas NE-SW.
- Compartimento VI, corresponde à faixa do feixe 3, caracteriza-se por: lineamentos interiores NW-SE; drenagem NW-SE e falhas normais NW-SE.

Discussão

As regiões Amazônica e Sudeste do Brasil apresentam anomalias paisagísticas que podem ser interpretadas como resultantes em parte da atuação simultânea de estruturas tectônicas durante todo o Cenozóico.

A fase transpressiva do início do Cenozóico impressa na Formação Alter do Chão e Formação Ipixuna (COSTA, *et al.* 1996) também encontra homólogo no Grupo Bauru na Bacia do Paraná (BORGES, 2000).

Os pulsos transtensionais que instalaram as formações Pirabas e Barreiras na Amazônia (COSTA, *op cit*) também se verificou para o desenvolvimento dos Alogrupos Três Lagoas e Dracena no Sudeste do Brasil (BORGES, *op cit*)

A nível comparativo deve-se entender o desenvolvimento paisagístico no Território Nacional como decorrente da atuação de vetores de deslocamento orientados a E-W durante o fim da Deriva da Placa Sul-Americana.

Bibliografia

- Borges, M. S.: 2000: *Neotectônica e Morfogênese na Bacia do Paraná, SE do Brasil*. UNESP- Rio Claro. SP. 80 p.
- Borges, M. S.; Costa J. B. S.; Hasuy, Y.; Pires Neto, A. G.; Morales, N. Rueda, J. R. J.: 1998. *Compartimentação Neotectônica do Sudeste do Brasil*. XL Congresso Brasileiro de Geologia. Belo Horizonte, Minas Gerais. Anais..., BH, SBG – MG.
- Costa, J. B. S; Bemerguy, R. L.; Hasuy, Y.; Borges, M. S.; Ferreira Júnior, C. R. P.; Bezerra, P. E. L.; Costa, M. L.; Fernandes, J. M. G. 1996: *Neotectônica da Região Amazônica: Aspectos Tectônicos, Geomorfológicos e Depositionais*. 1996. Geonomos. Revista de Geociências. Volume IV, n. 2. Instituto de Geociências, UFMG.

O Depósito de Areia de Guajará Mirim, Município de Acará -Pará

Reginaldo Célio Bordalo Calderaro; José Luis Bezerra da Silva

Secretaria Executiva de Indústria, Comércio e Mineração – SEICOM
Av. Presidente Vargas, nº 1020, Centro, Belém – Pará, CEP: 66.017-000, telefone: (0xx91) 241-1818,
E-mail: mineracao@prodepa.gov.br

A execução do Projeto da Alça Viária tem intensificado a pesquisa e a lavra de materiais de emprego imediato na construção civil nos arredores de Belém e municípios vizinhos. Por outro lado, a Seicom, dentro do Programa de Verticalização Mineral, vem desenvolvendo ações objetivando a exploração de pequenos depósitos minerais, em particular os denominados de minerais sociais. Dentro desse contexto e por solicitação do Projeto Raízes (Programa desenvolvido pela Secretaria de Justiça), esta Secretaria desenvolveu trabalhos de avaliação de um depósito de areia localizado nas proximidades do povoado quilombola de Guajará Mirim, à 2 km da margem esquerda do baixo curso do rio Guamá, no município de Acará, sob as coordenadas 1^o 30' 47" S e 48^o 22' 41" W Gr, a cerca de 10 km de Belém.

O quadro geológico regional e local está representado por camadas subhorizontais pertencentes tanto ao Quaternário Antigo como ao Recente. No primeiro caso estão incluídos as argilas plásticas, maciças, de coloração creme clara a amarelada, e os conglomerados polimíticos com seixos de quartzo e fragmentos da argila sotoposta, encimados por um pacote de areia creme clara, de granulação fina e bem selecionada. A espessura dessa seqüência pode atingir até 12 metros.

O Quaternário Recente está representado pelas argilas plásticas, de coloração cinza escura, ricas em matéria orgânica que ocorrem nas margens e nas ilhas do rio Guamá, e denominados de sedimentos argilo-arenosos de várzea. Na área trabalhada atingem até 750 metros de largura, não se tendo registro de sua espessura.

Em imagem de Satélite Landsat 5 é facilmente observado um alinhamento NE/SW, servindo de contato entre as duas seqüências, evidenciando registro de neotectonismo na área em questão. Esse fato pode ser observado a cerca de 150 metros ao norte da área trabalhada, através do desnível de 11 metros entre os pontos de sondagem e esse local, onde um afloramento em forma de cachoeira expõe um pacote de 2 metros de espessura, representativo do Quaternário Antigo. Está orientado segundo aquela direção e corresponde a uma falha normal subvertical, onde a porção norte representa o bloco baixo, enquanto a porção sul representa o bloco alto. Na base do afloramento observa-se uma argila de cor creme clara/amarelada, encimada por uma camada de 0,5

metro espessura de conglomerado basal, bastante fraturado, composto por seixos arredondados de quartzo e fragmentos de argila, parecendo representar um paleocanal.

Os trabalhos de avaliação foram desenvolvidos em uma área de 400 m X 800 m, posicionada aproximadamente no centro da ocorrência do depósito, onde foram efetuados sete furos a trado manual, locados a cada 200 metros nas linhas base e transversal, totalizando 32,5 metros perfurados.

O minério está representado por uma areia limpa, normalmente fina e bem selecionada, grosseira ao sul da área, e coloração esbranquiçada a localmente amarelada. Pontualmente apresenta-se cinza média no topo, em decorrência da camada húmica. A espessura atingida foi de pelo menos 5 metros, não se atingindo sua base. A partir de informações dos moradores locais, e do afloramento ao norte da área, onde se registrou um desnível de 11 metros, acredita-se que o referido pacote possa ter pelo menos 10 metros de espessura.

Considerando a área de influência de cada um dos sete furos, ou seja 200 m X 200 m, totalizando assim 280.000 m², e uma espessura de 5 metros, obtêm-se como reserva medida um volume de 1.400.000 m³ de areia *in situ*, ou 1.540.000 m³ de areia estocada, admitindo-se um fator de empolamento de 10%. Por outro lado, considerando-se que a área da jazida possa atingir uma extensão de 800.000 m², como verificado em campo, e sua espessura de pelo menos 10 metros, infere-se uma reserva algo em torno de 8.000.000 m³ de areia *in situ*.

Esse depósito abre novas perspectivas de abastecimento de areia no mercado da Grande Belém, haja vista que as reservas de Santa Izabel do Pará, Santo Antônio de Tauá e de outras áreas próximas, estão em fase de exaustão, o que tem provocado um progressivo aumento no seu preço, também em virtude das distâncias de outros depósitos. De imediato pode ainda vir abastecer as demandas provocadas pelas obras da Alça Viária, além de outras, cuja rodovia que liga o rio Guamá ao rio Acará, dista cerca de 15 km da área pesquisada.

Em face das curtas distâncias aos principais centros consumidores e do custo médio de R\$ 8,00 por metro cúbico lavrado (custo médio praticado na grande Belém), acredita-se que referido depósito possa dispor de um preço final bastante competitivo junto a esses centros.

Finalmente, necessário se faz um estudo detalhado de zoneamento, objetivando um controle ambiental mais rígido nas futuras explorações e conseqüentemente um baixo impacto na área considerada.

Joint Ventures e Verticalização do Alumínio na Amazônia Oriental Brasileira

Maria Célia Nunes Coelho, Ph. D**, Maurílio de Abreu Monteiro, D. Sc.*

**Profª. UFFa/ NAEA, e-mail: nunes@amazon.com.br,

*Prof. do CEFET/PA, e-mail: maurilio@supridad.com.br.

As possibilidades e limites da verticalização da produção do alumínio na Amazônia oriental brasileira só podem ser bem entendidos se analisados à luz de mudanças na forma de estruturação mundial da indústria desta *commodity*, consolidadas na década de 70. Estas mudanças que levaram à transferência de plantas industriais químicas e metalúrgicas para países do “terceiro mundo” tiveram desdobramentos e razões muito mais profundas do que as comumente indicadas, como a elevação dos custos da energia e a possibilidade de os grupos oligopolistas contarem com exigências menos rígidas de proteção ao meio ambiente nestes países ricos em minérios.

A exploração da bauxita e a produção de alumínio primário na Amazônia oriental brasileira foram parte da profunda reestruturação da indústria mineral em termos mundiais nos anos 70 e 80 quando houve um deslocamento da realização de lucros para a produção de bens minerais mais próximas ao final da cadeia produtiva. A queda verificada na cotação de metais primários não significa, entretanto, a redução automática de lucros. As grandes empresas do setor buscavam realizá-los não mais *down-stream* mas noutras partes da cadeia produtiva, *up-stream*, onde ocorre a incorporação de maior valor.

Dessa maneira, a fórmula usada por grandes empresas e estados nacionais passou a ser a negociação e a formação de empresas com capital compartilhado (*joint ventures*) na década de 70. Tendo como parceiros empresas dos países ricos em matérias-primas, as tradicionais grandes empresas do alumínio não mais tiveram a concentração de seus investimentos nem a principal fonte de realização de lucros na atividade da extração mineral. Deixavam, portanto, de imobilizar capitais, sobretudo, em atividades de extração mineral e de realizar lucros que tinham relação direta com os preços de mercado de minérios ainda não submetidos a processos de transformação industrial final (Oman, 1984: 68).

A constituição da Mineração Rio do Norte - MRN e da própria Alumínio Brasileiro S. A. - Albrás é um exemplo muito claro do que Oman (1984: 12) descreveu como sendo "novas formas de investimento", por meio das quais as empresas de atuação global, como as grandes indústrias minero-metalúrgicas, passaram a estimular a criação de novas empresas voltadas à valorização de recursos minerais, sem que necessariamente elas assumissem o controle acionário das empresas emergentes. Isto era visto como forma de garantir o controle sobre a valorização do mineral, sem ter que assumir todos os riscos do empreendimento.

Os países do Caribe exportadores de bauxita e a Guiné organizaram a *International Bauxite Association* – IBA. Conseqüentemente, houve uma elevação da taxaço sobre a produço da bauxita em ternos globais. A IBA estrategicamente tentava manter em certos nívéis a oferta da bauxita como uma das formas de sustentar o preço da mercadoria. Este caminho era perfeitamente compatível com os interesses de estados nacionais como Guiné, Austrália e Jamaica. Entretanto, a CVRD se opunha a esta lógica por considerar que uma política de cotas de produço não lhe seria favorável devido à possibilidade da ampliação da produço de bauxita a partir das atividades da MRN.

Tanto a CVRD quanto o governo brasileiro buscavam a ampliação de mercado para o produto, mesmo que sob menor preço. Diante da impossibilidade de ver elevados os preços da bauxita, interessava ao país aumentar sua produço. As reações nacionalistas ocorridas em alguns países exportadores de mercadorias minerais nos anos 60 e 70, em vez de produzirem a ampliação na capacidade de negociaço do conjunto dos países exportadores, permitiram que certas empresas levassem estados nacionais a assumirem os custos com a implantaço de novas unidades extrativas e de transformaço de bens minerais (Oman,1984: 73) por meio dos *joint ventures*.

Uma tendência de queda no preço da bauxita pode ser observada nas cotaço de venda do minério em Trombetas (FIG 1). O comportamento de seus preços é expressão de um movimento complexo, que envolveu tanto o crescente aumento das escalas de exploraço das minas quanto a transferênça da realizaço de lucros da fase de exploraço mineral (anteriormente, realizada pelos grandes grupos monopolistas) para a produço de materiais mais elaborados.

Figura 1: Variaço e tendência de preços da bauxita comercializada pela MRN.



Fonte: Anuário Mineral Brasileiro (diversos anos). Elaboraço dos autores.

Em termos globais, este período de mudanças nas opções das grandes empresas resultou na pela exploração de diversas e novas minas de bauxita. Isso desencadeou a expansão da oferta de bauxita no mercado e a quebra do poder oligopólico da Alcoa, Kaiser, Reynolds, Alcan, Pechiney e Alusisse, que controlavam o mercado daquela mercadoria na década de 60. As novas condições de acesso à exploração da bauxita mais favoráveis às empresas emergentes ajudaram a configurar um quadro de conflito no qual alguns estados nacionais cujos territórios abrigavam grandes reservas de bauxita, liderados pela Jamaica, e agindo articuladamente, passaram a exigir um melhor tratamento por via da imposição de impostos e da pressão pela instalação de refinarias nos seus territórios nacionais (Barham, Bunker, O’Hearn, 1994: 12).

Novas formas de investimentos e assimetrias no acesso e na mercantilização da energia

A lavra e o beneficiamento primário de uma tonelada de bauxita dissipa 8,49 kgep de energia, enquanto a transformação de uma tonelada de alumina em alumínio primário dissipa quase 540 vezes mais. As empresas responsáveis pela valorização de recursos minerais moldam o espaço regional de acordo com seus interesses de manter a baixo custo o acesso aos recursos e serviços ambientais.

Mesmo com uma demanda energética bem menor, as unidades que envolvem apenas o primeiro beneficiamento da bauxita recorrem também a *inputs* energéticos produzidos extra-regionalmente. Estes *inputs*, no entanto, são ínfimos quando comparados aos que são requeridos nas etapas de transformação industrial metalúrgica e siderúrgica. O processamento químico e metalúrgico da bauxita e da alumina está submetido à maior flexibilidade de localização e vincula-se tanto à dependência de tecnologia e capitais intensivos quanto à possibilidade de viabilização dos *inputs* energéticos necessários, com os menores custos possíveis.

A construção da Usina Hidrelétrica de Tucuruí, com colossais impactos ambientais, gerou enormes assimetrias sociais e viabilizou a utilização de serviços ambientais. Segundo a ELETRONORTE, em 1996, a Albrás pagou uma tarifa média global de US\$ 12.38 por MWh, enquanto a Celpa, responsável pelo atendimento das necessidades da população do Pará, teve que arcar com uma tarifa de US\$ 26.94 por MWh. Tal política tarifária, segundo informações de Yvonaldo Nascimento Bento, gerente regional da ELETRONORTE, significou um subsídio de US\$ 997.4 milhões de 1984 até março de 1999. Dessa forma, riquezas oriundas da exploração do patrimônio natural viabilizada por fundos públicos, são apropriadas por segmentos industriais privilegiados.

As restrições aos encadeamentos a partir da produção regional do alumínio primário.

A industrialização regional da produção da Albrás é muito residual. Limita-se a poucos empreendimentos. Algumas delas são pequenas empresas regionais que produzem painéis e outros utensílios domésticos e cuja demanda em conjunto é irrisória. A outra é uma empresa de médio

porte, a Soinco (produtora de cabos e vergalhões), instalada pelo grupo argentino Soinco Saci em Barcarena-PA nas proximidades da Albrás, em 1997. Seu investimento inicial foi de US\$ 30 milhões. Em 1999, a empresa realizou novos investimentos, na ordem de US\$ 12 milhões, visando a duplicação de sua capacidade produtiva.

O baixo nível de demanda regional e a ausência de uma economia de aglomeração são certamente entraves importantes à verticalização do alumínio na Amazônia. Marques (1994: 248) argumenta que lingotes de alumínio são mais baratos de transportar do que os muitos produtos acabados deste material, que tendem a ocupar mais espaço por serem ociosos e leves. As características físicas, intrinsecamente ligadas ao valor de uso da mercadoria, reduzem, portanto, a possibilidade de encadeamentos produtivos, em larga escala, das plantas de fundição de alumínio.

A instalação de unidades industriais destinadas à transformação industrial primária de bens minerais na região amazônica, deveu-se a uma manifesta vontade política da União e, particularmente, do estado do Pará de experimentarem estratégias de desenvolvimento regional voltadas para a “verticalização da produção mineral”. Os subsídios da energia, a renúncia fiscal, o diferimento dos impostos e a isenção do ICMS, vistos como impulsos imprescindíveis à realização do desenvolvimento regional, não produziram a verticalização esperada. A explicação deste insucesso esbarra ainda numa rede imbricada de fatores locais e, sobretudo, internacionais.

A restrição do mercado local, a ausência das facilidades geradas pelas economias de aglomeração, a escassez de tecnologia e capital, o custo elevado do transporte do produto acabado e a competição dos produtos nacionais e internacionais, de um lado, e o interesse das grandes empresas do setor de manterem controle da produção de bens mais lucrativos, de outro, continuam a impor limites estreitos à verticalização da produção regional. Finalmente, a instalação das unidades produtivas, como MRN, Alumar, Albrás e Alunorte, esteve vinculada a mudanças nos mercados mundiais de minerais, viabilizadas pelo surgimento de “novas formas de investimento” nos países ricos em matéria-prima. Porém, as grandes empresas, por disporem de mercado internacional cativo, não estão interessadas na formação de *joint ventures* que gerariam empresas voltadas para a transformação regional do alumínio primário em produto acabado. Não havendo mudanças nas perspectivas globais, a produção de alumínio primário continuará, portanto, sendo destinada, em sua maior parte, para os mercados localizados noutros países.

Referências

- BARHAM, B.; BUNKER, S. O’HEARN, D. (Ed.) (1994) *States, Firms, and Raw Materials*. Madison: The University of Wisconsin Press.
- MARQUES, I. (1994) Industrial organization and supply policy in the Japanese aluminum industry. In: BARHAM, B.; BUNKER, S. O’HEARN, D. (Ed.) *States, Firms, and Raw Materials*. Madison: The University of Wisconsin Press. p.238-260.
- OMAN, C. (1984) *New forms of investment in developing countries*. Paris; OCDE, Center for Development.

O Depósito de Arenito Ferruginoso e Concreção Laterítica da Fazenda Ferreiro Torto, Município de Santa Izabel do Pará

Taylor Araújo Collyer * João Bosco Pereira Braga * Luís Otávio Roffé Azevedo*

*Secretaria Executiva de Estado de Indústria, Comércio e Mineração - SEICOM.. Av. Presidente Vargas, nº 1020, Centro, CEP 66.017-000, Belém – Pará, Brasil, fone : (0xx) 91 241-18-18, fax: (0xx) 91 223-26-89, e-mail: mineracao@prodepa.gov.br

Na região metropolitana de Belém, e no nordeste do Pará, onde residem aproximadamente 60% da população do Estado, são gerados oficialmente menos de 7% da Produção Mineral do Estado, representada sobretudo por materiais de uso na construção civil como areia, pedra bruta e brita, cujos principais produtores são os municípios de Santa Izabel do Pará, Ourém, Castanhal, Trauateua, Capitão Poço, Santo Antônio do Tauá e São Miguel do Guamá.

Apesar da importância econômica dos minerais de uso na construção e da agressão ambiental provocada pela extração dos mesmos, pouco se sabe sobre as reservas, a quantidade, os valores de produção e a qualidade desses insumos, sendo a produção oriunda, principalmente, de lavras clandestinas ou “garimpos”.

O presente trabalho objetiva avaliar o potencial econômico do depósito de arenito ferruginoso e concreção laterítica da Fazenda Ferreiro Torto, determinar suas reservas e o valor básico dessa rocha, a popular “pedra jacaré”.

A área em questão está localizada na Região Nordeste do Pará, Folha SA.23-V-C-Castanhal, no município de Santa Izabel do Pará, à 6,7 Km da sede municipal, na rodovia PA-140, que liga o município de Santa Izabel ao município de Bujaru, cujas coordenadas geográficas são: 1° 19’48” S e 40° 06’ 35” W Gr.

Na região nordeste do Estado do Pará o relevo é suave e inserido na unidade de relevo do Planalto Rebaixado da Amazônia, que constitui a extensa superfície do Pediplano Pleistocênico, razoavelmente bem conservada e sustentada pelas rochas do Grupo Barreiras. Esta unidade de relevo limita-se com o Pediplano Central do Maranhão, que dissecou o Grupo Barreiras, sendo que a dissecação do planalto seguiu as direções estruturais, principalmente as linhas de fraturas.

Nessa região ocorrem rochas com idade Cenozóica e, os sedimentos Pós-Barreiras, Formações Lateríticas e os sedimentos recentes.

Os sedimentos Barreiras são constituídos de argilas, silte e areia fina, podendo apresentar leitos de areias e conglomerados. Exibem um baixo grau de compactação, cores variegadas (vermelho, amarelo e esbranquiçado), nódulos e concreções ferruginosas responsáveis pelo aspecto mosqueado típico. Ocorrem ainda arenitos ferruginosos (a popular Pedra Jacaré) e níveis microconglomeráticos quartzozos, subordinados.

Os sedimentos Pós-Barreiras juntamente com aluviões siliciclásticos, ocorrem nas margens do rio Caraparú e caracterizam o Quaternário da área. Aleitam-se em discordância erosiva sobre os sedimentos Barreiras, sendo o contato entre essas unidades marcado pela presença de seixos, e blocos de arenito ferruginoso, de granulação fina a média, bem classificados e com arredondamento médio.

O perfil laterítico padrão para a região nordeste do Pará é representado por cinco horizontes principais: o argiloso, correspondente ao horizonte superior da seqüência do platô laterítico constituído principalmente por caolinita e gibsita, com pequenas quantidades de quartzo e nódulos aluminosos. O horizonte nodular constituído de nódulos em uma matriz argilosa a silicosa. O horizonte ferruginoso bauxítico com alta concentração de gibsita e presença de blocos ferruginosos separados por argila. Por último, o horizonte saprolítico, caracterizado pelas frações parcialmente preservadas da rocha fonte, imersas em uma matriz argilosa.

Na área da Fazenda Ferreiro Torto, esse perfil está representado essencialmente pelos horizontes nodulares, ferruginosos e pelos blocos ferruginosos.

Os sedimentos recentes estão distribuídos por toda a área, sobrepostos aos sedimentos Pós-Barreiras, formando depósitos de areias brancas inconsolidadas, limpas e com granulação variando de grossa a fina.

Foram estudados 8 ha do conjunto de platôs, onde ocorrem os arenitos ferruginosos e as concreções lateríticas. Esta ocorrência tem a forma de três platôs interligados por pequenos declives de drenagem, com altitude de aproximada de seis metros em relação ao leito do rio Caraparú.

Em função da rocha estar aflorando e da exposição do perfil desses platôs, foram feitos oito poços com até seis metros de profundidade, e ainda, 8 trincheiras nas partes mais baixas entre os platôs, constatando-se a continuidade da camada rochosa em níveis mais profundos, abaixo dos seis metros. Assim, verificou-se serem os mesmos constituídos essencialmente de blocos de rochas, permitindo estimar-se um volume global da ordem de 480.000m³. Por outro lado, considerando-se um percentual de aproximadamente 40% de areia associada à rocha, obtem-se 288.000 m³ de rocha compacta.

O processo de exploração e desmonte da rocha compacta aflorante, implica na formação de blocos de formatos irregulares e angulosos, que geram espaços e aumentam o volume final, quando da estocagem ou formação de “carradas” para transporte. Tal volume é variável, em função da compactação e sendo da ordem de 20 e 30% do volume original. Assim, estima-se que o volume de pedra a ser removido seja em torno de 345.600m³, considerando-se o valor mínimo de empolamento de 20%. Observou-se também, que, o processo de lavra dessa rocha não representa impacto ao meio ambiente, por não implicar em escavação na área ou produção de rejeito, nas proximidades da

drenagem do rio Caraparú. Por outro lado, comercialização da “pedra jacaré” é feita através da venda do minério aos comerciantes proprietários de caminhões, que removem volumes da ordem de 12 m³ ao preço de R\$ 80,00 por “carrada” (volume padrão dos caminhões transportados).

O comércio da “pedra jacaré” é feito nestas regiões, de forma variável em função do período de inverno e do aquecimento do setor da construção civil.

O estudo de mercado efetuado nessa região, mostrou também um consumo médio mensal da ordem de 1.200 m³, produzidos nos denominados “garimpos”. Estes, acarretam grandes prejuízos aos comerciantes em função da precariedade do acesso às zonas produtoras. Assim, uma lavra legalizada e ordenada, permitirá uma produção independente do período chuvoso, como também, facilitará o acesso do sistema de transporte e escoamento do minério, cujo volume medido representa valores da ordem de R\$ 2.304.000,00 (dois milhões, trezentos e quatro mil reais).

Depósito de Calcário de Nova Canindé, Município de Bragança – Pará

Taylor Araújo Collyer*, João Bosco Pereira Braga*, Reginaldo Célio Bordalo Calderaro*, João Luíz Gouvêa*, Luís Otávio Roffé Azevedo*, Eder Silva de Oliveira*, Artur Fernandes Silva Mascarenhas*

* Secretaria Executiva de Indústria, Comércio e Mineração – SEICOM
Av. Presidente Vargas, nº 1020, Centro, Belém – Pará, CEP: 66.017-000, tel: (0xx91) 241-1818,
E-mail: mineracao@prodepa.gov.br

A região amazônica abrange uma área em torno de 5.039.083,2 km², equivalente a 59,2 % do território nacional, compondo a região tropical úmida brasileira. Nesta área, predominam os solos distróficos, com baixa fertilidade natural e, em menor proporção os solos eutróficos considerados férteis.

No Estado do Pará, os solos de terra firme caracterizam-se pela baixa fertilidade; elevados teores de alumínio trocável, em níveis considerados tóxicos para as plantas; valores ácidos de pH e problemas de fixação de fósforo devido à formação de fosfato de alumínio. Deste modo, a prática de uma agricultura rentável exige o uso de tecnologias adequadas que permitam a utilização de corretivos da acidez desses solos, fertilizantes e outros insumos modernos.

Considerando-se que a calagem e a agregação de produtos químicos, como o fósforo, o potássio e o magnésio são técnicas de correção de solo, torna-se imprescindível a aplicação tanto de calcário, quanto de outros insumos, para que ocorra uma fertilização e conseqüentemente um aumento da produtividade. Evidencia-se, claramente, a necessidade de um direcionamento voltado para a pesquisa e prospecção mineral em pontos estratégicos no Estado, visando diminuir o volume de corretivos e adubos agrícolas adquiridos de outras regiões, a preços elevados, e desse modo, criando oportunidades para a verticalização mineral e comercialização dos produtos existentes na região, gerando emprego, renda e divisas para o Estado do Pará.

O depósito de calcário de Nova Canindé está localizado no povoado homônimo, às margens da rodovia PA-112, na mesorregião nordeste paraense, microrregião bragantina, no município de Bragança, distando 45 km de sua sede e 20 km da sede do município de Santa Luzia do Pará, este na rodovia BR-316.

Regionalmente estão presentes rochas granitóides pertencentes a Suite Intrusiva Tracuateua, de idade proterozóica inferior, constituída por maciços graníticos intrusivos, compostos de biotita-muscovita sieno-granitos, com granulação média a grossa associados a diques sinplutônicos, pegmatitos e aplitos.

Metamorfitos de baixo grau, são representados por filitos, ardósias, metagrauvas e níveis restritos de quartzitos, de idade proterozóica média a superior e foliação geral planar de direção NW-SE e mergulhos sub-verticais,

Sedimentos marinhos de idade terciária, formam camadas sub-horizontais com espessura variando de centimétricas até aproximadamente 30 m, compostos de calcário fossilífero por vezes com folhelhos e margas associados. Localmente, apresentam-se intercalados por finas camadas de argila e areia com cimento calcífero. Associam-se sedimentos clásticos, afossilíferos, predominantemente avermelhados.

Ocorrem ainda coberturas de sedimentos quaternários inconsolidados compostos por areias quartzosas de granulação fina, cascalhos, argilas e siltes, ao longo dos principais cursos d'água.

Uma área de 10.000 ha foi requerida pela Paraminérios, com Alvará de Pesquisa já publicado, onde foram feitos estudos e levantamentos geológicos e geofísicos em uma malha cobrindo uma área de 800 m x 800 m.

A investigação geofísica constou de duas etapas. Na fase regional efetuou-se quatro SEVs, sendo três *Schlumberger* e uma *Wenner*, localizadas estrategicamente na área, de forma a investigar cerca de 3 km ao longo de um alinhamento aproximadamente N-S. Na fase de detalhe foram executadas quatro SEVs *Schlumberger*, sobre uma malha topográfica de 50 m x 20 m com linha base de 200 m e transversais de 150 m, niveladas e implantada nas proximidades de um poço com ocorrência de calcário, fechando uma poligonal de aproximadamente 100 m de lado.

Os valores de resistividade aparente, obtidos durante o desenvolvimento da pesquisa, foram tratados através dos *softwares* IPI 6.0 e *SUFER 7.0*, demonstrando numa análise comparativa, que o intervalo de resistividade aparente entre 17.000 e 24.000 ohms, equivaleria ao intervalo de ocorrência da rocha carbonática, caracterizando um padrão local de eletroresistividade para o estrato em estudo.

Com base nos trabalhos preliminares de mapeamento e da prospecção geofísica foram localizados pontos para investigação em subsuperfície, através de sondagens rotativas. Assim, a seqüência pelito-carbonática, fossilífera, localmente com lâminas de arenito, é, neste trabalho, correlacionada à Formação Pirabas. Apresenta uma espessura de até 25 m, com profundidade variando entre 2 m (topo) e 27 m (base), sendo constituída por um embricamento de margas, folhelhos/argilas, calcários fossilíferos e lâminas de areia associada, às vezes mal selecionada, de coloração variegada, representando um ambiente marinho raso, com alguma contribuição continental.

O corpo do minério, envolto nessa seqüência, apresenta uma espessura média de 7,81 m, com variação entre 2 e 10 m, enquanto a camada de estéril 8,47 m de espessura média e entre variação de 2 a 14 m. As análises químicas mostram que o minério possui teores de CaO + MgO acima de 40 %; poder relativo de neutralização total de 76,35 %; teor de sílica (SiO₂) de 19,13 %; e teor de alumínio (Al₂O₃) de 1,87 %. Estima-se uma reserva inferida em torno de 21.600.000 toneladas, e 10.000.000 toneladas de reserva medida de calcário.

A análise comparativa da Tabela 01, entre os depósitos de Nova Canindé e de Palestina do Pará, este avaliado pela Companhia Vale do Rio Doce, demonstra que apesar do calcário de Palestina ser mais adequado para corretivo, o de Nova Canindé demonstra significativos teores de CaO; de CaO + MgO; e de PRNT, além de baixos valores de SiO₂ e Al₂O₃ em sua composição. São semelhantes quanto a espessura e reservas medidas do minério. Por outro lado, esse depósito está localizado em uma região com expressiva parcela da população paraense, e praticamente às margens da rodovia BR-316, variáveis importantes quando são analisadas as facilidades de escoamento e a proximidade de centros consumidores, importantes elementos no estudo de viabilidade econômica. Neste particular não só a região nordeste do Pará apresenta-se como consumidora em potencial, mas ainda o Pólo de Soja em desenvolvimento na região de Paragominas.

Tabela 01

Comparação entre os Depósitos de Nova Canindé e o de Palestina do Pará/Brejo Grande

Teores/Reservas	Depósitos	
	Nova Canindé	Palestina do Pará/Brejo Grande
Teor médio de CaO (%)	38,87	33,19
Teor médio de MgO (%)	1,15	4,88
Teor médio de CaO + MgO (%)	40,03	38,07
Teor médio de SiO ₂ (%)	19,13	23,44
Teor médio de Al ₂ O ₃ (%)	1,87	4,50
Poder relativo de neutralização total (%)	76,35	64,74
Espessura média do minério (m)	7,81	7,61
Espessura média do estéril (m)	8,47	12,02
Reservas medidas (t)	10.000.000	7.571.187
Reservas Inferidas (t)	21.800.000	39.000.000

Os estudos levam a sugerir que esse depósito reveste-se de interesse econômico, tendo em vista as inúmeras aplicações do minério, sua localização, e a necessidade de se criar condições de melhoramentos nos solos agricultáveis de nosso Estado. Quanto ao caráter corretivo, as Portarias nº 01, de 04 de março de 1983 e nº 03, de 12 de junho de 1986, da Secretaria de Fiscalização Agropecuária do Ministério da Agricultura, estabelecem que um calcário para aplicação como corretivo da acidez do solo, deve ter no mínimo 38% de CaO + MgO, com tolerância de até 10%. Ainda pela Portaria nº 03, os calcários agrícolas são classificados em função da concentração de MgO em: calcítico <5%, magnésiano entre 5% e 12% , e dolomítico >12%.

Desta maneira, e com base nas referidas Portarias, os valores obtidos permitem classificar o calcário de Nova Canindé como estando dentro das especificações de calcário para corretivo de solo. Por outro lado, poderá ainda ser utilizado como matéria-prima para a indústria cimenteira; para a produção de cal hidratada ou cal especial; para tratamento de água, ou como fundente na indústria siderúrgica, dentre outras utilizações.

Gemas e o Programa Polo Joalheiro Paraense

Taylor Araújo Collyer *; Reginaldo Célio Bordalo Calderaro *,
Oscar Nivaldo dos Santos Pimenta**

*Secretaria Executiva de Indústria, Comércio e Mineração – SEICOM, Av. Presidente Vargas, nº1020, Centro, Belém – Pará, CEP: 66.017-000, fone: (0xx91) 241-18-18,
E-mail: mineracao@prodepa.gov.br

** Companhia Paraense de Mineração – Paraminérios, Tv. 3 de maio, nº 1961, Cremação, Belém-Pará, CEP: 66.063-390, fone: (0xx91) 249-56-66.

O Estado do Pará é considerado como uma economia mineira e o segundo maior produtor mineral do Brasil, com cerca de 18% da produção nacional. Possui uma reserva na ordem de 300 t de ouro, com cerca de 26 a 30% da produção nacional, o que totaliza algo em torno de 15,3 t/ano, sendo 11,5 t de ouro industrial (Projeto Igarapé Bahia/Serra dos Carajás) e 3,8 t de ouro de garimpos, notadamente localizados na bacia do rio Tapajós. Com relação aos materiais de qualidade gemológica, já foram catalogadas mais de 250 ocorrências, depósitos e garimpos, principalmente nas regiões sul e sudeste do Estado, incluindo mais de 60 variedades. Destacam-se o cristal de rocha, a ametista, o diamante, o citrino, a malaquita, a turmalina, o topázio, a opala, dentre outras, as quais colocam o Estado como um importante produtor de gemas.

O território paraense possui terrenos geológicos com idades entre os períodos Arqueano e Quaternário Recente, podendo ser dividido nas Províncias Geológicas: Cráton Amazônico, Cráton São Luís, Cinturões Móveis do Proterozóico Superior e Coberturas do Fanerozóico. O Cráton Amazônico comporta as Províncias: Núcleo Arqueano, Núcleos do Arqueano-Proterozóico Inferior, Cinturões Móveis do Proterozóico Inferior e Coberturas do Proterozóico Médio; o Cráton São Luís está representado na região Nordeste do Estado por rochas metassedimentares de fraco e baixo grau metamórficos, granitóides intrusivos e Coberturas Cenozóicas; os Cinturões Móveis são encontrados na porção oriental do Estado, formando dois cinturões com orientação sub meridiana. O Cinturão Araguaia na zona fronteira com o Estado do Tocantins e o Cinturão Móvel do Gurupi localizado no limite com o Estado do Maranhão e as Coberturas do Fanerozóico representadas pelas Sinéclise do Amazonas e do Parnaíba.

É a partir do Ciclo Brasileiro, no Proterozóico Superior, que desponta o grande potencial gemológico paraense, quando ocorre uma tectônica distensiva, com a formação de bacias do tipo *rift*, seguida por movimentos compressivos e deslocamentos lateral de massas rochosas. Durante esta fase, as rochas sedimentares e vulcânicas acumuladas nas bacias foram submetidas a metamorfismo, em cuja fase tardia da estruturação desses cinturões, foi marcada por movimentos distensivos de alívio de pressão e pelo alojamentos de corpos granitóides, resultantes do

metamorfismo regional e intrusivos nos metassedimentos. A mobilização de fluídos aquosos, gerados durante o processo de cristalização e resfriamentos dos corpos granitóides e no decorrer na fase tardia do metamorfismo regional, provocou uma intensa atividade pegmatítica/hidrotermal e a formação de veios de quartzo de composição variável de acordo com a natureza das rochas encaixantes, e ainda, com forte contribuição de águas meteóricas. Nestes veios, encontram-se grandes quantidades de mineralizações de caráter gemológico.

Esses diferentes sistemas de veios apresentam algumas características comuns: orientação preferencial submeridiana; zoneamento normalmente bem expresso; escassez ou ausência de alteração hidrotermal nas rochas encaixantes; alta salinidade nos fluídos contidos nas zonas de bordas e salinidade nitidamente mais baixa nas porções internas; diminuição substancial da temperatura mínima de aprisionamentos dos fluídos das bordas para as partes mais internas dos veios.

Entre o Paleozóico e o Mesozóico, na ocasião da abertura do Atlântico Sul, antigas fraturas sofreram reativação, com a mobilização em profundidade de soluções hidrotermais ricas em sílica, resultando, mais próximo à superfície, em precipitação de sílica sob a forma de variedades de opala C-T, calcedônia, jaspe, ônix, sardônia e opala A.

Visando a verticalização mineral do setor de gemas, foram articuladas entre o Governo do Estado do Pará e a iniciativa privada, ações nas áreas de qualificação de mão-de-obra, empresarial (organização e gestão), fiscal, tributária e de *marketing*, e selecionadas as cidades de Belém, Itaituba, Floresta do Araguaia e Marabá como pólos a serem implantados, objetivando a expansão da cadeia produtiva. O Programa Pólo Joalheiro do Estado do Pará implantado em 1998, tem a coordenação da Secretaria Executiva de Trabalho e Promoção Social (Seteps) em parceria com as Secretarias Executivas de Indústria Comércio e Mineração (Seicom), e de Cultura (Secult), contando também com o apoio de órgãos estaduais e federais, universidades, da iniciativa privada (joalheiros, lapidários, etc) e do Instituto Brasileiro de Gemas e Metais Preciosos – IBGM.

Dentre as ações já desenvolvidas destacam-se os Cursos de Lapidagem; de Artesanato Mineral; de Desenho de Jóias; de Modelagem em Cera; de Associativismo e Organização Social; de Cravação e de Joalheria Básica, dentre outros, já tendo sido treinadas mais de 300 pessoas entre técnicos, ourives, artesãos, etc; continuidade na atualização do Mapa Gemológico do Estado do Pará (Collyer et al, 1994), através do fomento e pesquisa de novas ocorrências; Curso de Especialização em Gemologia na UFPA; Plano Diretor Joalheiro; Escola de Lapidagem e Artesanato Mineral de Marabá, criação de Associações dos Joalheiros do Pará, de Joalheiros e Ourives de Itaituba e de Floresta do Araguaia.

Foi também adquirido um Laboratório Gemológico que permitirá o apoio técnico nos trabalhos de treinamento de pessoal e identificação de gemas, assim como implantou-se o Núcleo

de Informações sobre Gemas e Jóias, para captar e difundir as informações tecnológicas e comerciais. Foram confeccionadas e lançadas as peças da 1ª Coleção de Jóias do Pará com *design* amazônico, inspiradas na flora, fauna e lendas, com 73 peças em ouro 750 e gemas da Amazônia, elaboradas a partir da seleção de 200 desenhos, que ficarão expostas nas dependências do Museu do Ouro, Gemas e de Artesanato Mineral. A criação da Câmara Setorial de Gemas e Jóias, no âmbito da Associação Comercial do Pará, em parceria com o Programa, tem propiciado estudos de adequação fiscal e tributária do setor gemas/jóias, permitindo que sejam atingidas as metas relacionadas às áreas de matéria-prima, produção, gestão, organização e linhas de crédito.

Outras ações nas áreas da capacitação (administração, finanças, recursos humanos, negócios, *marketing*, etc), permitirão a implantação do programa de qualidade nas unidades produtivas, e a difusão de informação da base tecnológica, cultural e de gestão. Por outro lado, estão sendo elaboradas estratégias de acesso ao crédito, buscando parcerias com as instituições financeiras, adequando as necessidades de crédito do setor,

Collyer, T.A., Rodrigues, E.G., de Lima, M.I.C., Machado, J.I.L., Filho, B.S. Azevedo, L.O.R., Granjeiro, I.S. 1994. Mapa Gemológico do Estado do Pará, Belém: Sudam:Idesp. 44p.

Verticalização Mineral e o Meio Ambiente

Taylor Araújo Collyer* , Emmanuel Aresti Santana Matos**, João Bosco Pereira Braga*

*Secretaria Executiva de Indústria, Comércio e Mineração SEICOM, Av. Presidente Vargas, nº 1020, Centro, Belém - Pará, CEP: 66.017-000, fone: (0xx91)241-18-18, e-mail:mineracao@prodepa.gov.br

**Secretaria Executiva de Ciência, tecnologia e Meio Ambiente - SECTAM, Av. Lomas Valentinas, nº 2717, Marco, Belém - Pará, CEP: 66.095-770, fone: (0xx91)276-57-97, e-mail:sectam@amazon.com.br

O Estado do Pará com aproximadamente 1.253.164 Km² de extensão, correspondendo a 14,6% do território nacional, possui uma área superior a de países como a França, Espanha, Alemanha, Itália e Grã-Bretanha. Segundo maior produtor mineral do Brasil, com cerca de 16% da sua produção, detém das reservas nacionais, 30,5% do ferro (17.354.527.000 t); 80,6% da bauxita (2.394.675.000 t); 43% do caulim (81.800.000 t), 75% do cobre (1.348.298.000 t); 25,4% do manganês (80.807.000 t); 21,2% do níquel (80.725.000 t). No cenário mundial, é detentor de 5,6% das reservas de ferro; 7,7% do alumínio (bauxita); 6,4% do caulim e 1,1% do manganês.

Em relação ao ouro, possui reservas medidas de 283.627 kg, que correspondem a 12,3% das reservas brasileiras e cerca de 30% da atual produção nacional.

A atividade mineral no Estado do Pará tem atingido elevado patamar na pauta das exportações. No ano 2000, os dados preliminares mostram que elas alcançaram cerca de US\$ 1.8 bilhão, o que corresponde a aproximadamente 75% do total. Em termos de mercado, o mais importante tem sido o asiático(34% das vendas de minério de ferro), seguido do mercado europeu (27,5%). O mercado brasileiro absorve cerca de 20,5% da produção.

Destaca-se, no entanto, que toda produção mineral paraense encontra-se centrada em 14 minas, que ocupam uma área de 2.765 Km², ou 0,2% do território estadual. Em relação ao setor pecuário, está área corresponde a uma fazenda com capacidade para menos de 100.000 cabeças de gado bovino. Por outro lado, ainda encontram-se paralisadas 44 minas, totalizando cerca de 3.381 Km², o que torna altamente promissor o potencial mineral do Estado. Pode-se, ainda salientar que, a área já antropizada é da ordem 120.000 Km², ou seja, menos de 10% do território estadual e que o Poder Público (municipal, estadual e federal) exerce efetivo controle sobre os impactos ambientais causados pela mineração.

A potencialidade do subsolo paraense é expressiva, destacando-se cerca de 840.000 Km² de rochas cristalinas que contêm importantes províncias minerais, com grande potencial para minérios polimetálicos, gemas e rochas ornamentais. O restante da área, é constituído por rochas sedimentares, ricas em bens minerais, como: óleo e gás, calcário, fosfato, gipsita, turfa, e minerais

de aplicação na construção civil. As principais Províncias Minerais, são: Carajás; Aurífera do Tapajós; Aurífera do Gurupi; Aurífera de Andorinhas-Sapucaia; Reserva Nacional do Cobre e Associados e a Xingú / Pacajá.

Tais fatos viabilizaram significativos investimentos no setor mineral, destacando-se o ano de 1999, com cerca de US\$ 63 milhões, por parte da Cia .Vale do Rio Doce – CVRD na região da Serra dos Carajás, com previsão de ingresso de recursos da ordem de US\$ 1,3 bilhão, até o ano de 2003.

O aproveitamento de pequenos depósitos minerais também pode ser fator de geração de emprego e renda, por serem empreendimentos de pequeno e médio porte, como aqueles com aplicação na construção civil, as gemas, as rochas ornamentais, águas minerais, insumos para agricultura e o ouro produzido nos garimpos. Este último, carece de ação permanente e efetiva do Poder Público, pelo fato de utilizar o mercúrio durante o processo extrativo, e ser o garimpeiro, um nômade.

Apesar do relevante papel como produtor de minérios essenciais a atividade humana, a baixa agregação de valor e a elevada dependência do mercado externo, têm requerido ações direcionadas ao eixo prioritário da verticalização mineral. Assim, seriam introduzidas mudanças na base produtiva, agregando valores aos bens atualmente exportados, permitindo a agregação de valor aos produtos; mão-de-obra qualificada e melhor remunerada; novos postos de trabalho; alternativas de trabalho no campo; desenvolvimento tecnológico; redução das desigualdades e controle da ação antrópica.

Entre as medidas adotadas, pelo Governo do Pará, de apoio ao Programa de Verticalização Mineral não agressivo ao meio ambiente, destacam-se:

I) apoio às empresas petrolíferas, na pesquisa de gás natural na foz do rio Amazonas, que possibilitará a implantação de refinaria e usina de vaporização na área do Porto de Barcarena, gerando energia em sistema integrado com a Eletronorte e para siderurgia. Como alternativa, poderia ser aproveitado o gás de Trinidad e Tobago, permitindo o aproveitamento de todo o seu ciclo, da criogenia, transporte e vaporização desde a indústria frigorífica, a mineração, siderurgia e os processados de alumínio e na geração de energia em sistemas isolados .

II) implantação de usinas moageiras nos depósitos de calcário das regiões dos municípios de Itaituba (reserva medida de 12 milhões de toneladas), Palestina do Pará (reserva medida da ordem de 7,5 milhões de toneladas), Santana do Araguaia (reserva estimada da ordem de 1,2 milhões de toneladas) e Bragança (reserva medida de 15 milhões de toneladas), para a correção do pH dos solos agricultáveis, bem como, na produção de cal e insumos para siderurgia. Este programa

inclui e avaliação econômica dos depósitos de fosfato e gipsita, com vista ao aproveitamento econômico;

III) implantação de Pólos Joalheiros em Belém, Itaituba, Marabá e Floresta do Araguaia, através da organização, orientação e capacitação dos profissionais envolvidos e outros interessados, transformando a informalidade num setor econômico dinâmico, que terá como referência, o antigo Presídio de São José, transformado no Museu de Gemas, Ouro e Artesanato do Estado, abrigando oficinas de joalheria, lapidação e artesanato, além de lojas e exposições permanentes.

IV) agenciamento de empresas para a exploração de depósitos minerais já conhecidos, com o compromisso de não agressão ao meio ambiente, com destaque para os depósitos de fosfato do município de Monte Alegre, com reservas da ordem de 200 milhões de toneladas, além dos depósitos de rochas ornamentais dos municípios de Monte Alegre, Oriximiná, Prainha e Alenquer, das rochas de emprego na construção civil da região Nordeste do Estado do Pará, do caulim do rio Capim e diversos depósitos auríferos e de gemas encontrados no Pará;

V) como fonte de informação básica e objetivando a Gestão da Atividade Mineral, estão sendo desenvolvidos os seguintes produtos: Mapa Geológico do Estado, Mapa Gemológico do Estado, Mapa de Produção dos Municípios, Mapa de Oportunidades de Investimento nas Mesoregiões, Mapa de Cavernas e Sítios Arqueológicos do Estado, Sumário Mineral.

VI) ações de fiscalização, monitoramento e controle ambiental, desenvolvidas pelo Governo do Estado, tem como diretriz Desenvolver sem Devastar em articulação com outros órgãos da administração pública, com vistas a melhoria da gestão ambiental. O Programa de Descentralização da Gestão Ambiental, cria estrutura nos municípios para a execução de suas competências específicas, compartilhando as ações de controle ambiental, em cooperação com as instituições científicas e ambientalistas sediadas no Estado.

Estende-se a todas as atividades ou empreendimentos, públicos ou privados, potencialmente poluidores ou degradadores do meio ambiente ou que explorem recursos naturais. Assim, o reflorestamento e o controle do desmatamento e queimadas são fundamentais para recuperar áreas degradadas. Estas ações, realizadas em parceria com instituições científicas e organizações não-governamentais, têm resultado na implantação de sistemas agrosilviculturais, gerenciados pelos habitantes de comunidades rurais em vários pontos do Estado.

O Pará tem características peculiares definidas por diferentes ecossistemas. Mesmo nas regiões de atividade mineral intensiva, o Governo do Pará pesquisa, fomenta e fiscaliza 16 unidades de conservação da natureza, que somam mais de 9,1 milhões de hectares. Espécies ameaçadas de extinção e características excepcionais da região do ponto de vista faunístico, florístico, geológico, geomorfológico, arqueológico, espeleológico, histórico e cultural estão sendo preservadas.

A questão indígena, cuja população é estimada em 16 mil pessoas, distribuídas em 38 áreas, que representam 10% das existentes na Amazônia, não tem metade das áreas demarcadas, motivando conflitos provocados pela exploração dos recursos naturais. O governo estadual atua em conjunto com o governo federal não permitindo a implantação de projetos minerais em áreas indígenas. Quanto ao acompanhamento dos impactos provocados ao meio ambiente, como o lançamento de mercúrio, tem-se trabalhado em parceria com o Instituto Evandro Chagas-IEC/FUNASA.

Como forma de apoio ao setor mineral, são oferecidos, incentivos fiscais, isentando ou diferindo os impostos, auxiliando na implantação de novas empresas, energia elétrica estável em grande parte do Estado, infra-estrutura portuária, com destaque ao Complexo Portuário de Barcarena, que possui localização privilegiada em relação aos principais portos no mundo e profundidade operacional de 14 metros.

A consolidação da malha rodoviária, dentro dos eixos de desenvolvimento traçados no Programa de Governo do Estado do Pará e a viabilização das hidrovias Tocantins-Araguaia, do Marajó e das Eclusas de Tucuruí.

Diagnóstico da evolução do uso da argila no Setor Cerâmico de Porto Velho-RO

Antonio Vieira Cordeiro

CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Porto Velho (cprmrepo@enter-net.com.br)

Introdução

A cidade de Porto Velho, situada no noroeste do Estado de Rondônia, possui atualmente uma população de aproximadamente 300 mil habitantes, com uma taxa de crescimento anual de 3,27%. O seu setor cerâmico conta com uma produção mensal média de um 2.950 mil tijolos, utilizados no abastecimento do mercado local da construção civil. As telhas de barro comercializadas em Porto Velho, correspondem a um dos produtos básicos da habitação local e são oriundas do grupo da cerâmica vermelha, sendo estas fabricadas no interior do Estado, mais precisamente nas cidades de Pimenta Bueno e Cacoal, que distam 500 km desta capital.

Objetivo

Este trabalho tem como objetivo principal a organização e a análise de dados acerca do setor cerâmico de Porto Velho, abordando os seguintes temas: dados históricos relacionados ao uso de argila; evolução do mercado ceramista em relação ao aproveitamento dos depósitos de argila dimensionados; taxa de crescimento da área urbana x depósitos dimensionados; relação do aumento de produção x população x queda do preço do tijolo; chegando-se até a mão-de-obra envolvida na produção de tijolos. Além destes temas abordados, este trabalho tem o objetivo de propiciar o esclarecimento aos ceramistas que, devido ao crescimento urbano e exaustão das jazidas, os mesmos devem procurar novos depósitos, utilizando-se das pesquisas geológicas existentes, as quais contém a localização e o dimensionamento de vários depósitos de argila, a maioria fora da área urbana de Porto Velho.

Histórico

A utilização da argila em Porto Velho iniciou-se, em 1970, com os pioneiros (oleiros) produtores de tijolos manuais, produzidos nas antigas olarias localizadas em vários bairros da cidade, tais como: Distrito Industrial; Estrada 13 de Setembro; Nova Porto Velho; Floresta; Colônia Penal; Viçosa; Sonho Azul; e Avenidas Kennedy, Campo Sales e Rio Madeira. As cerâmicas fabricavam telhas tipo “Marselha”, lajotas, tijolos laminados e tijolos de alvenaria, enquanto que as olarias contribuíram com 65% da produção de tijolos. As olarias pioneiras, organizadas na Associação dos Oleiros de Porto Velho, utilizavam-se de métodos manuais e foram desativadas em função de dois fatores principais: a expansão urbana sobre os depósitos de argila e a falta de

competitividade diante dos métodos mecanizados das cerâmicas, sendo esta Associação recompensada com áreas fora do perímetro urbano, situadas na Avenida dos Oleiros (hoje, fazendo parte da zona urbana) e na região do rio das Garças, sendo que nesta última ocorre um depósito, avaliado durante a realização do Projeto Porto Velho-Abunã (Adamy & Romanini, 1990), executado pela CPRM de Porto Velho. Além destes depósitos, existem outros 19 depósitos de argilas (Tabela 1), dimensionados nos Projetos Argila (Sousa, 1979) e Porto Velho-Abunã (Adamy & Romanini, 1990), os quais podem ser utilizados para suprir as necessidades do setor cerâmico de Porto Velho, com novas áreas de extração, sendo que a utilização dos dados destes Projetos de vital importância para a expansão do mercado ceramista desta cidade.

Localização dos Depósitos de Argila	Reserva Inferida (m³)	Coordenadas Geográficas
Margem esquerda da BR-364 (Porto Velho-Cuiabá), no Km 4,0	450.000	63° 52' 06" W / 8° 46' 01" S
Margem esquerda da BR-364 (Porto Velho-Cuiabá), no Km 4,5	186.000	63° 51' 00" W / 8° 48' 19" S
Estrada Rio Madeira, Km 4,0	132.000	63° 53' 15" W / 8° 44' 00" S
Estrada Rio Madeira, Km 3,0, margem esquerda	130.000	63° 53' 28" W / 8° 44' 33" S
Estrada do Belmont, 1,1 Km a N do Terminal da Petrobrás	68.000	63° 55' 34" W / 8° 44' 45" S
Estrada do Belmont, 3,0 Km a N do Terminal da Petrobrás, margem direita	54.000	63° 55' 18" W / 8° 43' 35" S
Estrada 21 de Abril no extremo leste da área em torno de Porto Velho	564.000	63° 50' 09" W / 8° 44' 42" S
Estrada 21 de Abril 1,3 Km a leste da Estrada da Colônia Penal Ênio Pinheiro	93.750	63° 50' 50" W / 8° 44' 24" S
Km 2,7 da BR-319 (Porto Velho-Manaus)	390.000	63° 57' 42" W / 8° 46' 01" S
Km 9,5 da BR-319 (Porto Velho-Manaus)	176.000	63° 59' 50" W / 8° 43' 13" S
Margem esquerda do rio Madeira, à montante da cachoeira de Santo Antonio	Não Dimensionado	63° 58' 36" W / 8° 47' 42" S
Colônia 13 de Setembro	Não Dimensionado	63° 52' 11" W / 8° 48' 15" S
Colônia 13 de Setembro	Não Dimensionado	63° 51' 42" W / 8° 50' 00" S
Colônia Penal	Não Dimensionado	63° 49' 45" W / 8° 42' 42" S
Rio das Garças	Não Dimensionado	63° 48' 30" W / 8° 49' 45" S
Baixo Candeias	200.000	63° 44' 24" W / 8° 41' 42" S
Oorta Chuelo	140.000	63° 43' 30" W / 8° 37' 30" S
Belmont	112.000	63° 52' 14" W / 8° 38' 48" S
Três Buritis	120.000	63° 53' 51" W / 8° 51' 37" S

Tabela 1 - Localização dos depósitos de argila dimensionados numa área de 400 km² em torno da cidade de Porto Velho (Fonte: Sousa, 1978; Sousa, 1979 e Adamy & Romanini, 1990).

Metodologia e Resultados Obtidos

Devido à inexistência de bibliografias contendo informações sobre o setor cerâmico de Porto Velho, os dados apresentados neste artigo foram obtidos diretamente na fonte, através de contatos verbais e anotações com os proprietários das antigas olarias, dos depósitos de venda de telhas de barro e das cerâmicas, além de visitas as principais cerâmicas de Porto Velho, totalizando em torno de 20 contatos, nos quais foram abordados os seguintes itens: tipo e qualidade do produto (tijolos e telhas); local de fabricação; produção; preço, salário do operário, quantidade de indústrias de cerâmica e olarias. Posteriormente, os dados obtidos foram tratados e organizados em tabela, com

exceção aos referentes das telhas de barro, pois são parâmetros não relacionados à produção da cidade de Porto Velho, cujo volume mensal de vendas alcança em torno de 400.000 telhas do tipo Romana e Portuguesa, nos vinte depósitos de venda existentes nesta cidade (Tabela 2).

Segundo dados obtidos de 1970 a 1990 (Tabela 3) e referentes à produção de tijolos em Porto Velho, o preço do milheiro do tijolo correspondia, inicialmente, a um salário mínimo atual, pois a demanda era maior do que a oferta, devido à carência de mão de obra, em consequência da fuga desta para os garimpos de ouro da região do rio Madeira. Neste período, o mercado era abastecido principalmente pelas olarias, produzindo tijolos manuais, sendo necessário um intervalo de tempo muito grande, para produzir mil tijolos (dois operários/dia), em comparação com as cerâmicas mecanizadas atuais (um operário/96minutos). Atualmente, a redução no preço do milheiro do tijolo, corresponde a 38,8% em comparação com os anos 70 e 90, decorrente principalmente do processo da mecanização e ao crescimento do número de cerâmicas mecanizada em 600%, contribuindo com uma maior oferta e associado ao declínio dos garimpos de ouro secundário da reserva garimpeira rio Madeira. Estes fatores, também, interferiram na perda em 43% do salário dos operários e declínio do número de olarias em torno de 92%.

Ano	Preço do milheiro da telha de barro (R\$)	Custo do frete do transporte + revendedor (R\$)	Redução de (40%) do preço do milheiro da telha de barro para (R\$)
2001	470	200	270

Tabela 2 - Redução do preço/custo do milheiro da telha de barro em Porto Velho.

Ano	População	Produção de Tijolos (1000/mês)	Preço de 1000 Tijolos (R\$)	Salário dos Operários (R\$)	Quantidade de Olarias	Quantidade de Cerâmicas
1970	40.882			25/dia	40	
1978	100.000	1.194	180	25/dia	84	3
1979			180	25/dia	84	2
1980	102.978			25/dia		2
1990			180	25/dia	100	8
1991	145.917					8
1995		1540				
1997		2150				
2000	273.496	2950	100	180/mês	8	12
2001	300.000	2950	70	180/mês	8	12

Tabela 3 - Crescimento da população, produção de tijolos e cerâmicas; diminuição das olarias manuais; variação do preço do milheiro do tijolo, salário dos operários.

No período de 1978 a 1990, não foi possível recompor os dados da produção mensal de tijolos em Porto Velho, devido às cerâmicas e olarias, do referido período, constituírem 7,1% das indústrias do setor cerâmico atual, revelando um mercado instável, alcançando uma estabilidade a partir de 1975, onde 61,5% destas, corresponde ao total das cerâmicas existentes nesta cidade.

Conclusões

Baseado no volume de vendas de telhas de barro em Porto Velho, endossada pela construção de uma cerâmica informatizada na cidade de Pimenta Bueno, no interior do estado, com uma produção atual de 500.000 telhas por mês, demonstra a existência em Porto Velho de um mercado que ainda encontra-se em expansão, apesar das vendas permanecerem estáveis desde 1986, devido a queda do poder aquisitivo da população e ao acréscimo do preço do produto em 41,7% nos últimos 6 anos.

A produção de telhas, em Porto Velho, significaria uma redução importante do custo final do produto, em função do menor custo do transporte. Com a execução de análises das argilas dos depósitos existentes, visando à indicação do seu uso provável, ficou evidenciado que a argila vermelha da periferia de Porto Velho, poderá vir a ser utilizada na fabricação telhas de barro, prova disso é a produção de telhas do tipo “Marselha”, em 1978, pela Cerâmica Tupi, localizada no Distrito Industrial.

Tendo como base as informações colhidas junto aos ex-proprietários das antigas olarias manuais, pioneiros do uso de argila em Porto Velho, muitos deles oriundos do Estado do Ceará, o qual tem tradição em cerâmica, afirmam que a argila do substrato do bairro Cai n’água, têm qualidades para ser utilizada na produção de telha de barro.

Conclui-se, ainda, que existem áreas em torno de Porto Velho, com potencialidade em argila para uso na fabricação de telha de barro, apenas com uma pequena ressalva: que estas argilas do grupo da cerâmica vermelha têm seu uso limitado, se compararmos os valores obtidos dos corpos de prova após a queima, com as condições mínimas exigidas para uma determinada argila, tanto em tijolos furados como em telhas.

Os estudos detalhados sobre a geologia dos sedimentos argilosos da área de entorno da cidade de Porto Velho, com o correto dimensionamento dos depósitos e análises tecnológicas para classificação do uso industrial destas argilas, serviriam de base para um programa de investimentos do setor ceramista, tendo como objetivo final à instalação de um parque cerâmico em larga escala.

Em relação à produção de tijolos de barro, os mesmos atendem a demanda da construção civil desta cidade, e a matéria prima (argila) nos arredores de Porto Velho, atualmente é suficiente para atender as necessidades dos ceramistas.

Os 19 depósitos de argilas, dimensionados nos projetos Argilas de Porto Velho e Porto Velho-Abunã, são opções para suprir o setor cerâmico, através de novas áreas de extração, sendo um marco na importância da pesquisa técnica geológica, como fator de influência no mercado ceramista.

Referências Bibliográficas

- ADAMY, A., ROMANINI, S.J. Geologia da Região Porto Velho-Abunã. Folhas Porto Velho (SC. 20-V-B-V), Mutumparaná (SC. 20-V-C-VI), Jaciparaná (SC. 20-V-D-I) e Abunã (SC. 20-V-C-V). Estados de Rondônia e Amazonas. Brasília: DNPM/CPRM, 1990. 273p. il.
- CIEREGATI, L.A. Parecer técnico sobre argilas de Rondônia para uso cerâmico. Relatório de Viagem. São Paulo: CPRM, 2000. Np.
- SOUSA, R.S., Projeto Argilas de Porto Velho. Relatório da 1ª Fase. Porto Velho: CPRM, 1978.
- SOUSA, R.S., Projeto Argilas de Porto Velho. Relatório da 2ª Fase. Porto Velho: CPRM, 1979.

Tantalita, o mais novo saque ao subsolo Amazônico.

Nereu Heidrich

DNPM/AM – nereuhei@latinmail.com

Introdução

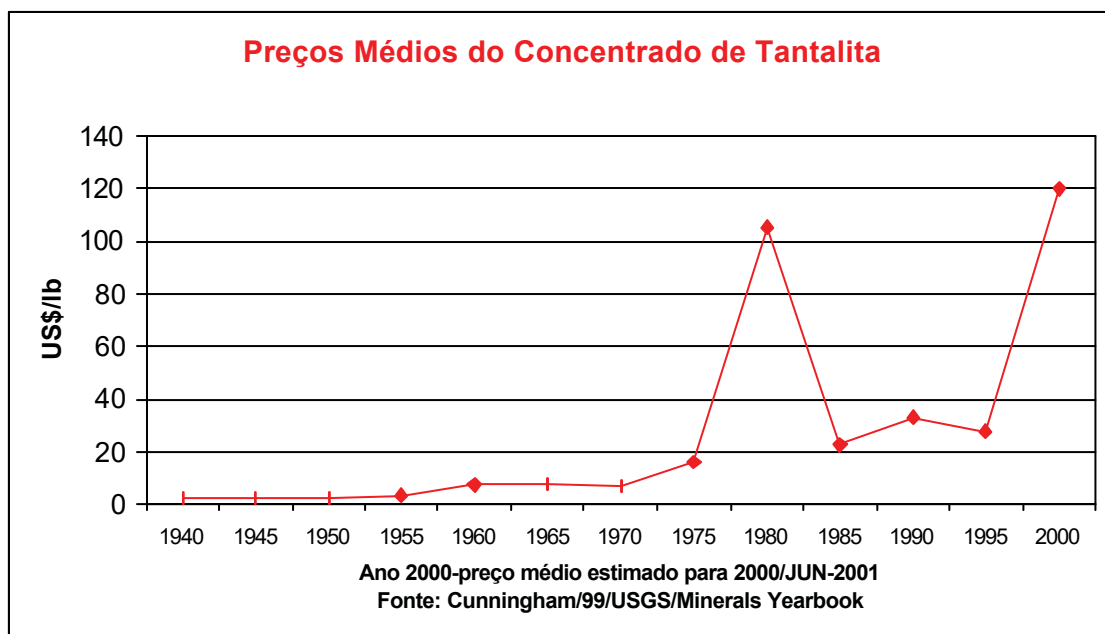
O tântalo é um metal branco com tinta levemente cinza de número atômico 73, massa atômica 180,95, densidade alta de 16,66 g/cm³, alto ponto de fusão e ebulição, 2.996°C e 5.425°C respectivamente. Estas propriedades conferem a este elemento uma gama ampla de aplicações, principalmente em tecnologias sofisticadas de ponta no setor de equipamentos eletrônicos, como na fabricação de capacitores de usados em telefones celulares, sendo também muito utilizado para fabricação de inúmeros artefatos bélicos, o que lhe confere na atualidade um caráter extremamente estratégico para países que comandam os destinos de nações submissas. A etimologia esta relacionada a *Tântalo*, personagem mitológico que foi condenado a morrer de sede, alusão ao caráter não absorvente do elemento ou à dificuldade de se dissolver seus minerais em ácidos. Neste trabalho procura-se fazer um breve relato e uma análise econômica dos fatos que decorreram nos últimos anos, que levaram a uma corrida desenfreada a este metal estratégico para qualquer país que valorize suas riquezas naturais.

Evolução dos preços

Os preços deste metal, como de outros também considerados estratégicos e utilizados em tecnologias de ponta, principalmente indústria bélica, poderíamos chamá-los de “metais bélicos”, vem aumentando ao longo do tempo, coisa que não se verifica com os metais básicos. Como podemos observar no gráfico apresentado, nos anos 40 e 50 os preços médios anuais oscilaram entre 2 e 4 US\$/lb, a partir dos anos 60 quando o preço médio da década atingiu mais de 8 US\$/lb devido a um aumento na demanda por capacitores, ligas resistentes a altas temperaturas e corrosão química, aplicações nucleares, ferramentas de corte e indústria aeroespacial. Aumenta a oferta com uma superprodução e conseqüente declínio dos preços em 1968, levando ao fechamento de muitas minas com altos custos de produção.

Na década de 70 os preços médios anuais vem mostrando um crescente constante, com média da década em 23 US\$/lb, a demanda mostra-se cada vez mais aquecida, os minérios cada vez mais pobres, somadas as dificuldades de aquisição de minérios nos países africanos, compras para fazer estoques, estes fatores levaram a uma explosão dos preços, com picos em 1979 e 1980. A conjugação de preços altos com a dificuldade de aumento de suprimentos, são um ambiente fértil para surgimento de substitutos, melhora na tecnologia para aproveitamento de escórias e aumento na reciclagem; no setor de eletrônicos o principal substituto foi o alumínio. Nos anos 80 ocorreram

novas quedas, mas agora novamente assumindo um outro patamar, com preço médio para a década de 37 US\$/lb. Na década de 90 o preço médio foi de 30 US\$/lb, com um mínimo de 26 US\$/lb em 93 e o máximo de 35 US\$/lb em 99. Já nos anos 2000/2001 os valores explodiram e chegaram a atingir cifras de 240 US\$/lb, atualmente, jul/2001 situando-se entre 55 a 75 US\$/lb. Um dos fatos que possivelmente explicariam tão alta elevação de preços neste período seriam talvez de natureza estritamente política, como a eleição de George Bush para a presidência dos USA e o recrudescimento das relações bélicas entre israelenses e palestinos. Outros fatores mais óbvios são a forte demanda global por tântalo pulverizado para fabricação de capacitores e também um aparente déficit de fontes primárias ou secundárias, isto é, jazidas novas com bons teores, escórias de boa qualidade, bem como suficientes quantidades de materiais recicláveis. Mais um fator a se somar seriam devidos a baixos estoques dos organismos americanos de controles de suprimentos como o *NDS – National Defense Stockpile* e do *DLA – Defense Logistics Agency*.



Situação atual brasileira e implicações econômicas

Nosso país abriga a maior reserva mundial de tantalita, sendo que mais de 99% desta se situa na Amazônia, mais precisamente no Município de Presidente Figueiredo no Amazonas. Estas reservas somam mais de 64 mil toneladas e representam mais de 45% das reservas conhecidas do planeta, sem contar as inúmeras ocorrências no médio e alto Rio Negro no Amazonas, mais as de Roraima, Rondônia, Pará, Tocantins e do Amapá. Não podemos deixar de citar as ricas ocorrências do Nordeste brasileiro que voltaram a produzir com a elevação dos preços. A realidade é que toda esta riqueza tem gerado pouco ou nenhum fruto, principalmente para os *amazonidas*, pois boa parte deste minério produzido nos últimos anos é de natureza clandestina e a princípio comercializado ilegalmente para os estados de São Paulo, Minas Gerais ou até mesmo para o exterior? Mas segundo as informações do SECEX/2001 o Brasil importa mais de tântalo do que exporta?

Colocam em um único código os minérios de nióbio, tântalo e vanádio, por que? Estes números servem apenas para se constatar que existe algo de estranho no controle destes minérios pelo estado brasileiro.

No trabalho de John Linden (2000) chefe de marketing da *Sons of Gwalia*, este estima que a produção garimpeira no Brasil seja de aproximadamente de 100.000 lb/ano, isto é 45,35 t/ano, estes valores já seriam bastante modestos para os tempos de preços normais, isto nos leva a estimar no mínimo umas 3 vezes este valor para tempos de preços explosivos. Estes números levariam a uma produção anual quase que totalmente clandestina de aproximadamente 135 t ao ano, que ao preço médio anual de 120 US\$/lb ou 264,55 US\$/kg, geraria um faturamento de **US\$ 35.714.250**, produziria uma arrecadação de ICM's US\$ 4.285.710 e uma CFEM de US\$ 628.570.

Fato curioso ocorre no Estado do Amazonas, pois apesar de haver apenas uma área regularizada junto ao DNPM para exploração de tantalita, a Secretaria de Fazenda vem emitindo notas fiscais avulsas para produtores clandestinos, freqüentemente são minérios extraídos de áreas indígenas, isto é dupla irregularidade, caracterizando-se como esquentamento de minério produzido ao arripio da lei. Segundo estas notas fiscais foram produzidas 7.839 kg de tantalita no ano 2000, nos Municípios de Barcelos e São Gabriel da Cachoeira, sendo declarado valores de **R\$ 68.052**, que nos fornece um preço médio de R\$ 8,68/kg, o ICM's apurado de R\$ 8.166, ao preço médio de 264,55 US\$/kg teríamos valores de **R\$ 5.184.479** para o faturamento e R\$ 622.137 de ICM's, mais R\$ 91.246 de CFEM. Estas quantidades são irrisórias, pois uma única apreensão feita pela Polícia Federal em São Gabriel da Cachoeira superou 7 toneladas, isto sem contar as apreensões em Manaus de tantalita e ametista.

Numa tentativa de quantificar os valores do prejuízo ao Estado com estas perdas, podemos sintetizar numa especulação de números já referidos anteriormente em relação ao garimpo, isto é, uma produção anual na Amazônia de 135 t, que retrocedendo a 5 anos, tempo dos primeiros registros informais de produção clandestina de monta, para este período calculamos um preço médio de 114 US\$/kg, o que somaria um valor de **US\$ 76.950.000** que geraria US\$ 9.234.000 de ICM's e US\$ 1.354.320 de CFEM.

Situação complicada temos para a produção oficial de Columbita/Tantalita pela Mineração Taboca no Município de Presidente Figueiredo no Amazonas. O minério é considerado muito pobre com aproximadamente 10% de tantalita no concentrado, mais a inconveniente presença de radioativos como U/Th. A empresa vem comercializando o minério desde 1998, com as seguintes produções: 2.862 t (98), 2.144t (99) e 3.717 (2000); o mais gritante é o valor declarado do minério: **R\$ 1,00/kg**. Em síntese a empresa comercializou 8.723 t a um valor declarado de R\$ 9.006.484 (US\$ 3.602.593), sendo que o ICM's de 98 e 99 ela diz estar embutido no da cassiterita, o de 2000 somou R\$ 447.690, mas na realidade R\$ 201.460 (US\$ 80.584) pois a empresa é incentivada em

55% do ICM's, a CFEM recolhida no período totalizou R\$ 89.521(US\$ 35.808). A luz dos preços praticados no LME – *London Metal Exchange*, preço médio do período de US\$ 139,62/kg, o teor de tantalita a 10% e esquecendo o “nióbio”, teremos um faturamento de US\$ 121.790.526 que geraria um ICM's de US\$ 14.614.863 e uma CFEM ao redor de US\$ 2.000.000. As diferenças são muito grandes para se explicar com teores e custos de produção, somando-se a estes os números do garimpo teremos como resultado as perdas da Amazônia em **US\$ 198.740.526**, o ICM's em **US\$ 23.848.863** e uma CFEM estimada em **US\$ 3.539.000**, sem contar as gemas que são produzidas no alto Rio Negro e outras regiões, sendo também comercializadas a preço de banana.

Somos todos conscientes de que devemos fomentar a mineração em nosso país e na minha opinião com incentivos fiscais e outros instrumentos que venham a promover o setor, principalmente na nossa explorada Amazônia, tão rica e tão pobre ao mesmo tempo. Todos sabemos das dificuldades do mercado internacional, quem o comanda procura incutir nas mentes terceiro mundistas que a tecnologia é tudo que existe no mundo econômico, que as matérias-primas são bens que vão eternamente se desvalorizar, não existe nada mais falacioso do que esta assertiva, quem ouviu falar da tal “tecnologia do nada”; inclusive o que assistimos atualmente são alguns preços de metais estratégicos explodindo no mercado.

Portanto não podemos fechar os olhos a estas investidas, que apesar de velhas, são cada vez mais freqüentes e de diversos matizes, muitas vezes verde/amarelo. Nosso sistema de administração do setor mineral não esta velho nem ultrapassado, isto porque na realidade ele jamais cumpriu plenamente as suas funções, no papel como todos os códigos germano-napoleônico é uma beleza, na prática tem todos os defeitos possíveis e imagináveis. A criação de Agência Nacional não resolvera o problema, a transformação só será verdadeira com profundas modificações principalmente em nível constitucional, como o que diz respeito da propriedade do bem mineral.

Bibliografia

- Branco, P.M.1979 Dicionário de Mineralogia. CPRM. Rio de Janeiro, 254 p.
- Cunningham, L. D. 1999. *Tantalum*. U.S. Geological Survey. Metals Prices in the United States through – 1998. 143-145.
- Cunningham, L. D. 2000. *Columbium (Niobium) and Tantalum*. U.S. Geological Survey. Minerals Yearbook – 1999.
- Heidrich, N. 2001. Tantalita - Sumário Mineral 2001. MME/DNPM.
- Linden, J. 2000. *Tantalum – Raw Material Supply*. Bulletin nº 105, TIC – Tantalum - Niobium International Study Center. In: Symposium TIC 2000, San Francisco.

Potencialidade Mineral do Sudeste do Estado do Amazonas

Marco Antonio Horbe & Sílvio Roberto Lopes Riker

CPRM – Serviço Geológico do Brasil/Manaus (suregma@cprm-ma.gov.br)

Introdução

A avaliação do potencial mineral da região sudeste do Amazonas é resultado dos trabalhos realizados pela CPRM-Superintendência Regional de Manaus no desenvolvimento do Projeto de Gestão Ambiental Integrada do Amazonas – PGAI/AM, na fase de diagnósticos do Zoneamento Ecológico-Econômico (ZEE) para a área prioritária da região Sudeste-Sul do estado (ZEE Vale do Madeira). A CPRM-Sureg/Manaus desenvolveu, no âmbito do ZEE Madeira, os estudos e avaliações sobre a geologia, geomorfologia, hidroclimatologia e unidades de paisagem (CPRM 2001).

Os levantamentos realizados não têm como principal objetivo uma elucidação dos aspectos técnicos-científicos em si das temáticas avaliadas, procurando se ater às considerações gerais mais relevantes sobre os aspectos da potencialidade econômica e do grau de vulnerabilidade das unidades regionais. Dessa forma, os estudos geológicos visam caracterizar os diferentes grupos de rochas existentes, a sua evolução geotectônica, permitindo a avaliação da potencialidade mineral e do grau de fragilidade e vulnerabilidade do meio físico das unidades presentes na área. A avaliação geomorfológica objetiva caracterizar as diferentes unidades morfológicas que compõem o relevo da região, analisar a relação entre as mesmas e os processos envolvidos na sua formação, com o intuito de estabelecer o grau de estabilidade e/ou vulnerabilidade das unidades frente aos processos erosivos, naturais ou induzidos pela intervenção humana.

A partir dos levantamentos bibliográficos e de campo, foram catalogadas na região 46 ocorrências minerais, algumas das quais identificadas no desenvolvimento do ZEE. Os dados secundários foram obtidos através da análise, principalmente, dos trabalhos do Projeto RADAM (Araújo et al. 1978) e dos projetos Aripuanã-Sucunduri (Liberatore et al. 1972) e Tapajós-Sucunduri (Bizinnella et al. 1980), realizados pela CPRM para o DNPM/MME.

Aspectos regionais

A região em foco abrange os municípios de Apuí, Humaitá, Manicoré e Novo Aripuanã, perfazendo aproximadamente 200.000 km², o que representa mais de 10% da superfície do Estado do Amazonas. Está localizada no extremo sudeste-sul do estado, sendo limitada a sul pelos estados do Mato Grosso e Rondônia, a leste, pelo estado do Pará e a oeste, de modo geral, pelo divisor de águas das bacias dos rios Madeira e Purus (Figura 1).

A área em apreço envolve dois grandes domínios geológicos, estando a parte oriental inserida na área do Escudo Brasil Central e o bloco ocidental representando as bacias sedimentares do Amazonas/Solimões, com limite entre ambos marcado pelo interflúvio dos rios Marmelos e Manicoré.

Na porção estudada, os terrenos do Escudo Brasil Central estão representados pelas seguintes unidades geológicas, em ordem decrescente de idade: Grupo Jacareacanga (xistos e quartzitos); Complexo Cuiú-Cuiú (gnaisses e granitóides associados); Suíte Intrusiva Parauari (rochas graníticas); Grupo Iriri (riolitos, dacitos e tufos); Suíte Intrusiva Maloquinha (granitos associados às vulcânicas Iriri); Complexo Jamari (gnaisses e anfibólitos); Suíte Vulcânica Roosevelt (riolitos e dacitos); Suíte Serra da Providência (granitos associados às vulcânicas Roosevelt); Grupo Beneficente (arenitos, siltitos e calcários, localmente dobrados e fortemente endurecidos); Suíte Intrusiva Crepori (gabros e diabásios); Suíte Intrusiva Cinco Ilhas (rochas alcalinas); Formação Prosperança (arenitos feldspáticos, argilitos e conglomerados na base com intercalações de tufos); Granitos “Jovens” de Rondônia e as “Alcalinas Teotônio”. No domínio da Bacia Solimões-Amazonas observam-se, da base para o topo, a

Formação Alter do Chão e as Coberturas Cenozóicas Indiferenciadas (Fm Solimões e/ou Içá), ambas constituídas por arenitos semi-friáveis e argilitos de origem continental. Aluviões sub-recentes e modernos distribuem-se por toda área estudada, com destaque para os depósitos ao longo do vale do rio Madeira.

Ocorre, ainda, entre o rio Aripuanã e o limite leste da área, uma seqüência sedimentar, com arenitos e siltitos dominantes, de idade paleozóica indivisa, denominada informalmente de Seqüência Paleozóica Indivisa (correlacionada no mínimo em parte à Bacia do Alto Tapajós), cuja relação com as demais unidades ainda é imprecisa e necessita de estudos adicionais para sua melhor caracterização.

No que tange aos aspectos geomorfológicos, a configuração do relevo da região é bastante variada, marcada pelo predomínio de planaltos na parte oriental da área, onde afloram as rochas do Escudo Brasil Central, e pela Depressão Amazônica (Bacia Sedimentar Solimões/Amazonas) na sua porção ocidental, com cerca de 150 metros de desnível entre os dois grandes domínios. Dentro dos terrenos do Escudo Brasil Central foram definidas e caracterizadas as seguintes unidades geomorfológicas: Planaltos Sucunduri-Juruena e do Apuí, Planaltos Residuais Sul-Amazônicos, Serras do Machado e Manicoré, Depressão do Sucunduri e Depressão Marginal Sul-Amazônica. A avaliação geomorfológica da região é apresentada por Marmos et al. (este simpósio).

Potencialidade Mineral

Dentre as unidades geológicas presentes na região do ZEE Madeira, o Grupo Beneficente abrange a seqüência de rochas mais importantes sob o ponto de vista metalogenético, constituindo uma série de metalotectos para uma expressiva gama de minerais e metais de relevada importância econômica. Os principais recursos minerais identificados são: manganês, metais básicos (Cu, Pb, Zn, Ag, Co), ouro e dolomito. Destaca-se na região, ainda, ocorrências de fosfato, barita e magnesita.

Devido à semelhança entre os ambientes de deposição e as rochas geradas, a Seqüência Paleozóica indivisa apresenta potencialidade mineral similar à caracterizada para o Grupo Beneficente, tendo sido identificadas em seus domínios ocorrências de calcário e, mais relevante, de fosfato.

As mineralizações estaníferas ocorrem associadas a stocks graníticos da Suíte Intrusiva Maloquinha (Supergrupo Uatumã), na porção oriental da área e, mais expressivamente, aos “Granitos Jovens” de Rondônia, estes com presença destacada na faixa centro-sul da área, próximo à divisa entre os estados do Amazonas, Mato Grosso e Rondônia. Na região dos campos de Igarapé Preto ocorrem pelo menos dois corpos com mineralização de cassiterita associada a graisens \pm albitos, representados pelos granitos Bom Futuro e Igarapé Preto, esse explorado economicamente por mais de duas décadas, período em que se constituiu numa das principais fontes produtoras de estanho da Amazônia. Além da cassiterita, os granitos de ambas as suítes intrusivas são potencialmente favoráveis para depósitos de columbita/tantalita, topázio e outros minerais de filiação ácida. As ocorrências de ametista na região a leste do rio Aripuanã são correlacionadas a corpos subvulcânicos da Suíte Intrusiva Maloquinha.

Em relação às rochas intrusivas alcalinas e máficas, as primeiras (Suítes Alcalinas Teotônio e Cinco Ilhas) têm potencialidade para fosfato, nióbio, terras raras, barita e titânio, enquanto que as máficas, notadamente os gabros da Suíte Intrusiva Crepori, podem apresentar conteúdos de interesse de sulfetos de metais básicos \pm ouro. Até o momento, entretanto, não há estudos conclusivos sobre a potencialidade mineral destas unidades geológicas.

Para a Formação Alter do Chão, deve-se destacar o seu significativo potencial para água subterrânea, fato comprovado pela presença de excelentes aquíferos na região de Manicoré. Dentre os recursos minerais para uso na construção civil, associados a formações geológicas recentes e sub-recentes, a região destaca-se pelos depósitos (em exploração) de seixos no trecho jusante do rio Aripuanã e pelas ocorrências de material caulínítico dos terraços do baixo curso do rio Manicoré, as quais poderão vir a constituir, com o prosseguimento das pesquisas, jazidas de médio a grande porte.

A identificação e análise das 46 ocorrências minerais, confrontadas com os seus ambientes geológicos, permitiu a individualização de quinze áreas, as quais em conjunto marcam o zoneamento

das potencialidades minerais da região estudada, esboçada na Figura 1. Estas áreas apresentam características que permitem, por critérios qualitativos, desmembrá-las em dois grupos: nove apresentando potencialidade baixa a moderada e seis com potencialidade moderada a alta.

Dentre as zonas de potencialidade mais relevante (áreas I a VI; Fig. 1), o destaque é maior para a área I, que engloba as ocorrências de sulfetos de metais básicos (Cu, Pb, Zn, Ag) e os calcários dolomíticos/magnésíticos da região do “Domo do Sucunduri”, na localidade Terra Preta e para os expressivos depósitos de argilas caulínicas do baixo curso do rio Manicoré (área II). Considerações metalogenéticas mais detalhadas sobre a região do “Domo do Sucunduri” (área I) são tecidas por Oliveira & Riker (este simpósio).

Os metais básicos da região do médio/alto curso do rio Sucunduri foram descobertos no desenvolvimento do Projeto Aripuanã-Sucunduri (Liberatore et al. 1972). Na década de 80, a empresa Morro Vermelho/Camargo Corrêa desenvolveu um vigoroso trabalho de mapeamento geológico, prospecção geoquímica e sondagem rotativa na área, com resultados indicando potencialidade alta para depósitos de cobre, chumbo, zinco, prata, cobalto e urânio nos arenitos mais inferiores e na seqüência clasto-química basal nesta porção do Grupo Beneficente. Atualmente, a Anglo American vêm prospectando uma série de alvos na região, a partir da hipótese da existência de um *copper belt*, com expectativas de descoberta de jazimentos de cobre e metais associados de porte internacional.

Ainda nos domínios da área I, ocorrem calcários associados aos sedimentos do Grupo Beneficente em duas áreas: Fortaleza e Terra Preta. Para a área da Fortaleza não há, ainda, dados conclusivos. Na área da Terra Preta, o calcário apresenta estruturas estromatolíticas, constituído por cristais bem desenvolvidos de dolomita e magnesita, esta substituindo a dolomita, com substituição parcial por níveis silicosos. Furos de sondagem revelaram uma espessura de cerca de 100 m para o pacote. A composição química do material, com teores de (CaO + MgO) variando entre 32% e 64% e Poder Relativo de Neutralização Total - PRNT com média acima de 90%, confere a esses calcários dolomíticos características de excelente qualidade para sua aplicabilidade na agricultura. Deve-se destacar que a presença desses depósitos é de extrema importância socioeconômica para a região, pois esse bem mineral é um insumo indispensável para o desenvolvimento da agricultura de toda região.

Os depósitos de argila caulínica (área II) foram delimitados em função da descoberta de cinco ocorrências importantes deste material durante os trabalhos desenvolvidos na região do baixo curso do rio Manicoré. Ocorrem ao longo dos terraços aluviais (sub-recentes), com espessura mínima de 5 m e têm potencialmente uma expressiva extensão areal, conforme a interpretação dos padrões estruturais e do relevo obtidas a partir de imagens de satélite. As análises mineralógicas e químicas evidenciam que o material é composto por argila caulínica, com teores de Al_2O_3 inferiores a 30% (19-28%), o que descarta, portanto, o uso desse material para a indústria de papel. Tendo em vista o expressivo volume potencial das reservas, a composição química-mineralógica do material, aliado às boas condições de acesso/transporte, esses depósitos de argila caulínica, uma vez quantificados, poderão vir a ser explorados e utilizados na indústria de cerâmica, inclusive como revestimentos da linha branca.

Bibliografia

- Araújo, H.J.T.; Rodarte, J.B.M.; Del'Arco, J.O.; Santos, D.B.; Barros, A.M.; Tassinari, C.C.G.; Lima, M.I.C.; Abreu, A.S. & Fernandes, C.A.C. 1978. Geologia da folha SB.20 - Purus. In: Projeto Radambrasil, folha SB.20 - Purus. Rio de Janeiro: DNPM (Levantamento de Recursos Naturais, 17).
- Bizinella, G.A.; Santiago, A.F.; Santos, A.; Borges, F.R.; Souza, F.J.C.; Godoy, H.K.; Yamaguti, H.C.; Oliveira, J.R. & Oliveira, R.L. 1980. Projeto Tapajós-Sucunduri. Brasília: DNPM/CPRM, 8 v., il.
- CPRM. 2001. Hidroclimatologia, Geologia, Recursos Minerais, Geomorfologia e Unidades de Paisagem da Área Sudeste-Sul (ZEE Vale do Rio Madeira) do PGAI-AM. Manaus, CPRM. 92 p. 9 mapas.
- Liberatore, G.; Alecrim, J.D.; Medeiros, J.B.; Malouf, R.F.; Pinheiro, S.S.; Achão, S.M. & Santos, J.O.S. 1972. Projeto Aripuanã-Sucunduri. Manaus: DNPM/CPRM, 9 v., il.
- Marmos, J.L.; Nava, D.B. & Dantas, M.E. (este simpósio). Aspectos geomorfológicos nos estudos de vulnerabilidade à erosão na porção sul-sudeste do Estado do Amazonas – Bacia do Madeira.
- Oliveira, M.A.de & Riker, S.R.L. (este simpósio). Aspectos Metalogenéticos da Região do Domo do Sucunduri – AM.

O Setor Mineral Amazônico : Uma Visão Panorâmica

Xafi da Silva Jorge João

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – Serviço Geológico do Brasil
Gerência de Relações Institucionais e Desenvolvimento
Superintendência Regional de Belém

Com uma participação em torno de nove por cento do PIB nacional, o setor mineral (indústria mineral extrativa e de transformação) brasileiro representa um segmento produtivo vital para a economia do país, para a qual, a participação mineral amazônica tem contribuição significativa. De forma similar, no ano de 1999, a produção mineral brasileira (exclusive os energéticos) valorada em torno de US\$5,8bi, teve a contribuição significativa de 22% da região amazônica, oriunda, principalmente, das suas minas ativas de grande e médio porte. A posição privilegiada da Amazônia com relação às suas reservas minerais e à valoração da sua produção mineral, transforma a região num polo com vantagens atrativas e algo competitivas, no cenário nacional e internacional para inversões financeiras no setor. Dos estados amazônicos, no confronto dos indicadores econômicos, o Estado do Pará se destaca com o maior Produto Interno Bruto, como o maior exportador regional e com uma indústria mineral extrativa e de transformação mais diversificada e desenvolvida. A economia amazônica envolve atividades diversificadas variando desde o extrativismo à indústria eletrônica, sendo que o segmento mais dinâmico dessa estrutura econômica amazônica se sustenta no tripé Projeto Carajás – Região Belém-Barcarena – Zona Franca de Manaus. Enquanto o segmento mineral dessa estrutura produtiva econômica obedece a um modelo exportador com resultados superavitários para a balança comercial paraense, o segmento representado pela Zona Franca de Manaus, segue um modelo importador e deficitário para a balança comercial amazonense. Os investimentos em pesquisa mineral mais significativos, nos anos de 1997/98/99, foram dirigidos, preferencialmente, ao Estado do Pará, quando comparado com os demais estados da região amazônica, o qual tem sido contemplado, também, com mais da metade dos investimentos totais em pesquisa mineral no Brasil. O atual cenário do setor mineral amazônico resulta de históricas ações e políticas governamentais formuladas para a região, estruturadas nas fases de integração, ocupação, desenvolvimento e impactos ambientais e sociais, culminando com diversas frentes garimpeiras e instalação de grandes projetos minero-metelúrgicos. Com isso, os quatro segmentos básicos da cadeia da indústria mineral, envolvendo, mapeamento geológico, exploração, desenvolvimento e exploração, são atualmente assistidos, em que o primeiro é de responsabilidade do Governo Federal e os tres últimos são de competência da iniciativa privada. Esses segmentos básicos, no seu conjunto, dinamizam o crescimento econômico, impulsionam o desenvolvimento social, provocam a geração de emprego e estimulam a circulação de renda regional. O mais novo

Plano Plurianual Governamental Federal, para a região amazônica, é baseado na concepção dos Eixos Nacionais de Integração e Desenvolvimento, como constantes do Programa Avança Brasil, cujos Eixos Amazônicos, definidos como Arco Norte e Madeira-Amazonas poderão ser os integradores do potencial e da realidade mineral amazônica, com base no modelamento geológico regional. Os segmentos básicos da cadeia da indústria mineral amazônica, enfrentam e continuarão a confrontar com o expansionismo ideológico das áreas restritivas ou impeditivas à atividade econômica produtiva, como a atividade minerária organizada, que poderá ser a via preferencial do desenvolvimento sustentável amazônico, e a sua integração com outros segmentos econômicos, permitir aos brasileiros e aos amazônidas o autodomínio soberano sobre a região.

Referências Bibliográficas

Anuário Mineral Brasileiro.2000. Brasília. DNPM. 401p.

Programa Avança Brasil. Plano Plurianual 2000-2003. 359p.

A Mineração no Estado do Pará : Aspectos da Política e da Economia

Xafi da Silva Jorge João

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – Serviço Geológico do Brasil
Gerência de Relações Institucionais e Desenvolvimento
Superintendência Regional de Belém

A indústria mineral paraense, produtora de bens minerais primários e transformados, apresenta uma real e significativa contribuição para a economia estadual, resultante dos grandes investimentos em exploração mineral, ocorridos, principalmente, na década de 70. O histórico dos indicadores econômicos, com destaque para a participação do setor mineral no PIB, na receita tributária e na pauta de exportações, denunciam o Estado do Pará, como tendo uma economia, predominantemente, vinculada à sua ampla base de recursos minerais reais. Nesse contexto, é altamente significativa a participação da CVRD - diretamente, ou através de suas empresas controladas ou coligadas - na produção e na comercialização de ferro, manganês, ouro, bauxita e caulim, como bens primários e alumina e alumínio, como produtos da transformação mineral, posicionando, com destaque, o Estado do Pará, no cenário mineral nacional. Com a intensa atividade exploratória, ocorrendo, presentemente, na Província Mineral de Carajás e, tendo em vista os resultados positivos alcançados, o Estado do Pará, a curto-médio prazo, será um grande produtor de minério de cobre com ouro associado, contribuindo para a economia brasileira e colocando o Estado no topo do “ranking” mineral nacional. Contudo, por decorrência de políticas nacionais, o Estado tem assistido a uma drástica declinante arrecadação tributária, relativa ao ICMS e ao IOF, muito embora com uma crescente e contínua evolução relativa a CFEM, sem políticas compensatórias para o Estado. Em paralelo, a vocação mineral paraense continua atraindo inversões financeiras, na fase exploratória, carreando para o Estado, nos últimos quatro anos, mais da metade do total dos investimentos em pesquisa mineral, no Brasil, centradas, principalmente, na Província Mineral de Carajás, e, dirigidas, fundamentalmente, para a pesquisa de cobre e ouro. A vocação, a dotação e o portfólio mineral paraense - com base nos seus recursos reais explorados e comercializados - vem provocando, de forma muito lenta, a transferência dessa riqueza, do subsolo para a superfície, onde vivem os paraenses, decorrente, sobretudo, do modelo mineral existente, ainda, essencialmente, enclavista, extrativista e exportador. É inegável, contudo, a contribuição da mineração para o crescimento econômico e para o desenvolvimento social em bases sustentáveis, particularmente, nos municípios onde a atividade minerária, produtiva e organizada, tem suas operações, contribuindo para o incremento do Índice de Desenvolvimento Humano, como ocorre em Parauapebas, Oriximiná e Barcarena. A história, as características e a importância da mineração paraense denunciam que, além de ser a atividade econômica mais destacada do Estado, possui,

ainda, a função e o suporte para um projeto global de economia. Para isso, necessita desenvolver uma dinâmica econômica própria, deixando de ser, apenas, parte da estratégia nacional. Urge, ao Estado do Pará, discutir e formular uma política mineral inserida numa política pública estadual, internalizando os desdobramentos positivos de sua condição futura, de maior estado minerador do país. Uma política mineral estadual, objetivando desconcentrar, espacialmente, a sua produção, de apenas alguns municípios, e, ao mesmo tempo, objetivando a diversificação dos atuais e tradicionais bens minerais produzidos. Insumos minerais para a agricultura, para a indústria de construção civil e gemas são alguns desafios a serem enfrentados pelo executivo estadual, através de uma política mais agressiva e mais dirigida aos pequenos, aos médios e aos artesãos empreendedores do setor mineral.

Referências Bibliográficas

Anuário Mineral Brasileiro 2000. Brasília: DNPM. 401p.

A Comunidade e a Mineração. Belém: CVRD, 2000. 56p.

Divisão Técnica da FIEPA. Produtos exportados pelo Pará em 1998. Março de 1999

Sumário Mineral do Estado do Pará. DNPM/SEICOM/PA. 1999. 21p.

O Serviço Geológico do Brasil na Amazônia : Ação e Atratividade para o Setor Mineral Regional

Xafi da Silva Jorge João

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – Serviço Geológico do Brasil
Gerência de Relações Institucionais e Desenvolvimento
Superintendência Regional de Belém

Dentre os segmentos básicos da cadeia da indústria mineral, o mapeamento geológico se destaca como o segmento primeiro, sendo uma ação tipicamente governamental, materializando a fase de pré-investimento industrial. O Serviço Geológico do Brasil representa a frente operacional para os Programas de Governo Federal, na área mineral, e tem como ação institucional, operar de acordo com as políticas setoriais do MME e suas atividades, concentrando-se, prioritariamente, na execução de serviços de geologia, de responsabilidade da União, em todo o território nacional, com ênfase na região amazônica. O Serviço Geológico do Brasil, historicamente, tem contribuído para a geração e disseminação de dados e informações geológicas na região amazônica, através dos levantamentos geológicos, em diferentes escalas e dos levantamentos aerogeofísicos, em diferentes intervalos de linhas de vôo. Mais recentemente, o SGB elaborou um Plano de Metas para os próximos dez anos, cuja execução, já iniciada, objetiva oferecer ao País, o conhecimento geológico básico, no nível necessário, para atrair investimentos nos demais segmentos da cadeia da indústria mineral, para suportar o desenvolvimento sustentável amazônico. Essas ações abrangem levantamentos aerogeofísicos de alta resolução, nos terrenos pré-cambrianos da Amazônia, sequenciados por mapeamento geológico, em escalas 1:250.000 e 1:100.000. Atualmente, o SGB executa o Programa GIS-Brasil, que visa a integração geológica, em 1:2.500.000, de todo o território nacional e o mapeamento geológico, na área da Reserva Nacional do Cobre, em escalas de 1:250.000 e 1:100.000. Com essas ações, o SGB elencará as potenciais vocações metalogenéticas dos ambientes geológicos desta Amazônia, que representa, geográfica e geologicamente, uma das últimas fronteiras do planeta a hospedar depósitos minerais de classe internacional. O conhecimento da geologia básica amazônica e das suas ambiências metalogenéticas ampliará as vantagens atrativas da região para novos investimentos no setor mineral, dentro de um cenário de competição por capital nacional e internacional de risco. Nos últimos anos, o SGB vem executando levantamentos geológicos, focalizando as províncias minerais na Amazônia, como as províncias auríferas do Tapajós e Alta Floresta, a província polimetálica da Reserva Nacional do Cobre e outras diversas províncias e distritos ocorrentes na área de jurisdição do Programa Grande Carajás. Em paralelo, o SGB executou programas prospectivos, em toda a região, visando descortinar as potencialidades amazônicas para platinóides, insumos minerais para a agricultura e para ouro, cujas

informações e resultados estão disseminados e disponibilizados em formato digital. Com suas ações realizadas no passado recente e com seu Plano de Metas para esta década, o SGB reduz, sensivelmente, as discrepâncias existentes nos níveis de conhecimento e de informação entre a região amazônica e a região não-amazônica do País. Ao focalizar e priorizar a Amazônia, na sua estratégia executiva, pelo fomento geofísico-geológico, o SGB ocupa, geologicamente, a região numa antevisão da necessidade imperiosa de gerar, integrar e disseminar conhecimento, para a alavancagem da cadeia da indústria mineral, provocando, na ponta final, crescimento econômico, desenvolvimento social, e, sobretudo, a redução da pobreza pelo incremento, nos vários segmentos da cadeia, pela empregabilidade - esta, um desafio do milênio.

Referências Bibliográficas

CPRM. Relatório Anual. 2000. 51p.

Desenvolvimento Metodológico para Exploração Mineral na Amazônia. Proposta Síntese. ADIMB. Brasília. 2000. 39p.

A Verticalização Mineral no Estado do Pará : Cenário Atual

Xafi da Silva Jorge João

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – Serviço Geológico do Brasil
Gerência de Relações Institucionais e Desenvolvimento
Superintendência Regional de Belém

O Governo paraense reconhece a importância dos minerais e da indústria mineral para a economia estadual e valoriza a contribuição vital, dessa indústria, para o crescimento econômico, para o desenvolvimento social, geração de renda e emprego, particularmente, nas áreas rurais e interioranas. Permanece, contudo, uma dominância das atividades da indústria mineral extrativa em relação à indústria de transformação, resultante de alguns fatores endógenos que materializam limitações e desafios a serem superados, no sentido de ampliar e diversificar a verticalização da produção mineral paraense. A pequena expressão da indústria de transformação mineral paraense é consequência do modelo mineral implantado no Estado, tradicionalmente, um mero extrator de bens minerais primários, destinado a gerar divisas para o país, sem maiores preocupações com o desenvolvimento estadual. O Governo estadual, com o seu projeto de desenvolvimento da economia paraense, estabelece uma nova base produtiva, contemplando a verticalização mineral, como ação e instrumental governamental para agregar valor econômico aos seus produtos minerais, ampliando, dessa forma, a geração e circulação de renda e a oferta de empregabilidade. A transformação dos bens minerais, produzidos no Estado, está restrita à produção de cimento (Capanema), ferro-gusa (Marabá), silício metálico (Breu Branco), ouro (Itaituba), granito (Ananindeua), material cerâmico (diversos municípios) e alumina-alumínio (Barcarena). Enquanto o segmento metalúrgico tem, no Estado, a cadeia produtiva do alumínio (bauxita-alumina-alumínio-vergalhão) completada pelo equacionamento pleno da oferta energética, os demais segmentos mostram um baixo e embrionário valor agregado, na escala da transformação. Dessa forma, é meritória e oportuna a ação governamental na dinamização do setor mineral paraense, fomentando a verticalização mineral dentro do Estado, visando a aumentar a agregação de valor econômico. É, contudo, desanimadora, a falta de vontade política, na busca da diversificação da produção mineral, concentrada em poucas substâncias e em alguns municípios. No momento em que a base produtiva do estado contempla a verticalização mineral, merecem destaque alguns fatores positivos, como a disponibilidade de matéria prima mineral, a infraestrutura viária e energética, e a vontade política de fomentar a verticalização mineral, como demonstrado no planejamento do desenvolvimento econômico do Estado. Atualmente, a região leste do Estado, detendo uma boa oferta energética, uma adequada malha rodoferroviária, além de ser produtora de matéria prima, caracteriza-se como um pólo potencialmente dinâmico para a alavancagem desse processo. Por outro lado, alguns fatores

limitantes se apresentam, tais como a situação e a localização do mercado, além do preço das commodities minerais, fluuáveis em relação à oferta versus demanda. O grande desafio paraense, contudo, reside na sua débil capacitação instalada, em pesquisa, desenvolvimento, inovação, ciência, tecnologia e recursos humanos, demandando um esforço para a superação dessas limitações, o qual passa pela criação de um Fundo Amazônico de C&T&I e RH do Estado do Pará, atuando em rede com o Fundo Amazônico, na forma como proposto pela FIEPA (agosto/2001), relativo ao Fundo Setorial Mineral do MCT. A agregação de valor econômico, via verticalização mineral,, implica, portanto, e em linhas gerais, nos desafios da indústria em maximizar a sua performance com relação aos fatores competitivos que estão sob seu controle direto, como produtividade e inovação, e no desafio governamental de assegurar a existência de um clima de negócio favorável, acoplado à oferta de uma adequada infraestrutura, para a indústria e para as companhias crescerem e se desenvolverem. Merecem destaque, no cenário da verticalização mineral paraense, as ações já implantadas e desenvolvidas pelo executivo estadual, com relação ao binômio ouro-gemas,, refletidas no Pólo Joalheiro do Estado do Pará. O Estado possui chances reais de ingressar no mercado, como um grande produtor de jóias de ouro, tendo em vista ser o maior produtor nacional desse bem mineral e possuir um grande potencial para a produção de gemas. Contudo, vários fatores limitantes para a industrialização do ouro e das gemas necessitam ser superados, com destaque para a elevada carga tributária existente. Um desafio, não enfrentado, relaciona-se aos micro e pequenos empreendimentos oleiro-cerâmicos e outros, que apresentam problemas de qualidade e produtividade, e cuja reorganização tecnológica e gerencial é fundamental para o surgimento de pequenos negócios. Os recursos minerais reais explorados no Estado do Pará, associados aos recursos minerais potenciais, elaboram um patrimônio mineral, em que cada bem mineral, produzido e a ser produzido, no curto-médio prazo, seriam alvo de estudos para identificar e descobrir nichos de mercado, a viabilizar o processo de verticalização. A economia paraense está, recentemente, dinamizada e fortemente vinculada ao aproveitamento da sua ampla base de recursos minerais, denunciando, contudo, um baixo e incipiente nível de verticalização e integração técnica, raramente atingindo o setor terciário da economia – e, quando acontece, é, normalmente, de baixo valor agregado.

Referências Bibliográficas

Anuário Mineral Brasileiro. 2000. Brasília: DNPM. 401p.

Sumário Mineral do Estado do Pará. DNPM/SEICOM/PA. 1999. 21p.

Mártires, R. A. C. Mineração no Pará: Da Pesquisa à Transformação Mineral (Tese de Mestrado). Campinas: UNICAMP. 1997. 95p.

Estado do Pará: Oportunidades de Negócios no Setor Mineral

Xafi da Silva Jorge João
Paulo Augusto da Costa Marinho

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – Serviço Geológico do Brasil
Gerência de Relações Institucionais e de Desenvolvimento
Superintendência Regional de Belém

Os recursos minerais reais e potenciais paraense, representativos da significativa dotação mineral estadual, transformam esse Estado, num pólo com fortes vantagens comparativas e competitivas na busca de inversões financeiras par o setor mineral. As reservas minerais bloqueadas e quantificadas em subsolo paraense, são normalmente, de classe mundial, com viabilidade de lavra a céu aberto, podendo serem transformadas em oportunidades de negócios evoluindo a projetos mineiros e metalúrgicos. O mapa do Estado do Pará, contempla os grandes corredores minerais como Carajás-Barcarena e Tapajós-Amazonas, nas áreas de influência dos Eixos Nacionais de Integração e Desenvolvimento, como os Eixos Araguaia-Tocantins e Madeira-Amazonas, respectivamente, e constantes do Programa Plurianual 2000-2003, do Programa Avança Brasil, do Governo Federal. No mapa, está distribuído espacialmente, o patrimônio mineral paraense ao longo dos corredores traçados, em que cada bem mineral está traduzido como oportunidades de investimentos ou de negócios, classificados como oportunidades de curto, médio e longo prazo. Similarmente, este trabalho individualiza cada bem mineral como depósito ou jazida ou em lavra e descreve o seu potencial para verticalização, sugerindo para cada caso, o porte empresarial requerido. Adicionalmente, identifica os depósitos minerais ofertando indicativos de pesquisas complementares demandadas, discriminando os bens minerais metálicos, não-metálicos e gemológicos. Os dois grandes corredores minerais mostram diversificadas características, como os discrepantes níveis no conhecimento geológico, as distintas ofertas infraestruturais e as diferentes vocações para o extrativismo (corredor Tapajós-Amazonas) e para a transformação mineral (corredor Carajás-Barcarena). Essas oportunidades de investimentos, encontram no Estado do Pará, um clima de negócio favorável, ofertado pelo Governo do Estado, que na sua base produtiva, contempla a verticalização mineral e os insumos minerais para a agricultura, como uma política pública para atender o Pano de Desenvolvimento Econômico do Estado.

Referências Bibliográficas

A Verticalização da Mineração Paraense. SEICOM/PA. 1999
Programa Avança Brasil. Plano Plurianual 2000-2003. 359p.

Impacto da Arrecadação da Compensação Financeira sobre a Exploração Mineral no PIB dos Municípios do Estado do Pará

Maria Helena M. Rocha Lima

Centro de Tecnologia Mineral - mrocha@cetem.gov.br

Introdução

O objetivo do estudo é analisar a participação na renda municipal da atividade econômica da mineração. Pretende-se inferir se a riqueza gerada nos municípios que pagam CFEM é oriunda, de maneira significativa, da atividade econômica da mineração, ou seja, se existe uma relação entre essa arrecadação e o PIB municipal.

A escolha do estado do Pará para o estudo se deve a sua importância na mineração do país. Entre outros indicadores, trata-se do segundo estado em volume de arrecadação, sendo responsável por 28 %, enquanto o estado de Minas Gerais arrecadou 43 % do total no ano de 2000. Os dois estados juntos tem sido responsáveis por cerca de 2/3 da arrecadação da CFEM nos últimos anos.

A Compensação Financeira é devida pelas mineradoras em decorrência da exploração de recursos minerais, que consiste na retirada de substâncias minerais da jazida, mina, ou depósito mineral para fins de aproveitamento econômico. Ela é calculada sobre o valor do faturamento líquido¹, obtido por ocasião da venda do produto mineral.

É importante mencionar que as alíquotas aplicadas sobre o faturamento líquido para a obtenção do valor da CFEM, variam de acordo com a substância mineral² e que os recursos são distribuídos nos diversos níveis, cabendo ao município produtor 65% do valor arrecadado, enquanto o Estado, do qual a substância mineral foi extraída, fica com 23% e a União, através do DNPM e IBAMA, fica com 12%.

Os recursos gerados pelo CFEM não podem ser aplicados em pagamento de dívida ou no quadro permanente de pessoal, devem ser aplicados em projetos, que direta ou indiretamente revertam em prol da comunidade local na forma de melhoria da infra-estrutura, da qualidade ambiental, da saúde e educação.

O PIB municipal consiste no valor agregado³ pelas diversas atividades econômicas (agropecuária, indústria, comércio e serviços) e retrata o conjunto de riqueza gerada anualmente nos

¹ Considera-se faturamento líquido o valor da venda do produto mineral, deduzindo-se os tributos que incidem na comercialização assim como as despesas com transporte e seguro.

² Aplica-se alíquota de 3% para minério de alumínio, manganês, sal-gema e potássio, 2% para ferro, fertilizantes, carvão e demais substâncias, 0,2% para pedras preciosas, pedras coradas lapidáveis, carbonados e metais nobres e 1% para ouro.

³ O valor agregado é a diferença entre o valor do produto final, ou valor bruto da produção, e o valor dos insumos ou dos produtos intermediários.

municípios, possibilitando dimensionar a contribuição de cada setor ou atividade ao crescimento e desenvolvimento de cada município.

O PIB municipal é uma medida da riqueza gerada e o CFEM, mais que ser uma devolução em forma de recursos financeiros para a comunidade local pela exploração de sua riqueza mineral, é considerado como parte do valor agregado da economia do município no período de um ano. Portanto, o presente trabalho considera o CFEM uma referência indireta da produção mineral na renda municipal.

Metodologia

Os dados do CFEM, em valores históricos, estão disponíveis no *site* do DNPM para todos os municípios no período de 1996 a 2000. Com o objetivo de se ter um indicador do impacto da arrecadação por habitante do município, utilizou-se os dados do Censo Demográfico de 2000 para normalizar os dados *per capita*.

Uma longa série histórica de PIB's municipais foi estimada pelo IPEA⁴ e representam as melhores aproximações possíveis dos PIB's municipais, estando em muitos casos sujeitos as deficiências das bases primárias. Esse trabalho utilizou dados do PIB de 1996, último ano disponível, calculados em dólar de 1998. Foi feita a conversão para reais do mesmo ano e considerando que o PIB *per capita* não sofre grande alteração num prazo curto de dois anos, esse dado foi utilizado para relacionar com o CFEM.

Os procedimentos metodológicos para a construção da estimativa dos PIB's municipais seguem uma ordem inversa àquela seguida pelos órgãos oficialmente produtores das Contas Nacionais, que em primeiro lugar coletam informações nos municípios (censos econômicos), fazem as agregações para se chegar ao produto bruto dos estados e em seguida do Brasil. Essa estimativa faz o caminho inverso, parte do País para se chegar aos municípios, ou seja, parte do PIB a custo de fatores do Brasil e dos estados e finalmente utilizando as “informações censitárias e de um conjunto de variáveis administrativas, procede-se a uma distribuição do PIB estadual entre os seus respectivos municípios” (Vergolino, Gomes e Neto, 2000).

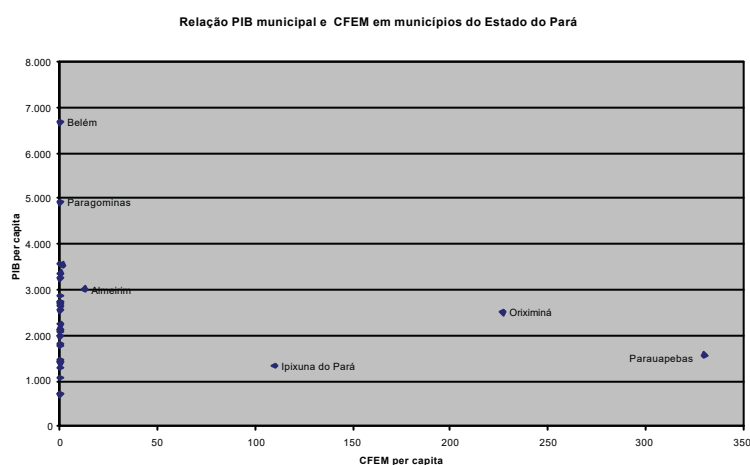
O presente trabalho relaciona as duas variáveis para cada um dos municípios, levando em conta um universo de 300 municípios no estado do Pará no ano de 2000. Dentre estes somente 30 municípios fazem parte da lista do DNPM, ou seja, arrecadaram a Compensação Financeira pelo menos uma vez nos últimos cinco anos. Considerando especificamente o ano de 2000, somente 22 municípios arrecadaram a Compensação Financeira.

⁴ Ver em Vergolino, J. R. O ; Gomes, G. M. ; Neto, A. M. Produtos Internos Brutos dos Municípios Brasileiros : 1970, 1975, 1980, 1985, 1990 e 1996 (metodologia de estimação). Texto para Discussão, IPEA.

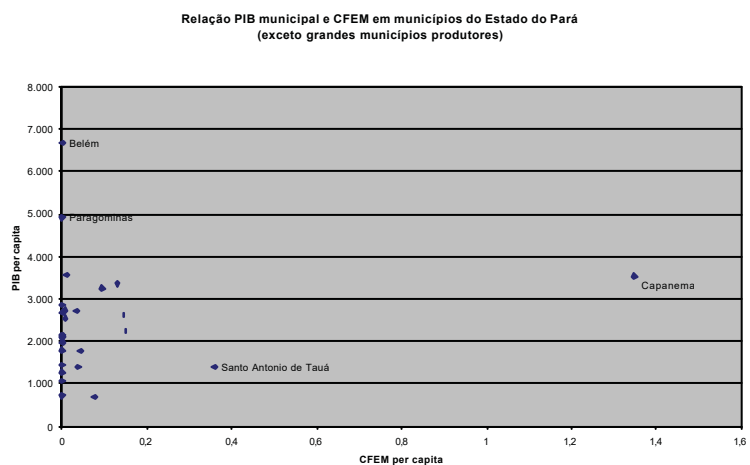
Resultados

O PIB *per capita* dos municípios do estado do Pará podem ser dividido em cinco grupos, de acordo com o mapa de PIB regional de 1997 (Atlas Nacional do Brasil, 2000). No grupo de maior PIB *per capita*, superior à R\$6.000, a cidade de Belém (com R\$ 7.739) é comparável aos estados mais desenvolvidos como o de São Paulo. No segundo grupo, que vai de R\$4.600 a R\$5.999, somente duas cidades se comparam com o estado de Minas Gerais, no terceiro grupo de R\$4.599 a R\$3.300, comparáveis ao estado de Goiás se classificam 13 cidades. Um grupo de 37 cidades tem o PIB entre R\$3.299 e R\$2.000 e finalmente o restante dos municípios (247) ficam no último grupo com menos de R\$1.999.

A conclusão mais interessante é que os municípios que pagam quantias elevadas de CFEM não são os que tem maior PIB, o que pode ser visualizado nos dois gráficos a seguir:



Os municípios de Parauapebas (Província de Carajás), Oriximiná (bauxita), Ipixuna do Pará (caulim) e Almeirim (bauxita) são aqueles que recebem maior Compensação Financeira e, no entanto, estão entre o quarto e o último grupo relativos ao PIB, ou seja, entre R\$1.000 e R\$3.000.



O segundo gráfico elimina estes quatro municípios com o objetivo de visualizar, numa escala maior, os demais municípios e o que se observa é que não existe nenhuma relação entre a

arrecadação do CFEM e o PIB dos municípios. Observa-se a relação entre o alto PIB do município de Belém e a exploração de água mineral e areias com pequena arrecadação.

Conclusão

O impacto positivo da atividade mineral no estado do Pará, como o aumento da renda das comunidades locais, pode ser questionada a partir destes dados. Constata-se que, mesmo considerando que toda a arrecadação (e não somente os 65%) tenha sido aplicada em projetos de melhoria da infra-estrutura, conforme estabelecido em lei., não existe evidência empírica que esta arrecadação tenha gerado resultados positivos no PIB municipal.

Bibliografia

VERGOLINO, J.R.; GOMES, G.M.; NETO, A.M. Produtos Internos Bruto dos Municípios Brasileiros. Texto para Discussão, IPEA, Rio de Janeiro, 2000.
DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL Avaliação da Carga Tributária Incidente sobre o Setor Mineral, Brasília, 1992.
ATLAS NACIONAL DO BRASIL - IBGE, Terceira Edição, Rio de Janeiro, 2000.

Problemas e Perspectivas da Verticalização da Produção da Hematita na Amazônia Oriental Brasileira

Maurílio de Abreu Monteiro, D. Sc.

Prof. do CEFET/PA, e-mail: maurilio@supridad.com.br;

A exploração dos recursos minerais na Amazônia oriental brasileira nas últimas décadas acalentou em diversos e amplos segmentos sociais expectativas de rápida verticalização da produção mineral na região. Nos anos 80 prognosticava-se que ela seria responsável pela “implantação de um parque industrial progressivamente diversificado e integrado” (Brasil, 1989: 7). Naquele contexto, o governo federal desenvolveu diversas políticas com o intuito de favorecer o estabelecimento indústrias siderúrgicas na região.

Mesmo em número e velocidade menor do que indicava o planejamento estatal, nas décadas de 80 e 90, instalaram-se no corredor da Estrada de Ferro Carajás nove siderúrgicas. São empresas que produzem ferro-gusa, que é uma forma de ferro primário pela qual a maior parte dos compostos ferríferos tem que passar antes de ser transformada em aço. Como se dedicam tão somente à produção do ferro-gusa são denominadas produtoras independentes. Diferentemente das siderúrgicas integradas que, operando em escala de produção muito ampla, têm sua produção partindo do minério de ferro indo até produtos como chapas, vergalhões, arames e perfis de aço.

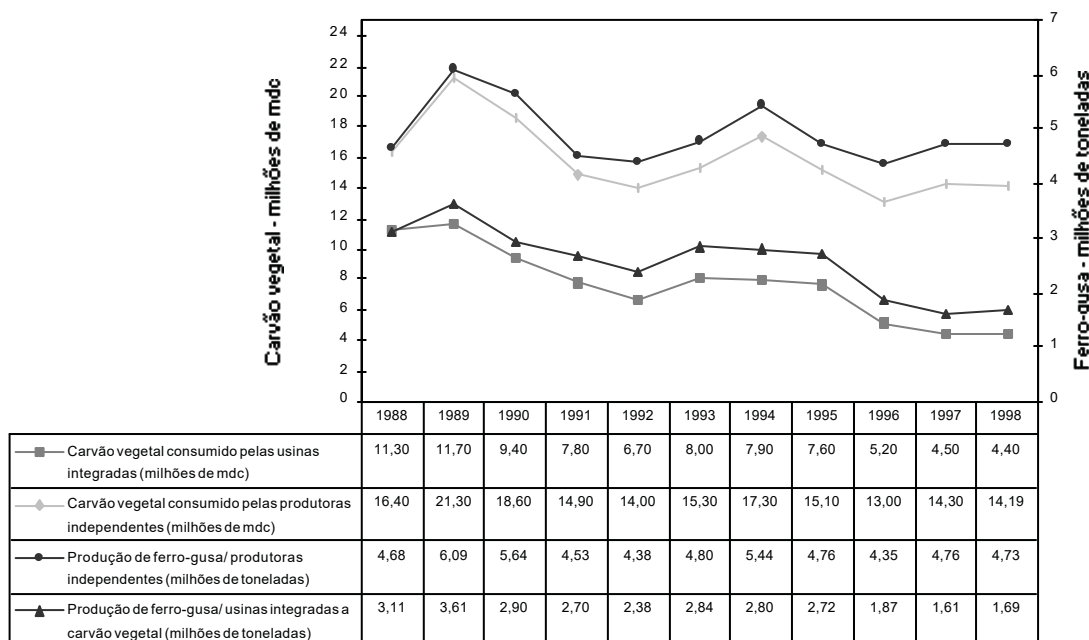
Esta etapa da verticalização da produção mineral demanda elevada quantidade de energia. Enquanto, regionalmente, a lavra, o beneficiamento primário e o transporte de uma tonelada de hematita requer, em termos médios, 3,26 kgep a produção de uma tonelada do ferro-gusa demanda 659,68 kgep, aproximadamente 200 vezes mais energia, suprida, basicamente, pelo carvão vegetal.

A verticalização da produção mineral implicou o deslocamento para a região de produtores independentes que utilizam como insumo o carvão vegetal. Até então eles se concentravam quase que exclusivamente no Sudeste brasileiro. Lá, a indústria siderúrgica historicamente recorreu ao carvão vegetal para a produção do ferro-gusa.

O carvão vegetal é produzido a partir de lenha oriunda da mata nativa ou é originário de plantios florestais, este último tem custo muito superior, sendo os seus maiores consumidores as siderúrgicas integradas. Tendo a produção verticalizada elas podem suportar os preços mais elevados de carvão vegetal originário da silvicultura. Mesmo assim, houve uma nítida tendência à retração durante os anos 90 do consumo de carvão vegetal pelas usinas integradas (FIG. 1). Isto reflete mudanças processadas em

indústrias siderúrgicas integradas que passaram a utilizar o coque e não mais o carvão vegetal. Note-se que a siderurgia integrada que recorre ao carvão vegetal, em 1988, produziu 3,1 milhões de toneladas de ferro-gusa e em 1998, este volume foi reduzido para 1,7 milhão. Mas em compensação, no mesmo período, a produção do ferro-gusa pelas usinas integradas, tendo como base o coque cresceu (ABRACAVE, 1999). São, então, as produtoras independentes as responsáveis pela manutenção do elevado consumo de carvão vegetal na produção do ferro-gusa (FIG. 1).

Figura 1: Consumo de carvão vegetal e produção de ferro-gusa no Brasil por usinas integradas e produtores independentes (1988-1998).



Fonte: Anuário estatístico ABRACAVE (diversos anos). Elaboração do autor.

Evidenciam-se, assim, tendências das siderúrgicas integradas substituírem o carvão vegetal pelo coque e das usinas independentes manterem a utilização daquele insumo. O problema é que as chamadas independentes buscam adquirir carvão vegetal oriundo de mata nativa. Esta manutenção da utilização do carvão vegetal pelas siderúrgicas independentes conjugou-se com a instalação de algumas delas na Amazônia oriental brasileira.

Carvão vegetal: o principal elo da siderurgia com a economia regional

Desenhou-se, portanto, uma situação na qual se tem ampliado regionalmente a produção de ferro-gusa que começa a mostrar-se significativa e já suplanta 1,3 milhão de toneladas/ano. Em termos do minério de ferro, a demanda destas siderúrgicas é residual quando comparada ao montante regionalmente extraído. Em 1997, por exemplo, elas consumiram 1,6 milhão de toneladas de hematita, volume que correspondeu tão somente a 3,7% do total extraído naquele ano (CVRD, 1998). Todavia, isto implicou o consumo nem um pouco desprezível de carvão vegetal, aproximadamente, 1,3 milhão de toneladas.

Como a produção da siderurgia regional é integralmente dirigida ao mercado extra-regional não se confirmaram as predições de que estas indústrias seriam capazes de propiciar os efeitos dinamizadores da economia regional e de que serviriam como base para um parque industrial.

No que tange à geração de postos de trabalho, pode-se constatar que o número de empregos gerados é pequeno, não sendo capaz de impulsionar significativas alterações na conformação do mercado de trabalho regional. A geração de 1,6 mil empregos não é capaz de provocar alterações no perfil de renda e emprego da região, haja vista que a média salarial mensal dos empregos gerados por estes empreendimentos é de US\$ 200 (Monteiro, 1998: 126). E no que se refere à receita tributária, as isenções fiscais sobre lucros e sobre a comercialização de seus produtos reduzem significativamente o volume de tributos pagos por estas indústrias.

Assim, o principal elo de articulação da siderurgia com a economia da região é a demanda de carvão vegetal que impulsionou a pressão sobre a mata nativa e o surgimento de um grande contingente de trabalhadores dedicados à produção de carvão vegetal.

Por outro lado, as siderúrgicas independentes são impelidas a pagar o menor preço possível pelo carvão vegetal, pois sua aquisição absorve aproximadamente 40% dos seus custos operacionais que atingem US\$ 107/t. Como o preço do carvão vegetal produzido tendo por base florestas plantadas atinge US\$ 100/t a sua utilização implicaria a ampliação nos custos de produção que não poderia ser assimilada pelas siderúrgicas independentes, pois a tonelada de ferro-gusa é comercializada, em termos médios, por US\$ 125 (Fenzl; Monteiro, 2000: 180).

Assim, tanto no Sudeste, como na Amazônia brasileira, as siderúrgicas independentes recorrem ao carvão de mata nativa. O material lenhoso apesar de ser originário da mata nativa é oriundo de atividades distintas: de desmatamentos para implantação de atividades agropastoris e de serrarias nas quais são utilizadas aparas de madeira. Estimando-se que o consumo anual seja de 1,3 milhão de toneladas de carvão vegetal pode-se inferir que os resíduos de madeira que convergem para a produção carvoeira originam-se de uma área de 390 mil hectares (Monteiro, 1998: 114).

Rotas alternativas para a verticalização da produção siderúrgica na Amazônia oriental

A produção do ferro-gusa acarreta problemas sociais e ambientais representados pela pressão exercida sobre a mata nativa; por práticas ambientalmente imprudentes; e pela produção do carvão vegetal sustentada por trabalho precário, mal remunerado e insalubre. Como alternativa a tais dinâmicas a elaboração de produtos de aço é recorrentemente apontada como solução.

Entretanto, a rota tecnológica amplamente responsável pela produção mundial de aço – a da usina integrada – envolve escalas de produção muito elevadas, em torno de três milhões de toneladas/ano, e

inversões de capitais na ordem de US\$ 3,6 bilhões. São escalas de produção e de investimentos que contrastam com a dimensão dos mercados regionais, já que, em 1998, segundo estudos do IBS, a região Norte demandou apenas 101 toneladas de aços longos.

Para viabilizar a produção regional de aço, em escala menor, alguns estudos passaram a recomendar a manutenção da fabricação de ferro primário nos moldes atuais, ou seja, via alto-fornos, com capacidade média de 150 mil t/ano de ferro-gusa, sendo a estas plantas industriais incorporados pequenos fornos elétricos para a produção de aço. Desta forma, as siderúrgicas poderiam utilizar a estrutura já existente para a fabricação de ferro-gusa que, em estado líquido, seria conduzido para fornos elétricos onde se produziria aço. Estas empresas passariam então a assumir a condição de mini-aciarias (SUDAM/PNUD, 1997: 58).

A construção de mini-aciarias é uma rota que poderá ser adotada na verticalização da produção mineral da região. Entretanto, a sugerida instalação de mini-aciarias, por si só, não solve os efeitos deletérios da produção carvoeira, pode inclusive agravá-los. Diante da incapacidade histórica de exercer controle público sobre a produção carvoeira no Brasil, muito provavelmente, vão continuar sendo a floresta amazônica e o cerrado maranhense, indiscriminadamente explorados, as fontes de suprimento de biomassa para a produção regional de carvão vegetal, mesmo que utilizado como insumo de uma atividade que poderá produzir uma mercadoria de maior valor agregado.

Este aspecto, somado às tendências da indústria siderúrgica integrada substituir o carvão vegetal utilizado na produção do ferro-gusa por novas fontes energéticas, indica a necessidade de se pensar alternativas para a produção regional do ferro primário desvinculadas da utilização do carvão vegetal. De forma que tais rotas tecnológicas devem envolver a produção de ferro esponja, um tipo de ferro primário, cuja produção requer gás natural, e que pode ser utilizado, tal qual o ferro-gusa, nas etapas subsequentes da produção siderúrgica. Assim, o desenvolvimento de estudos envolvendo tal rota produtiva tende a contribuir para solucionar problemas e abrir novas perspectivas para a verticalização da produção mineral na Amazônia oriental brasileira.

Referências

- ABRACAVE (1999). – Associação Brasileira de Florestas Renováveis. *Anuário Estatístico da ABRACAVE*. Belo Horizonte, 1999.
- BRASIL (1989). Secretaria de Planejamento da Presidência da República. Programa Grande Carajás. Secretaria Executiva. *Plano-diretor do corredor da Estrada de Ferro Carajás*. Brasília: NATRON.
- CVRD (1998). *Relatório anual de lavra 1997*. Minas de ferro de Carajás. Parauapebas.
- FENZL, Norbert.; MONTEIRO, Maurílio (2000). Energy-material losses and regional impoverishment. Pig iron production in the eastern brazilian Amazon. *Gaia*, Baden, V. 9, N. 3, p. 179-185.

MONTEIRO, Maurílio. (1998). *A Siderurgia e Carvoejamento na Amazônia*. Drenagem energético-material e pauperização regional. Belém: UFPa/NAEA.

SUDAM, PNUD. (1997). *Complexos mínero-metálicos na Amazônia Legal*. Relatório Final. Projeto BRA/93/041. Belém.

Estudo Geo-Econômico e Ambiental dos Recursos Minerais dos Municípios da Vigia, São Caetano de Odivelas e Colares, Micro Região do Salgado, Nordeste do Estado do Pará

Augusto César Damasceno Rayol¹; Evaldo Raimundo Pinto da Silva²; José Luiz Bastos Rodrigues³

1- Graduação em Geologia/UFPA augustorayol@aol.com ; 2- CG-UFPA evaldo@ufpa.br; 3- DNPM-PA dnpmgab@neuto.com.br

Introdução A região Nordeste do Pará apresenta consideráveis depósitos de bens minerais de uso na construção Civil, que abastecem o mercado consumidor dessa região e um especial da capital do Estado.

Via de regra, esses bens são considerados de pequeno impacto na economia estadual, o que o deixa fora das fiscalizações competentes, resultando em desperdícios, evasão de tributos e graves problemas ambientais nas áreas produtoras.

As grandes obras que estão sendo executadas no Estado, como macrodrenagem e alça viária, aumentam a demanda por bens de uso na construção civil, o que tem elevado o nível de extração e comercialização desses produtos.

Essa visão para o grande consumo, vem sendo alertado por pesquisadores do DNPM e CG/UFPA e já começam a despertar o interesse dos municípios produtores, uma vez que grande parte das extrações ainda são ilegais, resultando em significativas perdas tributárias e danos ambientais e sociais.

Os municípios de Vigia, Colares e São Caetano de Odivelas, localizados no nordeste do Pará, na micro região do Salgado, apresentam economia baseada nos setores pesqueiro, agricultura e comércio. O setor mineral se restringe a insumos para construção civil, cuja atividade extrativa é desenvolvida de forma ilegal e desordenada, sem nenhum critério técnico. O estudo ora apresentado se constitui numa síntese da monografia de conclusão de curso do primeiro autor, cujo objetivo é propor medidas para o ordenamento da atividade mineira nos referidos municípios, envolvendo a avaliação dos depósitos, a qualidade dos materiais, seu potencial econômico, medidas de controle ambiental, a legalização das áreas de extração e a inserção do produto no mercado consumidor.

Quadro Geológico da Área Os municípios nos quais foi direcionado o estudo (Colares, São Caetano de Odivelas e Vigia de Nazaré), estão localizados à nordeste do Estado do Pará, cujo quadro geológico compreende essencialmente terrenos de idade Cenozóica. O Terciário é representado pelos sedimentos Barreiras, constituídos de argila, silte e areia fina, bem como de eventuais leitos de areias e conglomerados. Via de regra as argilas são finamente laminadas, exibem cores variegadas (vermelho, amarelo, violáceo, esbranquiçado) e concreções ferruginosas que fornecem um aspecto mosqueado típico. O Quaternário é representado pelos sedimentos Pós-

Barreiras, cujo contato com os sedimentos Barreiras se dá localmente por discordância erosiva (Sá, 1969). São representados por sedimentos areno-argilosos de coloração amarelada, mal selecionados, contendo eventuais níveis de seixos e concreções ferruginosas na porção superior do pacote. Os sedimentos recentes são identificados por argilas e areias esbranquiçadas, depositados nos aluviões dos rios que drenam a área.

Extrativismo Mineral Os recursos minerais dos municípios enfocados restringem-se a materiais de uso na construção civil, sendo eles saibro, argila, arenito ferruginoso (pedra preta) e areia (Figura 1). Neste estudo foram cadastradas 21 (vinte e um) áreas de lavra, sendo 4 (quatro) extrações de saibro, 6 (seis) olarias (extrações de argila), 6 (seis) pedreiras e 5 covões de areia, todas localizadas no município da Vigia. Os outros dois municípios apresentam reserva potencial, porém não há evidências de extração.

As atividades de lavra são intermitentes e condicionadas por diferentes fatores econômicos, tais como: a demanda do mercado consumidor, as condições de acesso às áreas de lavra, a estação climática do ano e o preço do produto. No momento, todas as atividades de extração de saibro se encontram paralisadas. Os depósitos ocorrem em áreas de topografia mais elevada, sempre próximo à drenagens, apresentando uma espessura média de 1,5m. Das 6 (seis) olarias cadastradas, apenas uma permanece em atividade, tendo uma produção média de 5.000 tijolos/semana no valor de R\$ 100,00/milheiro. A extração da argila é feita principalmente às margens do Rio Anauera. A extração de arenito ferruginoso (pedra preta) encontra-se em plena atividade (apenas uma pedreira está paralisada) com uma produção média de 30m³/semana no valor médio de R\$ 6,00/m³. Os depósitos de arenito ferruginoso ocorrem em áreas de topografia mais elevada, próximo a drenagens, na forma de bolsões irregulares com aproximadamente 3m de espessura. Os covões de areia são mais frequentes na área trabalhada, no entanto, apenas um se encontra em atividade, sendo explorado pela Prefeitura do Município da Vigia. Os depósitos apresentam-se na forma lençóis extensos, recobertos por uma vegetação rasteira, com uma espessura média de 2,5m.

Impactos Ambientais. A lavra desordenada do minério, sem qualquer conhecimento técnico das jazidas, aliado a ausência de fiscalização pelos órgãos competentes, tem comprometido seriamente as condições do meio ambiente nos municípios enfocados, particularmente no município da Vigia. Neste último, a retirada de areia e pedra-preta tem causado as seguintes alterações no meio físico: a) Retirada desordenada da vegetação e da camada orgânica do solo, resultando no empobrecimento do mesmo e no aceleração dos processos erosivos, culminando com o assoreamento dos riachos e igarapés da região. b) Formação nas cavas abandonadas de extensas lagoas decorrentes do acúmulo de águas superficiais e do rompimento do lençol freático. Essas áreas, via de regra, são utilizadas

como lixeiras clandestinas, o que leva ao acúmulo de insetos, roedores e outros vetores nocivos à saúde da população local. O exemplo mais claro dessa agressão ocorre na entrada da cidade da Vigia, nas margens da rodovia PA-140, onde o lixão municipal foi construído em um covão de areia abandonado, causando forte impacto visual negativo. Além disso, a natureza permeável do substrato arenoso coloca em risco de contaminação todo o manancial de água subterrânea do local.

Nas áreas de extração de argila (várzeas) não foram diagnosticados impactos significativos, devido a pouca demanda de matéria prima pelas olarias.

Conclusão A área em estudo compreende terrenos de idade Cenozóica, representados pela Formação Barreiras, Pós-Barreiras e Sedimentos Recentes, que são grandes fornecedores de matéria prima para a construção civil, tais como: argila, arenito ferruginoso (pedra preta), saibro e areia.

Atualmente a extração desses materiais na área enfocada, constitui-se numa atividade econômica de subsistência, sendo realizada de forma rústica ou até mesmo artesanal, sem nenhum acompanhamento técnico e fiscalização, o que tem causado desperdícios e sérios problemas ambientais nos municípios produtores.

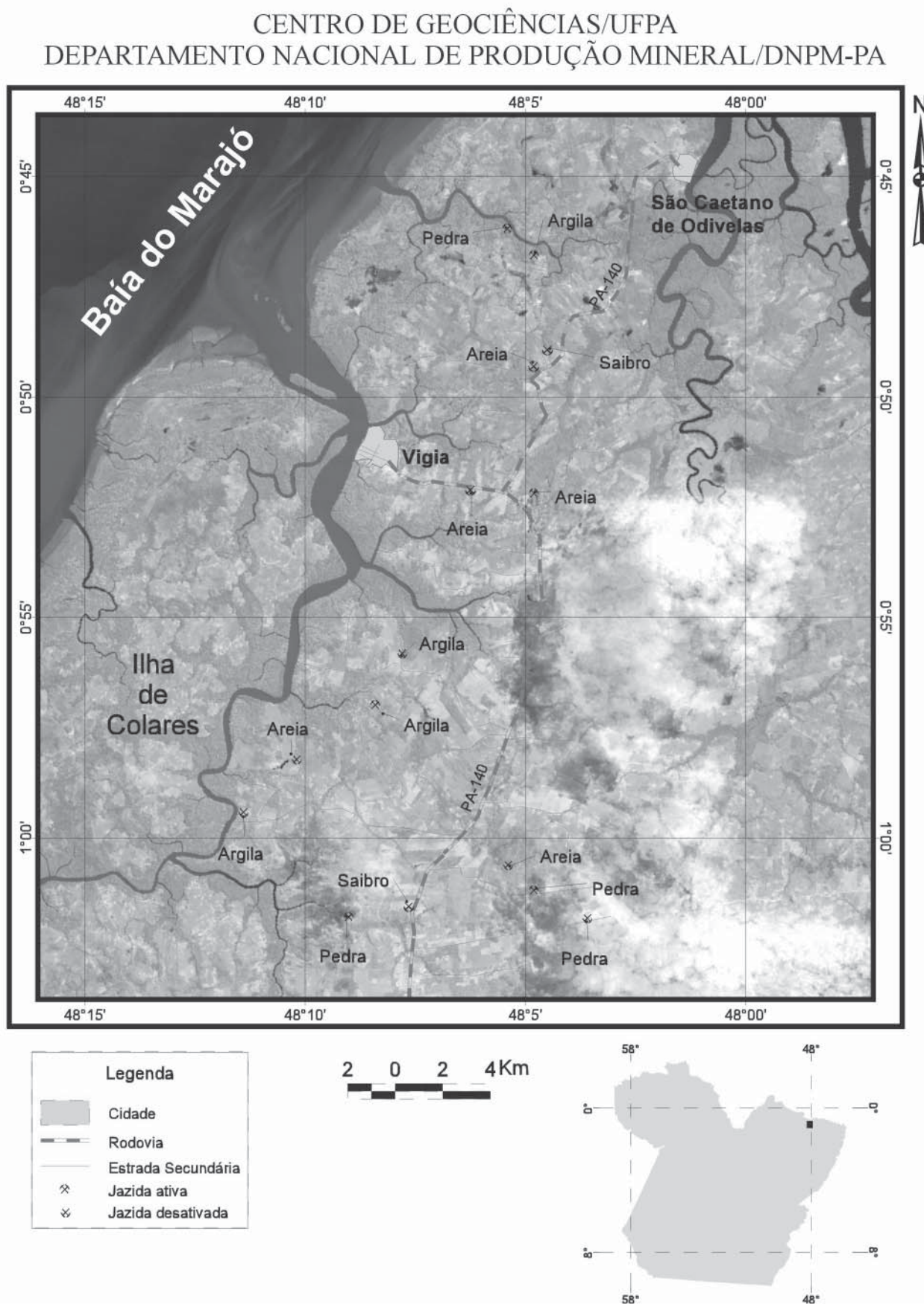
No entanto, acredita-se que a região estudada poderá se transformar num grande centro produtor de insumos para a construção civil, haja vista, a sua reserva potencial, a demanda crescente do mercado consumidor, a proximidade da capital e o acesso fácil às áreas de extração. Para viabilizar economicamente esta atividade está sendo realizado um estudo de zoneamento das áreas potencialmente produtoras, com o objetivo de ordenar as atividades e propor métodos de lavra adequados para cada tipo de depósito, a fim diminuir os impactos ambientais decorrentes. Da mesma forma estão sendo conduzidos estudos sobre a qualidade tecnológica dos insumos produzidos (areia, argila).

O resultado deste trabalho, aliado a organização do município, pode transformar a atividade mineral, numa vertente mais representativa na economia municipal, geradora de emprego, renda e com o mínimo de impacto ambiental.

Referências

- SÁ, J.H.S. 1969. Contribuição a Geologia dos Sedimentos Terciários e Quaternários da Região Bragantina. Bol. Inst. Geol., Rio de Janeiro, 3:21-36p.

Figura 1: Recursos minerais dos municípios da Vigia, Colares e São Caetano de Odivelas, Micro-região do Salgado - NE do Estado do Pará



Baixa Produtividade Agrícola em Regiões Tropicais: A Geologia Pode Mudar Esse Quadro

Nélio das Graças de Andrade da Mata Rezende

CPRM – Belém nelior@amazon.com.br

As regiões tropicais comportam um intrigante paradoxo. Apresentam um dos mais baixos índices de produção alimentar do mundo, embora tenham um potencial de produtividade agrícola maior que regiões de clima temperado. Entretanto, tecnologia adequada é necessária para aumentar a produção da lavoura sob a égide de um desenvolvimento sustentável, compatibilizando crescimento econômico, equilíbrio ambiental e justiça social.

A agricultura da região Amazônica é um exemplo desse panorama. No geral ainda é marcada por um índice de produtividade aquém de seu potencial, como reflexo direto do baixo padrão tecnológico que a caracteriza, conforme atestado por dados do IBGE, constantes nos mais recentes censos agropecuários.

Uma tecnologia apropriada leva em consideração múltiplos fatores, como clima, infraestrutura regional, mecanização, práticas de manejo, tipo de cultura e de cultivares, controle de pragas e doenças, características do solo e disponibilidade de água e nutrientes, entre outros aspectos. No caso amazônico, dos diversos fatores que contribuem para a baixa produtividade agrícola destaca-se a pouca utilização de fertilizantes e de aditivos (corretivos e/ou condicionadores) de solos, embora pesquisas comprovem que o uso de adubos e corretivos contribui significativamente para uma agricultura sustentável, onde o lucro do agricultor caminha lado a lado com o equilíbrio ambiental.

Entre as principais razões para o baixo uso desses insumos está o preço elevado. Entretanto, o uso de adubos e corretivos é apenas um dos componentes de uma gama de fatores interligados que caracterizam o reduzido padrão tecnológico da agricultura regional. No conjunto desses componentes inclui-se também limitações na assistência técnica, no zoneamento agroecológico, na disponibilidade de energia e transporte, no acesso a crédito por parte do produtor, no uso de irrigação, no manejo adequado do solo, na adaptabilidade dos cultivares plantados e no cronograma de plantio, entre outros.

Nesse contexto, os geólogos podem desempenhar um papel importante, compartilhando na delimitação de políticas agrícolas, e contribuindo para uma maior produtividade da lavoura. Para isso, esses profissionais devem estar bem informados sobre o setor, inclusive alertados sobre fronteiras agrícolas atuais e potenciais, para prover informações adequadas sobre a disponibilidade de água e de insumos minerais agrícola (fertilizantes e aditivos de solos), indicando fontes desses

materiais, definindo suas características químicas e mineralógicas, e investigando *commodities* alternativas de nutrientes vegetais e de aditivos de solos (corretivos e/ou condicionadores), como subsídios à instalação de empreendimentos mineiros e de beneficiamento industrial. Podem, também, fazer análise de mercado para esses bens, avaliando o balanço oferta x demanda, bem como o perfil de preços.

Enfim, a Geologia é uma ferramenta importante a contribuir na reversão do quadro atual de baixo rendimento da produção de alimentos em regiões tropicais. Os geólogos, porém, devem estar preparados para enfrentar esse desafio.

Insumos Minerais para Agricultura no Pará e Amapá

Nélio das Graças de Andrade da Mata Rezende

CPRM - Belém nelior@amazon.com.br

Considerações iniciais

Este trabalho é uma síntese das conclusões registradas no Informe de Recursos Minerais relativo ao relatório final do Projeto Insumos Minerais para Agricultura nos Estados do Pará e Amapá, desenvolvido pela CPRM, através da Superintendência Regional de Belém.

Potencialidade no Pará e Amapá

A favorabilidade geológica para jazimentos de insumos minerais para agricultura no Pará e Amapá pode ser sintetizada no seguinte panorama:

Fosfato - As fontes favoráveis incluem:

- a) Complexos alcalino-carbonatíticos, como exemplificado pelo jazimento da Serra de Maicuru, o maior depósito de rochas fosfáticas já identificado na Amazônia;
- b) Concentrações supergênicas de fosfatos aluminosos, como os existentes no NE do Pará e NW do Maranhão. Outros focos podem ocorrer nesses estados, e na Amazônia como um todo;
- c) Concentrações associadas aos folhelhos pretos paleozóicos, da Bacia do Amazonas
- d) Concentrações associadas às rochas proterozóicas do Grupo Beneficente, na região da Serra do Cachimbo (PA);
- e) Concentrações associadas a seqüências sedimentares e metassedimentares da Faixa Araguaia (PA).

Potássio e sais solúveis de magnésio - Seqüência evaporítica paleozóica da Formação Nova Olinda, na Bacia do Amazonas, onde já se tem ocorrência registrada em subsuperfície.

Enxofre - Diversas fontes podem ser vislumbradas:

- a) Mineralizações sulfetadas, de onde o enxofre poderá ser extraído com subproduto industrial (Exemplos: beneficiamento de cobre, projetos Salobo e Sossego);
- b) Potencial idealizado para depósitos estratiformes de enxofre nativo na seqüência sedimentar da Bacia Amazônica;
- c) Possibilidade de enxofre recuperado em plantas de gás natural e petróleo;
- d) Gipsita, na formação Nova Olinda;
- e) Piritas, nos folhelhos pretos da Formação Curuá.

Calcário agrícola - Constata-se a existência de diversos pólos no Pará, bem distribuídos geograficamente, o que pode favorecer a produção descentralizada:

- a) na região NE do Estado, com jazimentos associados à Formação Pirabas;
- b) no Baixo Amazonas, região de Monte Alegre – Alenquer, no flanco norte da Bacia do Amazonas, com jazimentos associados à Formação Itaituba;
- c) no oeste paraense, região do rio Tapajós e rodovia Transamazônica, onde se localizam as maiores reservas, no contexto da Formação Itaituba, no flanco sul da Bacia do Amazonas;
- d) no SE do Estado, associados às seqüências sedimentares da Bacia do Parnaíba (formações Pedra de Fogo e Codó), na região de Palestina e Marabá; à Faixa Araguaia, como exemplificado em Conceição do Araguaia e Redenção; e jazimentos relacionados a unidades mais antigas, como em Santana do Araguaia;
- e) no extremo SW paraense, na região da Serra do Cachimbo, associado à seqüência proterozóica do Grupo Beneficente.

No Estado do Amapá, há registro de ocorrências pouco expressivas de calcário no baixo curso do rio Araguari e na localidade de Aporema, correlacionadas à Formação Pirabas, e uma ocorrência em subsuperfície, associada ao minério de manganês, na Serra do Navio. A produção de pó calcário no Pará beneficiará, também, o Amapá, onde a tonelada desse corretivo alcança a faixa de R\$200,00 (abril/2001 \cong US\$100.00).

Gipsita - A favorabilidade está concentrada na seqüência evaporítica da Formação Nova Olinda, em ambos os flancos aflorantes da Bacia do Amazonas. Há três depósitos dimensionados nesse metalotecto.

Turfa - A região comporta grandes extensões de terrenos quaternários favoráveis à acumulação de turfa, especialmente as zonas de inundações e desembocaduras dos grandes rios, as depressões do paleorrelevo na interface Terciário – Quaternário, e os paleocanais abandonados, além de acumulações recentes, em solos do tipo igapó.

Farinha de rocha - Compreende insumo agrícola obtido a partir da moagem de certos litotipos, especialmente rochas de composição básica, ultrabásica e alcalina. Pode servir como uso alternativo em zonas onde o custo de transporte eleva o preço, e inviabiliza a aquisição dos adubos e corretivos de solo tradicionais.

Escórias de siderurgia: Podem ser um produto alternativo para uso na agricultura na região de Marabá.

Conclusões

Os estados do Pará e Amapá, especialmente o primeiro, são dotados de um amplo potencial geológico em termos de recursos minerais de aplicação na agricultura (agrominerais). Entretanto, um aspecto vem sendo encarado como crítico, que é a questão do calcário.

Apesar de suas imensas reservas de calcário agrícola, o Pará não produz esse insumo, essencial a um desempenho competitivo de sua lavoura. Isso se deve, principalmente, ao fato de que os detentores dos direitos minerários dos maiores jazimentos de calcário, na região, têm interesse centrado exclusivamente na indústria do cimento. Recentes iniciativas do Governo Estadual, através de parcerias multi-institucionais, parecem conduzir, em breve, à reversão desse paradoxo. Uma outra razão vislumbrada pode dizer respeito à incerteza sobre a viabilidade econômica da instalação de unidades de moagem. Não há estudo de mercado, o que é dificultado pela inexistência de dados estatísticos de demandas, efetiva e potencial, de pó calcário, aspectos que deveriam estar inseridos no planejamento da política agrícola regional. Sabe-se, todavia, que há uma forte demanda, reprimida, na zona de influência de todos os pólos potencialmente produtores.

Projeto Brasil: a Amazônia sob a perspectiva mineral

Antonio Fernando da Silva Rodrigues
8º Ds. DNPM/AM, nuinfo@argo.com.br

Introdução

Nesta fase preliminar de discussões sobre o **‘Projeto Brasil’** enquanto tema central do IV Congresso Nacional de Profissionais – CNP, do Conselho Federal de Engenharia, Arquitetura e Agronomia – CONFEA, a se realizar em novembro de 2001, Foz do Iguaçu-PR, entendemos que a categoria dos Geólogos e Engenheiros de Minas que atuam na Amazônia, enquanto parte integrante do Sistema CONFEA/CREAs, deveriam procurar destacar como sub tema: **‘Projeto Brasil: a Amazônia sob a perspectiva mineral’**.

Sob essa perspectiva, não é ocioso advertir sobre o grande desafio dessa obra labiríntica, através da qual se almeja *décortiquer* alternativas de desenvolvimento sustentável, novas perspectivas metodológicas, enfim novos rumos ainda pouco ou mal explorados, muitas das quais ainda por descobrir, em particular na área do pensamento geocientífico, enquanto instrumento útil e pertinente da investigação sistemática e racional da Região.

Em verdade o descobrimento da Amazônia Mineral ainda está por acontecer, haja vista que a Região resistir ainda como um dos últimos redutos do Planeta, a exemplo da Antártida: pouco conhecida eco-ambientalmente, muito inventada culturalmente e por demais ambicionada minero-economicamente pelas multinacionais.

É sob essa perspectiva geocientífica que se procurou desenvolver esta proposta temática de discussão, sobre de desenvolvimento da Amazônia numa perspectiva geo-minerária, sem contudo cair no angelismo delirante, da expressão atribuída a Stephan Zweig: *“Brasil, País do Futuro”*, ou da recente expressão do ex-Presidente Sarney de que *“quem tem a Amazônia não tem medo do futuro”*. Contudo, importa registrar, que nos parece ainda bastante atual e aplicável à Região, a máxima euclidiana, construída ainda no início do século XX:

“Realmente, a Amazônia é a última página, ainda a escrever-se, do Gênese”.

I. A FILOSOFIA E AS GEOCIÊNCIAS.

Não é ocioso enfatizar que os precursores da filosofia ocidental foram cognominados filósofos da natureza, porque se interessavam pelas coisas da natureza, prescrutando as forças motrizes condicionadoras dos fenômenos naturais. Portanto, dentro desse contexto do processo evolutivo do pensamento filosófico ocidental observa-se a angústia dos filósofos sobre o dilema de que se nada pode surgir do nada, haveria então uma *substância básica* ?

Não obstante, o grande dilema dos primeiros filósofos gregos não era saber como as *coisas da natureza* surgiam do nada, admitindo-se, contudo, que, por alguma razão eles sempre partiam do fato de que sempre existiu *alguma coisa*.

Em verdade, o que incomodava esses filósofos não era como tudo surgiu do nada, mas sim que forças motrizes propulsionavam essas transformações da natureza: as intrigantes *forças ocultas* que dinamizavam esses fenômenos da Terra — em que pese, na época, prevalecer a idéia de que esses fenômenos naturais aconteciam a partir de uma *substância básica*.

Importa enfatizar, que no processo evolutivo do pensamento filosófico é atribuída aos filósofos da natureza, a libertação da filosofia dos dogmas religiosos. Essa ruptura epistemológica destaca-se como condição *sine qua non* à definição dos primeiros passos para a consolidação e legitimação da exterioridade racional como forma de intervenção científica de pensar, precursora das ciências naturais modernas, entre as quais as **Geociências**.

II. SOBRE A FUNDAMENTAÇÃO PROPOSTA.

É sob essa perspectiva evolucionista do pensamento filosófico que os Geólogos da Amazônia questionam:

- **Existe uma Política Pública Mineral definida pelo Governo do Brasil;**
- **Existe uma Política de Desenvolvimento Econômico, Social e Ambientalmente Sustentável para Amazônia;**

A dimensão continental e o arcabouço geológico da Amazônia parece comportar em si uma vocação natural para anomalias minerais e que essa particularidade pré-destina a Região à alternativa de desenvolvimento mínero-econômico. Contudo, paradoxalmente, o que se revela é a indesejável, insustentável e preocupante prevalência do *acaso* do achado mineral, a pressa da exploração irracional dos recursos minerais pelo turbilhão desenfreado e desmedido do capitalismo, ante o desejável conhecimento geocientífico, como condição fundamental ao planejamento racional do desenvolvimento da Região.

Daí tornar-se oportuno, neste IV CNP, advertir a situação de verdadeiro desamparo e orfandade política que o Setor Mineral Brasileiro perpassa. Na Amazônia, em particular, denota-se um preocupante hiato no processo evolutivo do conhecimento geocientífico, estagnado após a missão do Projeto RADAM, que remonta a meado da década de '70, com o agravante da *vida latente* que ainda resistem instituições como o **DNPM** - Departamento Nacional de Produção Mineral e a **CPRM** - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (Serviço Geológico do Brasil), à mingua de recursos federais com a dimensão adequada às atribuições constitucionais que lhes são reservadas.

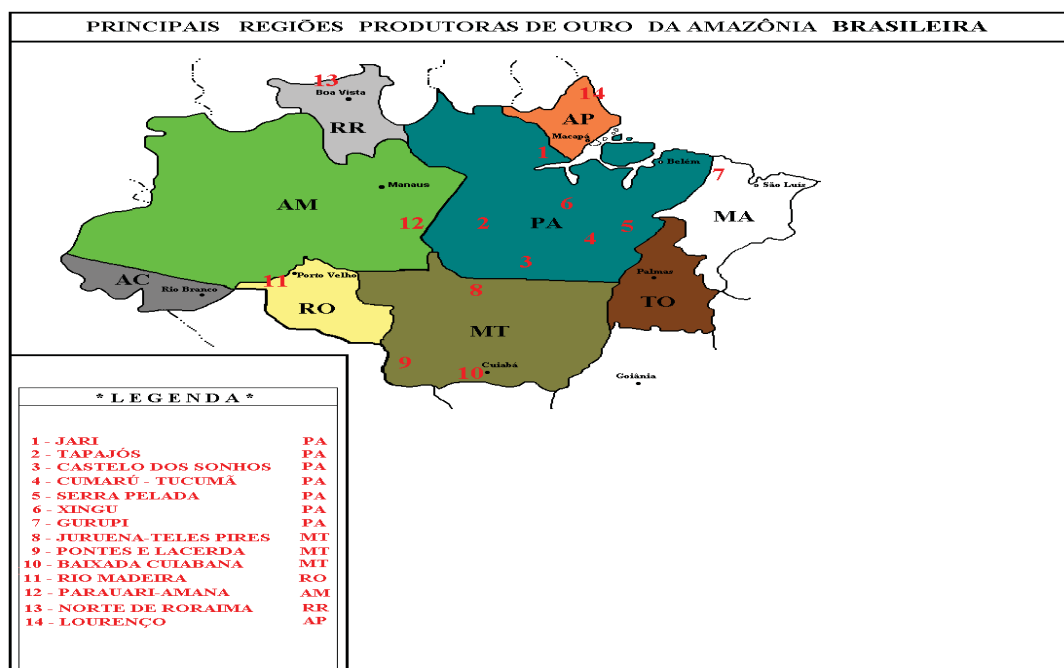
Com efeito, é sob a perspectiva do novo paradigma da humanidade de desenvolvimento sustentável, através da aplicação de teorias e modelos geocientíficos que os Geólogos da Amazônia advogam como condição fundamental para o desenvolvimento da Região, que primeiro se pesquise para que se conheça e então se desenhe o modelo de desenvolvimento econômico-minerário — no contexto do **Projeto Brasil** — que venha atender às exigências e anseios da sociedade global, em particular da aldeia regional, atentando para os seguintes pontos prioritários:

- **Economicamente viável;**
- **Socialmente justo; e**
- **Ambientalmente correto, sustentável.**

III. A PROPOSTA.

Por todo o exposto os Geólogos da Amazônia advogam palmilhar a desconhecida Amazônia, como condição fundamental de desenvolvimento do **Setor Mineral da Região**, através da retomada dos seguintes programas geocientíficos, com amplitude regional:

- **Levantamento Aerogeofísico da Região¹ ;**
- **Alavancagem de investimento no Projeto Urucu² (gás natural³ e petróleo);**
- **Reavaliação das jazidas de sais de potássio (K⁴) de Itacoatiara e Nova Olinda;**



Fonte: DNPM

¹ Priorizando o Cráton Guianês, inclusive em área indígenas (Alto rio Negro): ouro, tântalo, nióbio etc..

² Redenção energética da Amazônia, condição *sine qua non* ao desenvolvimento da Região.

³ Reservas divulgadas pela PETROBRAS: 130 bilhões de m³ de gás natural (25% das reservas brasileiras e 15 milhões de m³ de petróleo.

⁴ Grande possibilidade de tornar o Brasil autosuficiente em fertilizante potássico (1,002 bilhão de t sais) para a agricultura.

Enfim, propugna-se a criação de um Programa Continuado de Pesquisas Geocientíficas da Amazônia – AMAZOMGEO, com a finalidade de que o Governo priorize e atue pró-ativamente no mapeamento e geração de oportunidades de investimentos, optando-se pelo incentivo à implantação de *pólos econonômicos-minerários*, quiçá o modelo e a vocação de desenvolvimento da Região, gerando riquezas, empregos e renda, sob uma perspectiva pontual de agressão ambiental, em particular.

A Amazônia e o ‘ciclo maldito’ do extrativismo mineral: caso ‘Pitinga’.

Antonio Fernando da Silva Rodrigues
DNPM/AM nuinfo@argo.com.br

A propósito do desenvolvimento deste *paper*, mesmo correndo o risco de ociosidade, deve-se reiterar que as jazidas minerais, diferentemente dos demais recursos de outros Reinos Naturais, apresentam a seguinte trilogia inata :

- **Rigidez locacional:** as anomalias minerais (jazidas) estão onde caprichosamente a Geologia as condicionou e não onde o homem gostaria que estivessem;
- **Exauribilidade:** quando explorados tendem à **escassez e à exaustão**;
- **Irrenovabilidade:** diferentemente dos outros recursos naturais, os minerais disponibilizam uma e somente uma **única safra**, porquanto na perspectiva do ‘Ciclo das Rochas’ — que demanda milhões... bilhões de anos — quando comparado à vida humana, efêmera, são irrenováveis.

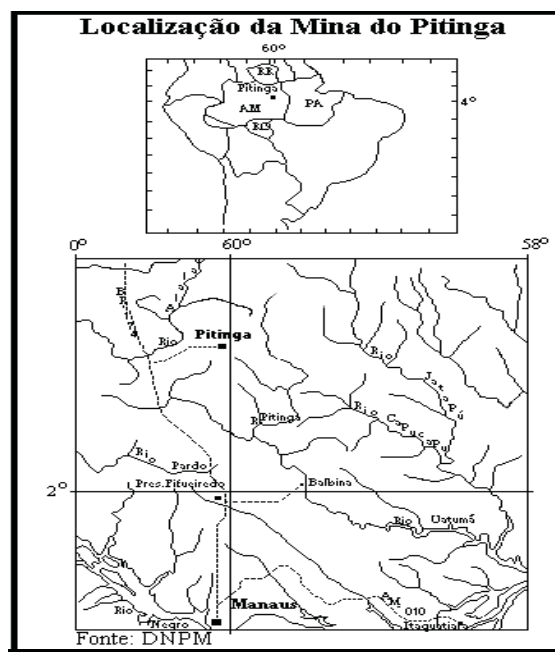


Figura 1. Localização do ‘Pitinga’.

Ademais, a **mineração**, apresenta quatro componentes fundamentais quando comparada a outras alternativas econômicas:

- ⇒ • **Intensiva em capital**¹: requer aporte de poupança (normalmente externa) elevado;
- **Retorno de investimento** invariavelmente associado a médio-longo períodos de maturação do empreendimento (3 a 5 anos, em média);
- **Graus de risco e incerteza** acima de outras alternativas de investimento; com o agravante de carregar o ...

- **Estigma de grande vilã do meio ambiente.**

Sob essa perspectiva, a **Mina do Pitinga**, que projetou a Amazônia e o Brasil, na década de '80, como importantes produtores e exportadores de estanho metálico — largamente usado na fabricação de folha-de-Flandres, soldas etc.— hoje **agoniza** —Figura 02.

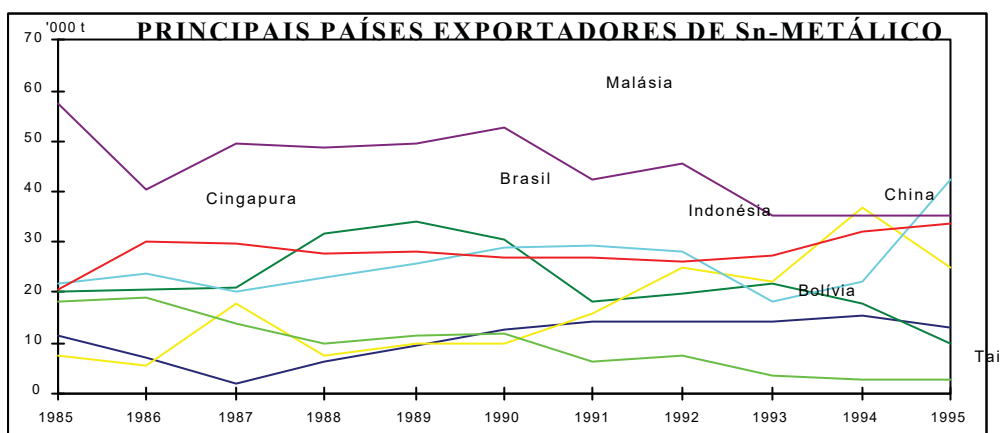


Figura 02: Ranking dos principais produtores mundiais de estanho.

Uma questão óbvia poderia surgir: ora a tendência natural de todos os **recursos minerais**, indiferentemente de sua possança, passa pela **pesquisa inicial** (quanto-qualificação), **desenvolvimento da mina** (investimento em infra-estrutura), **lavra e beneficiamento** (produção), **mercado** (comercialização) e, inexoravelmente, a **exaustão**. Contudo, ao se colocar o **Pitinga** como foco central questão, observa-se que, não obstante a seqüência lógica do raciocínio acima, o que se apresentava como aparentemente óbvio, não se aplica ainda àquele pólo mineral, configurando-se num mero equívoco.

Intrigante não? Então, considerando que o recursos minerais são patrimônios inalienáveis, cujo usufruto se dá através de concessão da União, como cidadão amazônida, cabe-me zelar e questionar: **o que se passa com o 'Projeto Pitinga'?**

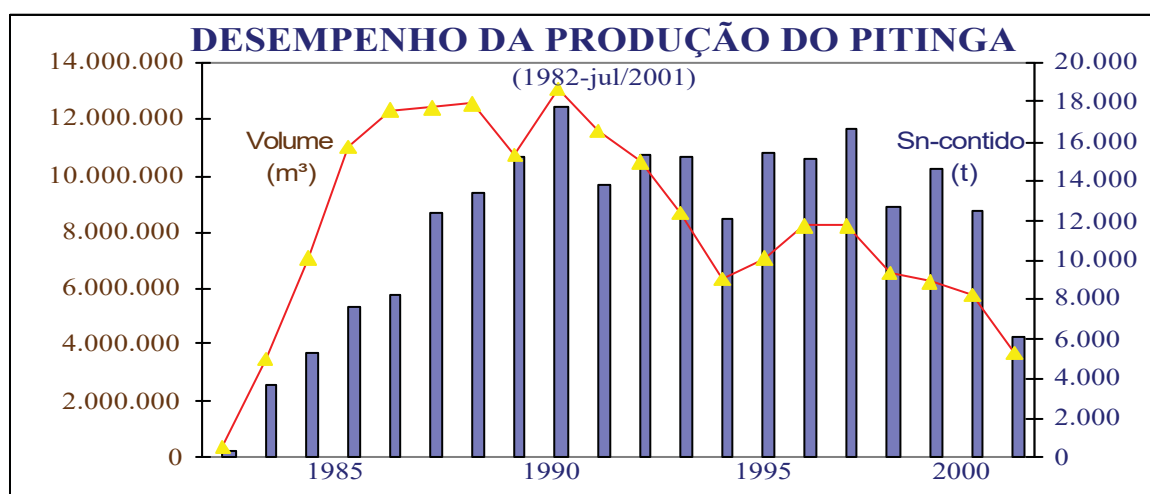


Figura 02: Desempenho da produção de Sn-contido do Pitinga. Fonte: DNPM

¹ Em contrapartida é relativamente pouco intensiva em mão-de-obra

A propósito, sabe-se que o Projeto Pitinga, desenvolvido no início dos anos '80, era um projeto monomineral: produzia-se apenas cassiterita, mais importante minério de estanho — Figura 02. Passados 17 (dezesete) anos de exploração intensiva pela titular Mineração Taboca S.A. – Grupo PARANAPANEMA (então sob domínio acionário da família Lacombe), deu-se a negociação dos ‘direitos minerários’ com um consórcio de Grupos de Fundo de Pensão, liderados pela PREVI (fundo dos funcionários do Banco do Brasil), firmando-se contrato de compra/venda em fevereiro de 1996. Importa enfatizar, que havia uma perspectiva favorável dessa negociação sob o ponto de vista administrativo, advogando-se que haveria um salto qualitativo gerencial já que a empresa, livre dos caprichos e vícios de uma administração patriarcal, lograria as vantagens de uma gestão profissionalizada.

Ledo engano. Paradoxalmente, a linguagem técnica usada pelos Geólogos e Engenheiros de Minas sob a potencialidade mineral do Pitinga — hoje sob uma perspectiva de evolução da situação monomineral para um produção polimetálica: Ta_2O_5 , Nb_2O_5 e SnO_2 — tem sido ininteligível ao Conselho Administrativo do Fundos de Pensão, no sentido de liberação do necessário aporte de capital — da ordem de **US\$ 130 milhões** — para o redirecionamento e alavancagem do empreendimento minerário, hoje denominado Projeto ‘Rocha Sã’— Figura 03 .

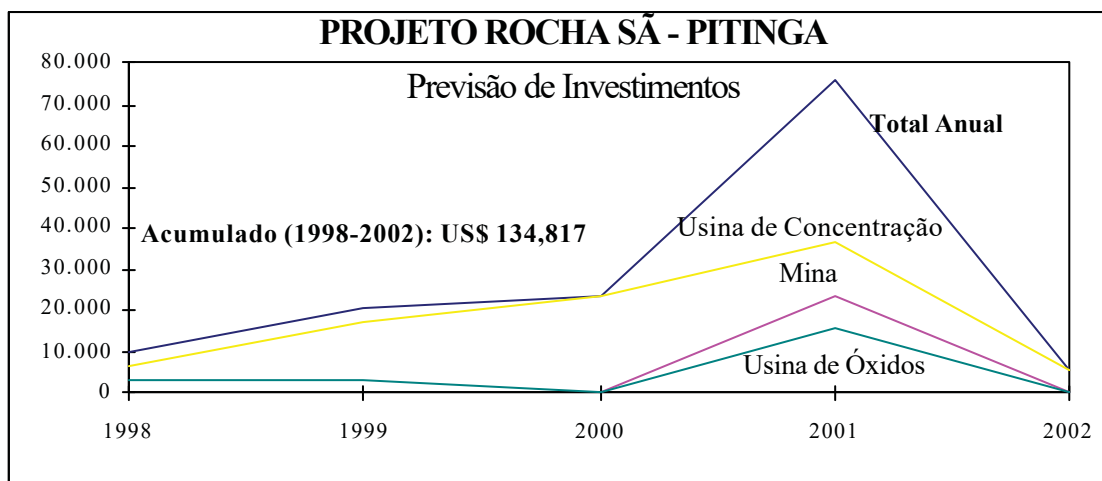


Figura 03: Previsão de investimentos demandados pelo ‘Projeto Rocha Sã – Pitinga’

Cabe enfatizar, ainda que exauridas as ricas concentrações secundárias (aluviões) de cassiterita, que projetaram o Brasil à liderança como produtor de estanho metálico no mercado internacional (1988 a 1990), **delineia-se hoje** — a partir do redimensionamento quanto-qualitativo dos recursos polimetálicos primários (granitos) da ‘Serra do Madeira’, 1.181 Mt de ROM² (Cassiterita, SnO_2 ; Tantalita, Ta_2O_5 ; Columbita Nb_2O_5 ; Criolita, AlF_3 ; Lepidolita; Zirconita, ZrO_2 ; Minerais Radiativos, U e Th; Terras Raras etc. — **uma perspectiva altamente favorável do Projeto ‘Rocha Sã’ à sustentabilidade econômica em função da trilogia metálica: Ta-Nb-Sn.**

² ROM: rum of mine

Dentro deste contexto, a que (quem) se poderia atribuir a ‘insensibilidade’ do Conselho Administrativo do Fundo aos argumentos técnico-econômicos dos executivos da área mineral:

- Forte apego aos mercados imobiliário, de capital e financeiro dos Conselheiros;
- Falta de tradição e inapetência mínero-empresarial dos Conselheiros;
- Aversão ao longo período de maturação, riscos e incertezas inatos à mineração.

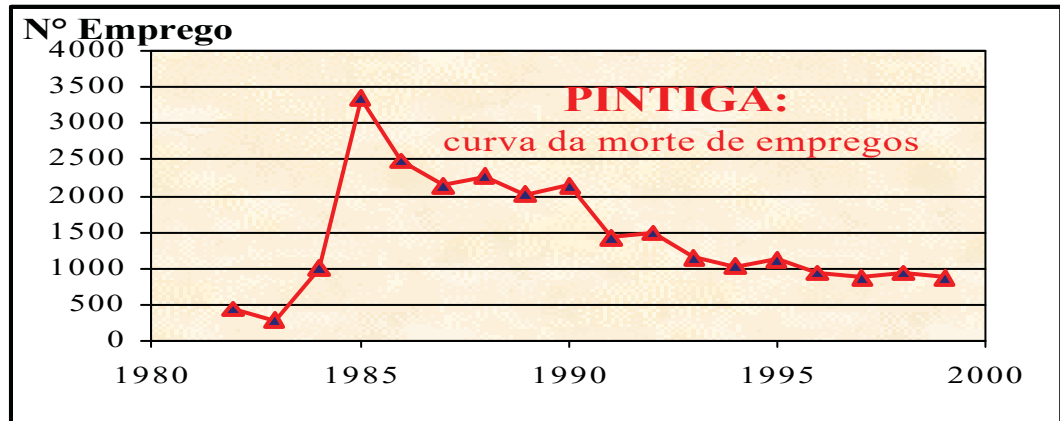


Figura 04: Geração de empregos no ‘Pitinga’ –Município de Presidente Figueiredo.

Com efeito, essa extrema dificuldade de diálogo entre os executivos da área de mineração e as personalidades que formam o Conselho Administrativo dos Fundos de Pensão, associada ao agravante dos ‘rigores da aplicação’ da Legislação Ambiental, muitas vezes questionáveis, têm-se apresentado como abomináveis fatores impeditivos à **superação do ‘ciclo maldito’ das vendas de matérias-primas com baixo valor agregado, com a indesejável implicação na redução da arrecadação tributária (ICMS) e royalties (CFEM), sob o agravante da drástica queda do nível de emprego, no Estado do Amazonas** — Figura 04.

Não obstante prevalecer a máxima neoliberal de que a ‘**mão invisível**’ do mercado a tudo resolve, advoga-se que a **União**, enquanto gestora do Patrimônio Mineral do Povo Brasileiro, **deveria ter uma Política Pública definida no que concerne ao Setor Mineral**, propugnando a desejável agregação de valor nas matérias-primas minerais produzidas, de modo a favorecer saltos qualitativos para novos ciclos da economia mineral, condição *sine qua non* à saída da letárgica situação do atual ‘**ciclo maldito**’ do **extrativismo mineral da Amazônia**, descortinando-se assim novos horizontes quanto a geração de emprego e renda, em particular no município de Presidente Figueiredo, que, em meado da década de ’80, despontava como 2º arrecadação de IUM no *ranking* nacional, abaixo apenas de Itabira-MG.

Por último, já **que a transparência nos Grandes Projetos Amazônicos sempre deixaram a desejar**, arriscou-se desenvolver esse exercício especulativo, na tentativa de entender o que ocorre, **tempo em que se levanta a proposta para que se discuta a questão mineral do Pitinga em Fóruns Específicos**, com a profundidade que o tema exige: **Audiências Técnica e/ou Pública, condição sine qua non à desejável sustentabilidade social, econômica e ambiental do projeto.**

A influência marinha na Formação Ipixuna, área de Tomé-Açu/Paragominas, nordeste do Pará

Antônio Emídio Santos Jr.¹ & Dilce de Fátima Rossetti²

(1) UFPa, Centro de Geociências, Campus do Guamá S/N Belém-PA. antoniojr@museu-goeldi.br

(2) MPEG, Av. Perimetral, 1901, C.P. 399, CEP 66710-530 Belém-PA. rossetti@museu-goeldi.br

Introdução: A Formação Ipixuna é uma unidade litoestratigráfica de idade inferida cretácea superior que tem despertado grande interesse econômico por conter uma das maiores reservas de caulim do mundo, conhecida como Rio Caulim Capim, o qual se destaca por sua excepcional qualidade na indústria de celulose. A origem deste caulim tem sido discutida em vários trabalhos de cunho geoquímico e petrográfico, porém o entendimento das condições que levaram à sua formação é ainda assunto de grande polêmica (Krebs & Arantes, 1973; Hurst & Bosio, 1975; Monteiro, 1977; Costa & Moraes, 1992). Mais recentemente, chamou-se a atenção para os fatores sedimentológico e paleoambiental como possíveis controladores no desenvolvimento do caulim (Kotschoubey *et al.*, 1996). Apesar disto, os estudos disponíveis enfatizando aspectos sedimentológicos sobre a Formação Ipixuna são ainda inadequados para se proceder a uma reconstrução precisa de seus paleoambientes de deposição, de forma a contribuir para uma discussão mais completa sobre a gênese dos depósitos de caulim associados. Tradicionalmente, a Formação Ipixuna tem sido considerada como inteiramente de origem fluvial (Góes, 1981). Porém, a análise faciológica detalhada na região de Tomé-Açu e Paragominas, onde ocorrem as minerações de caulim, paleoambientes bem mais diversificados, permitindo registrar, pela primeira vez, depósitos com feições tipicamente marinhas nesta formação. Com isto, o sistema deposicional da Formação Ipixuna deve ser revisto, o que diretamente contribuirá para os estudos enfocando a gênese do caulim na região do Rio Capim.

Contexto geológico: Os depósitos cretáceos estudados localizam-se na borda leste da Sub-Bacia de Cameté (Sistema de Graben Marajó), encontrando-se bem expostos nas minas Imery Rio Capim Caulim (IRCC) e Pará Pigmentos (PPSA) nos arredores de Tomé-Açu/Paragominas, e ao longo da BR-010, no trecho Ipixuna/Paragominas. Esta sub-bacia possui uma espessa sucessão sedimentar, estimada com base em dados sísmicos em cerca de 7 km. Destes, aproximadamente 6 km são de depósitos representativos da fase *syn-rift* albiana-cretácea superior, correspondentes às formações Breves e Limoeiro, as quais são interpretadas como tendo sido formadas em ambientes variando de fluvial a marinho raso (Schaller, *et al.*; 1971; Villegas, 1994). O restante da sucessão representa a

fase pós-*rift* da bacia, registrada pelas formações Marajó e Tucunaré, formadas também em ambientes fluviais a marinho rasos durante o Paleoceno/Mioceno Inferior e Mioceno Superior/Pleistoceno, respectivamente. Estudos de correlação destas unidades em subsuperfície com a Formação Ipixuna exposta na borda leste da Sub-bacia de Cametá são inexistentes. Porém, sugere-se aqui que esta unidade esteja inserida, mais provavelmente, na Formação Limoeiro, interpretação esta baseada nas seguintes observações: a) contato inferior discordante com depósitos areníticos e pelíticos de coloração tipicamente marron-chocolate, similares a depósitos de idade albianacenomaniense expostos na Bacia de São Luís-Grajaú, a leste; e b) topo também discordante com depósitos terciários da Formação Barreiras, sendo o limite marcado por superfície de descontinuidade erosiva, salientada em várias localidades por perfil de paleossolo laterítico/bauxítico e/ou acúmulo residual de concreções representativo de seu retrabalhamento.

Análise Faciológica: A Formação Ipixuna corresponde a um intervalo estratigráfico com cerca de 40 m de espessura, e inclui arenitos caulínicos, com granulometrias finas a grossas, coloração branca a avermelhada clara, que ocorrem intercalados a pelitos, argilitos e conglomerados intraformacionais. Na região do Rio Capim Caolim, a Formação Ipixuna pode ser descrita em termos de duas associações faciológicas, atribuídas aos seguintes ambientes deposicionais (da base para o topo): a) complexo fluvial; e b) complexo estuarino.

O complexo fluvial inclui vários sub-ambientes, destacando-se depósitos de canal fluvial na base das seções, os quais são representados por arenitos mal selecionados, cujas granulometrias variam de grossos na base a finas para o topo. Internamente, observa-se domínio de estratificação cruzada tabular de médio porte (cerca de 0,2 m de espessura dos *sets*), cujos *sets* diminuem de espessura para cima, atestando diminuição gradativa de energia do fluxo para cima. Os depósitos de planície de inundação consistem de argilitos intercamadados com arenitos finos a sílticos apresentando laminações dos tipos plano-paralela ou cruzada. Estes depósitos são arranjados em pacotes tabulares de 1 a 2 m de espessura, os quais mostram granodecrescência ascendente e apresentam divisões internas menos espessas (i.e., 0,1 a 0,3 m de espessura) que seguem este mesmo padrão. Depósitos de *crevasse splay* consistem de corpos arenosos lenticulares contendo cerca de 30 m de comprimento e espessuras variando de 0,3 a 0,5 m de espessura, sendo internamente caracterizados por arenitos finos a muito finos, maciços ou laminados cruzados, os quais estão arranjados de forma a configurar ciclos granocrescentes ascendentes. Depósitos de *mud plugs* incluem formas côncavas preenchidas por argilitos laminados com espessuras de 1,5 m e comprimentos de 20 m na face dos afloramentos, os quais ocorrem dispersos em meio aos depósitos de planície de inundação e *crevasse splay*.

O complexo estuarino é caracterizado por três unidades faciológicas, incluindo-se uma arenosa, uma heterolítica, e uma bioturbada. A unidade arenosa consiste de um intervalo de arenitos finos a médios, bem selecionados e com estratificações horizontal a cruzada de baixo ângulo. Ao longo da BR 010, nos trechos Ipixuna-Paragominas, estes depósitos acham-se intimamente associados a estratos cruzados de médio a grande porte apresentando feições atribuídas a flutuações de correntes de maré (i.e., superfícies de reativação recobertas com filmes argilosos separando seqüencialmente pacotes de *foresets* alternadamente mais espessos e mais delgados). Estes estratos intergradam com arenitos mostrando laminação cruzada com *sets* ondulantes, típicos de fluxos combinados. Elevadas concentrações de minerais pesados ocorrem localmente nesta unidade arenosa. A unidade heterolítica forma pacotes tabulares de espessura média igual a 2 m, que consiste de ciclos sucessivos formados por alternâncias de arenito muito finos a sílticos com laminação cruzada ou horizontal e argilitos, os quais são distribuídos em proporções variáveis formando acamamentos dos tipos *flaser*, *wavy*, lenticular e *pin-stripe*. A unidade bioturbada consiste de pacotes delgados (>0,5 m de espessura) de argilitos laminados alternado com arenitos finos a sílticos, cujas estruturas são fortemente obliteradas por atividade biogênica, tendo sido reconhecidos os seguintes traços fósseis: *Thalassinoides*, *Teichichnus*, *Diplocraterion*, *Skolithos*, *Cylindrichnus* e *Planolites*. Estes traços também ocorrem de forma dispersa nas outras unidades dos depósitos estuarinos.

Interpretação paleoambiental: Os dados aqui apresentados revelam que, além de depósitos fluviais, a Formação Ipixuna contém feições típicas de ambientes influenciados por processos marinhos. O empilhamento vertical das associações faciológicas sugere processos de retrogradação de fácies, decorrentes provavelmente do deslocamento de águas marinhas em direção a áreas mais continentais, como reflexo de elevação do nível do mar relativo que resultou no afogamento do sistema fluvial. A influência marinha na área é atestada por estruturas típicas de correntes de maré associadas a feições formadas por fluxo combinado, denotando retrabalhamento por ação de ondas. Em particular, a assembléia icnológica associada a estes depósitos confirma a presença de ambientes mixohalinos, típicos de sistemas estuarinos. Embora a característica descontínua dos afloramentos não permita uma reconstituição completa do sistema deposicional, a sucessão vertical das associações faciológicas mostrando gradação de depósitos fluviais a estuarinos para o topo, leva a propor que os estratos fluviais basais correspondam às porções mais proximais do estuário, o qual então adquiriu características progressivamente mais estuarinas à medida que ocorreu a transgressão. Com isto, depósitos representativos das porções mais distais do sistema estuarino, e portanto, mais sujeitos à ação de ondas e correntes de maré, sobrepuseram-se aos depósitos fluviais mais proximais.

O registro de depósitos estuarinos na área do Rio Capim Caulim é importante não só para o estabelecimento de modelos paleogeográficos mais precisos, mas sobretudo para se discutir a gênese do caulim associado. Isto porque a concentração de caulim com maior interesse econômico parece restringir-se aos depósitos fluviais, enquanto que nas porções com forte influência marinha ocorre caulim do tipo semi-*flint*, correspondente a material endurecido e de extração relativamente mais difícil.

Referências Bibliográficas

- Costa, M.L. & Moraes, E.L., 1992. As grandes reservas de caulim e a latrização na Amazônia. In: Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo. Boletim de resumos expandidos. SBG. v.1, p.588-589.
- Góes, A.M. 1981. Estudo sedimentológico dos Sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecuru, no nordeste do Estado do Pará e noroeste do Maranhão. Belém, UFPA, CG . 88p. (Tese de Mestrado em Geologia).
- Hust, V.J. & Bosio, N.J., 1975. Rio Capim Kaolim deposits, Brazil. *Economic Geology* 70 (5):990-992.
- Krebs, A.S.J. & Arantes, J.L.G., 1973. Pesquisa de caulim no Rio Capim, Estado do Pará. Congresso Brasileiro de Geologia, 27. Aracaju, 1:181-191.
- Monteiro, R.W., 1977. Elementos traços no caulim do Rio Capim, estado do Pará. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 66p. (Dissertação de Mestrado).
- Schaller, H.; Vasconcelos, D.N.; Castro, J.C., 1971. Estratigrafia Preliminar da Bacia Sedimentar da Foz do Rio Amazonas. Congresso Brasileiro de Geologia, 25, *Anais*. 2: 189-201.
- Kotschoubey, B., Truckenbrodt, W., Heiromymus, B. 1996. Depósitos de caulim e argila semi-flint no nordeste do Estado do Pará. *Rev. Bras. de Geociências* 26(2):71-80.
- Villegas, J.M.C. (1994). Geologia Estrutural da Bacia do Marajó. Belém, UFPA,CG. 119p. (Tese de Mestrado em Geologia).

As Bacias Sedimentares do Setor Sudoeste do Cráton Amazônico: Classificação Global e Evolução Geotectônica

Ruy Benedito Calliari Bahia & Augusto J. Pedreira

CPRM / REPO, cprmrepo@enter-net.com.br; CPRM / DIGEOB, apedreira@cprmba.gov.br

O Cráton Amazônico, uma das maiores áreas arqueano-proterozóicas do mundo, ocupa aproximadamente 4.500.000 km² da Placa Sulamericana, dividido em dois escudos pré-cambrianos: a norte o Escudo das Guianas e a sul o Escudo Guaporé, separados pelas bacias paleozóicas do Solimões e Amazonas (Figura 1). O setor sudoeste do Cráton Amazônico constitui o embasamento que separa os sedimentos proterozóicos da Bacia de Rondônia, dos sedimentos paleozóicos e mesozóicos, da Bacia dos Parecis e dos sedimentos cenozóicos que cobrem a extensa planície de inundação do sistema fluvial Guaporé-Mamoré-Madeira. A evolução geotectônica do Cráton Amazônico pode ser acompanhada através dos movimentos horizontais e verticais registrados na classificação global dessas bacias. A evolução geotectônica dessa porção do cráton (Tassinari e Macambira, 1999), está ligada à formação de sucessivos arcos magmáticos no intervalo de 1.8 a 1.55 Ga, constituindo a Província Rio Negro Juruena; a eventos orogênicos com formação de cinturão móvel, caracterizando a Província Rondoniana – San Ignácio (1.55 a 1.30 Ga) e por último, a aberturas e fechamentos de rífts gerando seqüências metavulcano-sedimentares que constituem Província Sunsas (1.30 a 1.0 Ga).

A Bacia de Rondônia, é uma sinéclise, preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas, as primeiras pertencentes à Formação Palmeiral e as últimas à Formação Nova Floresta (930 Ma). A Formação Palmeiral, aflorante nas serras dos Uopianes e Pacaás Novos (Estado de Rondônia), consiste em arenitos e conglomerados depositados por um sistema fluvial entrelaçado, com paleocorrentes indicando sentidos predominantes de N e NW para S e SW. Estes sentidos estão de acordo com as medidas tomadas nas formações Fortuna e Arco Íris, na serra Santa Bárbara (Estado de Mato Grosso); Grupo Huanchaca e Formação Cuatro Carpas na serra Huanchaca (Bolívia), tornando-se uma importante evidência da existência de uma extensa bacia sedimentar, que se estendia desde o atual Estado de Rondônia até a Bolívia (Saes, 1999). Nesta bacia foram depositados sedimentos continentais (Formação Palmeiral); sedimentos costeiros (formações Fortuna e Arco Íris) e sedimentos marinhos (Formação Cuatro Carpas). A petrofácies quartzo-feldspática dessas rochas, indica como área-fonte blocos do embasamento soerguidos no interior do continente (Dickinson, 1985), possivelmente durante a formação da Província Rondoniana – San Ignácio. Estes sedimentos foram preservados em grabens nos domínios da Província Sunsas, a qual é crono-correlata ao Ciclo Orogrênico Grenville (\approx 1000 Ma; Windley, 1995), marcado por uma

importante fase de rifteamento continental, possivelmente relacionado ao quebramento do supercontinente Rodínia no final do Mesoproterozóico e início do Neoproterozóico (1.0 a 0.75 Ga). Nesta época diferentes terrenos foram gerados, dentre os quais está o Terreno Nova Brasilândia (Rizzotto et al, 1999), localizado no extremo sudoeste do Cráton Amazônico, onde bacias tipo graben foram abertas no início do Fanerozóico, através da reativação de antigas estruturas, que preservaram dentro delas a sedimentação proterozóica. Posteriormente devido à erosão diferencial e/ou movimentos neotectônicos essas bacias tomaram a configuração atual das serras denominadas de Pacaás Novos e Uopianes (Figura 1).

A Bacia dos Parecis é uma bacia tipo *rift-sag*, situada na borda sul do Escudo Guaporé, no interior da crosta continental (Figura1). O preenchimento da bacia começou no Siluriano em um sistema de rifts intracontinentais, dos quais os principais são os de Pimenta Bueno e Colorado, com direção NW-SE (Braga e Siqueira, 1996), abertos devido a movimentos divergentes relacionados à dispersão do Continente Rodínia. Nesta fase foram depositados sedimentos por sistemas de leques aluviais, lacustres, deltáicos e marinhos, pertencentes à Formação Cacoal, cobertos por sedimentos glaciais e fluviais, incluídos na Formação Pimenta Bueno. Do final do Período Carbonífero ao Permiano, ocorreu a transição tafrogênese - coilogênese, devido ao resfriamento da crosta. Nesta fase foram depositados os sedimentos eólicos e fluviais, de ambiente periglacial, da Formação Fazenda da Casa Branca (Caputo, 1984). Durante o Cretáceo, cobrindo discordantemente a sedimentação paleozóica, ocorreram derrames basálticos e “pipes” kimberlíticos, pertencentes às formações Anari e Tapirapuã, fruto de vulcanismo continental, relacionado à abertura do Oceano Atlântico,. Finalizando o preenchimento sedimentar da bacia ocorreu a deposição dos sedimentos eólicos e fluviais das formações Rio Ávila (correlacionável com a Fm.Botucatu da Bacia do Paraná) e Parecis.

A Bacia do Guaporé, cobrindo o limite sudoeste do Escudo Guaporé, compreende um pacote de sedimentos terciários lateritizados, depósitos aluvionares quaternários, depósitos pantanosos e de planícies de inundação. São constituídos de cascalho, areia e argila, inconsolidados, mal selecionados e de pequena espessura. Imagens de satélite mostram um forte controle estrutural da rede de drenagem, sugerindo a ocorrência de movimentos neotectônicos, provavelmente em função do soerguimento da Cordilheira dos Andes.

O Sistema Global de Classificação de Bacias de Kingston et al. (1983), representa as bacias sedimentares através de uma fórmula na qual constam a tectônica formadora (IF, IS), os eventos deposicionais (1,2,3), e a tectônica modificadora (Lc, KG).

A Bacia de Rondônia é codificada como IS 1 / Lc, representando apenas o estágio deposicional 1 de origem continental (Formação Palmeiral), em uma bacia tipo Sinéclise Interior (IS), faltando os estágios 2 (marinho) e 3 (continental superior), não registrados no pacote

sedimentar, podendo terem sido erodidos pelo evento modificador da bacia Lc. Este evento foi responsável por soerguimentos e abatimentos de blocos, formando os grabens nos quais estão preservados os sedimentos da Formação Palmeiral.

A Bacia dos Parecis pode ser representada pela seguinte fórmula: IF 1/ Lc / IF 2, 3 / KG / IS 1 / Lc / IS 3 / Lc / IS 1. Esta fórmula mostra o primeiro ciclo da bacia, relacionado à fase ríft, classificado como IF (Fratura Interior), no qual foram depositados os sedimentos dos sistemas de leques aluviais, fluvial, lacustre e marinho (Formação Cacoal), seguidos por uma sedimentação essencialmente em ambiente continental (Formação Pimenta Bueno), segundo uma ordenada sucessão de eventos deposicionais continental inferior (1), marinho (2) e continental superior (3). O segundo ciclo classificado como IS, separado do primeiro por uma discordância, codificada como KG, a qual marca a passagem da tafrogênese para a coilogênese, é marcado por uma deposição essencialmente continental, nos sistemas fluvial e desértico, representados pelas formações Fazenda da Casa Branca, Rio Ávila e Parecis. Esta seqüência forma uma sucessão incompleta de eventos, apenas com os estágios deposicionais continentais 1 e 3, faltando o estágio marinho, que pode ter sido erodido ou não foi depositado.

Dados relativos à Bacia do Guaporé não são suficientemente detalhados de modo a se poder classifica-la..

Referências Bibliográficas

- Braga L.F.; Siqueira, L.P. 1996. *Three Dimensional Modelling of the Basement Topography Beneath Parecis Basin, Brazil, Constrained by Spectral Estimates of Depth to Magnetic Sources*. In: Latin American Petroleum Congress, 5. Rio de Janeiro, CONEXPO-ARPEL, October, 1996, 8p.
- Caputo M.V. 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil*. Santa Barbara, University of California (PhD Thesis)
- Dickinson W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones In: Zuffa, G.G., ed. *Provenance of Arenites*. Dordrecht, D. Reidel, p. 333-361.
- Kingston D.R., Dishroon, C.P., Williams, P.A . 1983. Global basin classification system. *AAPG Bull.*, **67**: 2175-2193.
- Menezes R.G. de. 1993. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Pontes e Lacerda Folha SD.21-Y-C-II. Estado do Mato Grosso*. Brasília, DNPM/CPRM, 126 p.
- Rizzotto, G.J. Lima, E.F., Chemale, Jr., .E., Luft, J.L. (1999), Acresção continental do Esteniano no sudeste de Rondônia: Implicações tectônicas. In: SBG, Núcleo Norte, VI Simpósio da Geologia da Amazônia, Manaus. *Anais*, 319 - 322.
- Saes G.S. 1999. *Evolução Tectônica e Paleogeográfica do Aulacógeno Aguapeí (1.2-1.0Ga) e dos Terrenos do seu Embasamento na Porção Sul do Cráton Amazônico*. São Paulo, Universidade de São Paulo, 135p. (PhD Thesis).
- Tassinari C.C.G., Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22** (3): 174-182.
- Windley B.F. , 1995. *The Evolving Continents*. Chichester, Wiley, 526 p

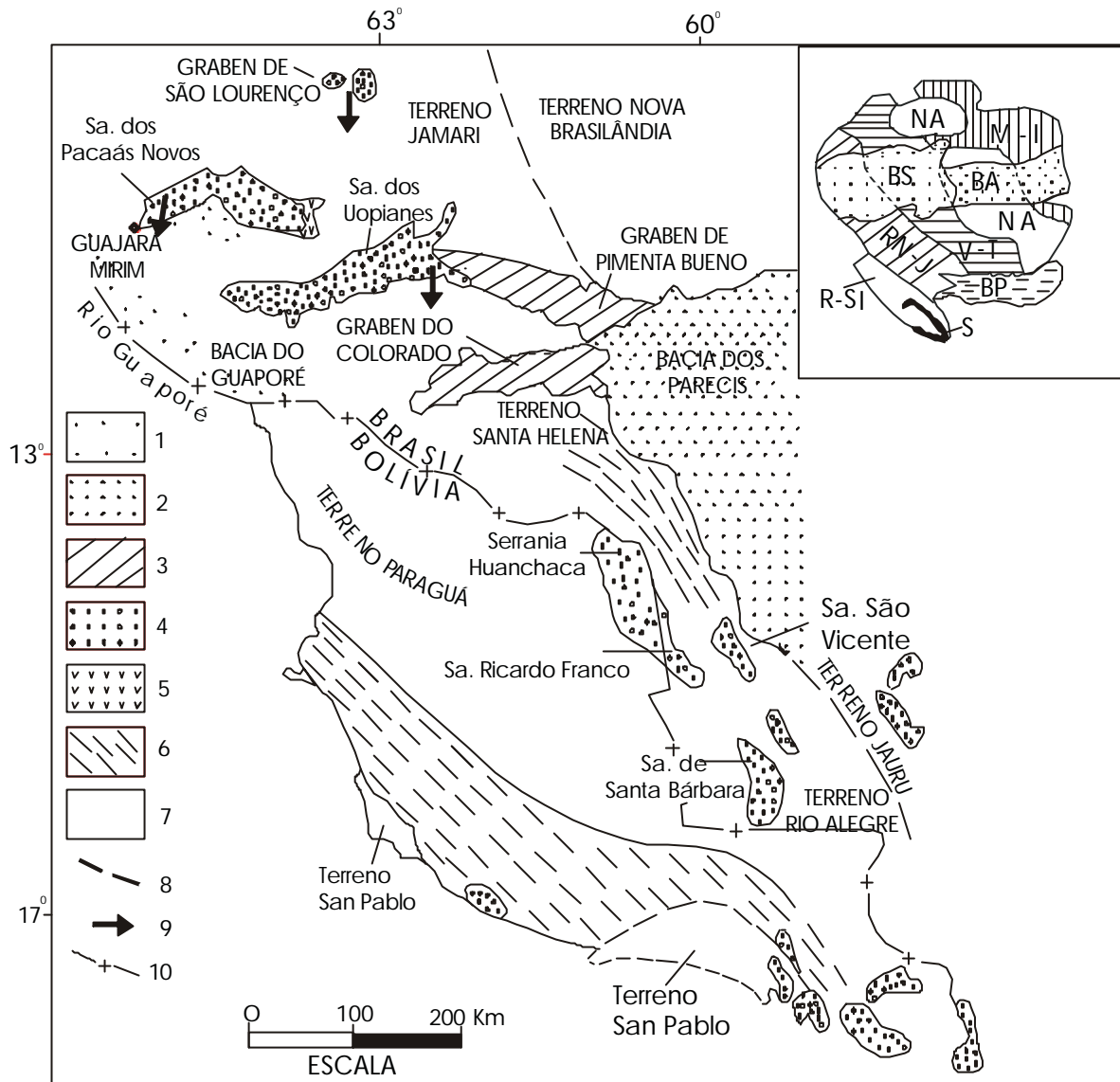


Figura 1 - Bacias sedimentares do setor sudoeste do Cráton Amazônico. Legenda: 1 - Cenozóico: Bacia do Guaporé; 2 - Mesozóico: Bacia dos Parecis; 3 - Paleozóico: Fossa Tectônica de Rondônia; 4 - Proterozóico: Bacia de Rondônia (serras dos Pacaás Novos e Uopianes) e seqüências correlativas da Formação Palmeiral; 5 - Formação Nova Floresta (930 Ma); 6 - Cinturões móveis do embasamento; 7 - Terrenos do embasamento; 8 - Limite entre terrenos; 9 - Paleo-correntes; 10 - Fronteira internacional. Modificado de Menezes et al, 1993 e Saes, 1999. Encarte: Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico: NA - Núcleo Arqueano; M - I - Maroni - Itacaiunas; V - T - Ventuari - Tapajós; RN - J - Rio Negro - Juruena; R - S I - Rondoniana - San Ignácio; S - Sunsas, BA - Bacia do Amazonas; BS - Bacia do Solimões; BP - Bacia dos Parecis. Modificado de Tassinari & Macambira, 1999.

Aspectos faciológicos e diagenéticos da Formação Poti (Carbonífero Inferior), Poço 2-IZ-1-MA, Bacia do Parnaíba

Raimundo Xavier Corrêa Jr.*, Werner Truckenbrodt* & Ana Maria Góes*

*Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Caixa Postal 1611, CEP 66.075-900 Belém

Introdução – A Bacia do Parnaíba com cerca de 400.000 km², sem a Bacia do Grajaú antes nela incluída, apresenta principalmente preenchimento paleozóico, subdividido em três grandes ciclos deposicionais transgressivos-regressivos, correspondentes aos grupos Serra Grande (Siluriano), Canindé (Devoniano-Carbonífero Inferior) e Balsas (Carbonífero Superior-Triássico Inferior). A Formação Poti (Tournaisiano), objeto deste estudo, constitui o topo do segundo ciclo cujo término da sedimentação é atribuído ao soerguimento relacionado à Orogenia Eoherciniana (Góes & Feijó 1994). Composta de arenitos intercalados com folhelhos e siltitos, a Formação Poti foi analisada até agora principalmente sob o aspecto de ambiente deposicional (Lima & Leite 1978, Góes 1995, Góes *et al.* 1997), sendo a evolução diagenética de seus depósitos menos conhecida. Por isso, este trabalho focaliza feições diagenéticas em arenitos que representam a litologia principal dessa unidade e relaciona-as com os dados faciológicos correspondentes. Foi estudado, com este objetivo, o poço 2-IZ-1-MA, localizado na borda oeste da Bacia do Parnaíba. Neste, a Formação Poti ocorre na profundidade de 1280 a 1410 m apresentando espessura de 130 m que é bem inferior àquela de seu depocentro (320 m).

A metodologia envolveu análise de fácies que baseou-se na descrição de estruturas sedimentares e texturas de amostras de testemunho e interpretação do perfil de raios gama, estudo microscópico de lâminas delgadas de arenitos e determinação de argilominerais através de difração de raios X. De algumas amostras psamíticas foram obtidas imagens de microscopia eletrônica de varredura a fim de examinar morfologia e relações texturais entre minerais.

Associações faciológicas – Foram identificadas quatro associações faciológicas atribuídas aos ambientes de canal distributário (CD), barra de desembocadura (BD), barra de tempestade (BT) e baía interdistributária/prodelta (BI) de um sistema deltaico.

Associação CD – Estes depósitos são constituídos predominantemente de arenitos finos a médios, apresentando estratificação cruzada acanalada e, subordinadamente, níveis maciços com freqüentes fragmentos vegetais e de argila. No topo da formação ocorrem folhelhos e arenitos intercalados com laminação plano-paralela e intercalações de silito/folhelho com estruturas *wavy e linsen*. Localmente, feições de bioturbação mascaram a estratificação. O padrão de raios gama destes depósitos é do tipo “sino”, indicando ciclos granodecrescentes ascendentes de barras em pontal.

Associação BD – Esta associação é composta de arenitos finos e folhelhos intercalados, com bioturbação no topo das unidades. Nas porções menos bioturbadas, reconhecem-se laminações *wavy*, *linsen* e cruzada cavalgante. No intervalo 1308-1332 m, a laminação é bastante conturbada, desenvolvendo-se estruturas convolutas e microfalhas. Estas feições deformacionais estão relacionadas à alta instabilidade de sedimento, comum em frente deltaica (Coleman & Pryor 1980, Wright 1985). O padrão de raios gama é do tipo “sino invertido”.

Associação BT – Os arenitos muito finos desta associação têm como estrutura característica a estratificação cruzada *hummocky*, associada com laminações plano-paralela e cruzada de baixo ângulo. As características da associação BT, indicando ação de ondas vigorosas, e sua posição próxima à associação BD sugerem tratar-se de barras de tempestade geradas através de retrabalhamento de depósitos de barra de desembocadura abandonados.

Associação BI – É constituída de folhelhos/arenitos finos exibindo acamamento *wavy-linsen* com moderada bioturbação e, subordinadamente, laminação plano-paralela. A presença de *Botryococcus* sp. indica a influência continental de água doce para este ambiente deposicional dominado por processos suspensivos e com influxo periódico de areia. Embora a associação BI faça parte do sistema deltaico, ela é tradicionalmente incluída no topo da Formação Longá (Fameniano). Ao contrário do contato transicional com esta unidade, o contato superior da Formação Poti com a Formação Piauí (Carbonífero Superior) é discordante e marcado pelos padrões de raios gama cilíndrico (base da Formação Piauí) e “sino” (topo da Formação Poti).

Textura detrítica e composição dos arenitos – Os arenitos do poço estudado são de granulometria fina a média, com seleção boa a pobre. O grau de arredondamento dos grãos varia de bem arredondado a anguloso, entretanto, em certos níveis, a avaliação é prejudicada devido à presença de sobrecrecimento de quartzo.

Os arenitos são predominantemente subarcósios, mas ocorrem também quartzo-arenitos e arcósios. Os grãos de quartzo (30-57%) são na sua maioria monocristalinos; grãos policristalinos atingem no máximo 4%. Entre os feldspatos (3-19%), o feldspato potássico predomina sobre o plagioclásio. Os grãos podem ser sericitizados, substituídos por carbonatos e/ou dissolvidos parcial a totalmente. Os fragmentos líticos (0-6%) incluem sílex, gnaisse, xisto e pelito intraformacional. As micas são os grãos acessórios dominantes (0-10%). O mineral pesado mais freqüente é o zircão sendo observados também grãos de turmalina e granada. A matriz, de origem detrítica e diagenética, com domínio da última, apresenta valores variando entre 0 e 28%.

Constituintes diagenéticos - Argilominerais – As argilas diagenéticas incluem caulinita, illita e clorita. A caulinita, como mineral mais abundante (0-14%), ocorre na forma de agregados vermiculares preenchendo poros intergranulares e como substituição de feldspato e mica. A illita

forma lamelas que compõem cutículas (*coatings*) recobrimo grãos de arcabouço. A clorita é mais discreta e exibe cristallitos isolados e feições semelhantes à colméia.

Quartzo e feldspato – O quartzo autigênico apresenta-se principalmente como sobrecrescimento sintaxial mostrando muitas vezes terminações perfeitas. Sua distribuição é bastante heterogênea e seus teores estimados podem ultrapassar 20%. O feldspato autigênico aparece apenas como traços.

Carbonato – O cimento carbonático (0-29%) geralmente tem distribuição irregular exibindo textura poiquilótópica e preenche fraturas. Pode substituir parcial ou totalmente grãos do arcabouço. A calcita é mais abundante do que a dolomita.

Evolução diagenética – Os processos diagenéticos são relacionados principalmente ao regime de eodiagênese (diagênese precoce) e controlados pelo ambiente vadoso/freático meteórico. A mesodiagênese, agindo em subsuperfície durante o soterramento efetivo, parece ter sido menos importante.

Sob influência do ambiente deposicional, houve a formação de cutículas sobre grãos de arcabouço através de infiltração mecânica de argila. Segundo Matlack *et al.* (1989), tal processo é relacionado com alta concentração de sedimento em suspensão, níveis flutuantes de água e retrabalhamento mínimo de sedimento, como encontrados na planície deltaica. Outros processos precoces foram os escorregamentos de massa na associação BD que causaram perturbações no sedimento e redução de porosidade. Em áreas com depósitos sem matriz e sem a argila infiltrada, houve cimentação de calcita durante a eodiagênese, fato este sugerido pelo arcabouço frouxo dos arenitos. Arenitos com baixos teores ou com ausência de matriz e sem calcita precoce foram propícios à precipitação de quartzo e feldspato que, acompanhada da compactação mecânica, se estendeu provavelmente para a mesodiagênese. A compactação mecânica é evidenciada pela presença de pseudomatriz e micas contorcidas com terminações em leque; poucos grãos apresentam fraturas. Ainda durante a eodiagênese ocorreram a dissolução e caulinição de feldspato sob influência de águas meteóricas. Mesmo que existam critérios que provem a existência da porosidade secundária (empacotamento heterogêneo, poros móldicos, agigantados, alongados e intragranulares), é difícil avaliar a relação entre porosidade primária e secundária. A distribuição da porosidade total ao longo do perfil é muito heterogênea (0-24%) com (macro)porosidade quase nula em certos arenitos da associação BD enquanto que os maiores valores encontram-se na associação CD. Acredita-se que a dissolução e caulinição de feldspato tenham sido responsáveis pelo fornecimento de pelo menos parte do cimento de quartzo, o qual não pode ser relacionado com a compactação química pouco evidente, como mostra a ampla predominância dos contatos pontuais entre os grãos. O efeito limitado da compactação química é devido à presença do cimento eogenético que disseminou a tensão e reduziu a pressão entre os grãos. Apenas em arenitos com

finas cutículas argilosas, as quais favorecem a dissolução por pressão, contatos côncavo-convexos e suturados são melhor desenvolvidos.

Conclusões – A análise faciológica das amostras de testemunho do poço 2-IZ-1-MA estabeleceu quatro associações atribuídas aos seguintes ambientes de um sistema deltaico: canal distributário, barra de desembocadura, barra de tempestade e baía interdistributária/prodelta. Os arenitos destes ambientes são predominantemente subarcósios, cuja composição deposicional era mais feldspática. Os principais processos pós-deposicionais compreendem infiltração mecânica de argila, deformação gravitacional, precipitação de carbonato e quartzo e dissolução e caulinição de feldspato correspondentes, em grande parte, à eodiagenese. A formação precoce dos cimentos de carbonato e quartzo reduziu bastante o efeito da compactação, mantendo relativamente frouxo o arcabouço dos arenitos. A distribuição da porosidade está fortemente controlada pela fácies com a (macro)porosidade quase nula em arenitos de barra de desembocadura e valores chegando a 20% em arenitos de canal distributário.

Referências

- Coleman, J.M. & Pryor, D.B. 1980. *Deltaic sand bodies*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 171 p. (Education Course Note Series 15).
- Góes, A.M. 1995. *A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 171 p.
- Góes, A.M., Coimbra, A.M., Nogueira, A.C.R. 1997. Depósitos influenciados por tempestades e marés da Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba. In: Costa, M.L. & Angélica, R.S. (coords.) *Contribuição à Geologia da Amazônia*. Belém, FINEP SBG-NO, p. 285-306.
- Góes, A.M.O. & Feijó, F.J. 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, **8**: 57-67.
- Lima, E.A.A. & Leite, J.F. 1978. *Projeto estudo global dos recursos minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba: Integração geológica-metalogenética. Relatório final*. Recife, DNPM/CPRM, v. 1,2.
- Matklack, K.S., Houseknecht, D.W., Applin, K.R. 1989. Emplacement of clay into sand by infiltration. *Petrology Journal of Sedimentary*, **59**: 77-87.
- Wright, L.D. 1985. River deltas. In: Davis Jr., R.A. (ed.) *Coastal sedimentary environments*. 2 ed. New York, Springer-Verlag, p. 1-76.

Microfósseis Neoproterozóicos da Formação Araras, Mato Grosso, Brasil *

Renata Hidalgo ¹, Thomas Rich Fairchild ², Afonso César Rodrigues Nogueira ^{1,3},
Claudio Riccomini ^{4,5}

* Financiado pela FAPESP (00/02903-8)

¹Departamento de Geociências, Bolsista CAPES e Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, 05508-000 São Paulo, SP, renatabiol@uol.com.br

²Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do IGC/USP, São Paulo, SP, trfairch@usp.br

³Departamento de Geociências, Fundação Universidade do Amazonas, Manaus, AM, acrnogue@usp.br

⁴Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do IGC/USP, São Paulo, SP, riccomin@usp.br

⁵ Bolsista de Produtividade em Pesquisa do CNPq

Informações paleontológicas sobre a transição neoproterozóica-cambriana na América do Sul ainda são escassas. A Faixa Paraguai, margem S-SW do Cráton Amazônico (MT-MS), contém fósseis desta idade, tornando-a fundamental para a resolução desta problemática. Na região de Corumbá já se conhecem o metazoário *Cloudina*, fóssil-guia do Neoproterozóico terminal (Grant 1990), e a metáfita *Tyrasotaenia*, o microfóssil *Bavlinella faveolata* (Zaine 1991) e uma possível alga denominada *Eoholynia* (Fairchild *et al.* 2000), também comuns no vendiano.

Em rochas correlatas (Formação Araras) da região de Cáceres descobriram-se microfósseis identificados como *Leiosphaeridia* e *Soldadophycus*, este último sugerido por Gaucher (1996) como possível fóssil-guia para o vendiano. Estes microfósseis ocorrem em uma sucessão constituída por dololutitos, microbialitos, arenitos e pelitos, e interpretada como depósitos de planície de maré, representativos de tratos de sistemas transgressivo e de mar alto (Figura 1).

Resíduos palinológicos de sete níveis de dololutitos distribuídos em cerca de 85 metros de seção da porção superior da Formação Araras (Figura 1) forneceram 39 lâminas palinológicas. Estudos em microscopia óptica até o momento revelaram microfósseis em quatro níveis, preliminarmente identificados como *Soldadophycus bossii* e *Leiosphaeridia* sp.. Também foi identificado em lâmina petrográfica o *Siphonophycus* (?) em outro nível neste mesmo intervalo.

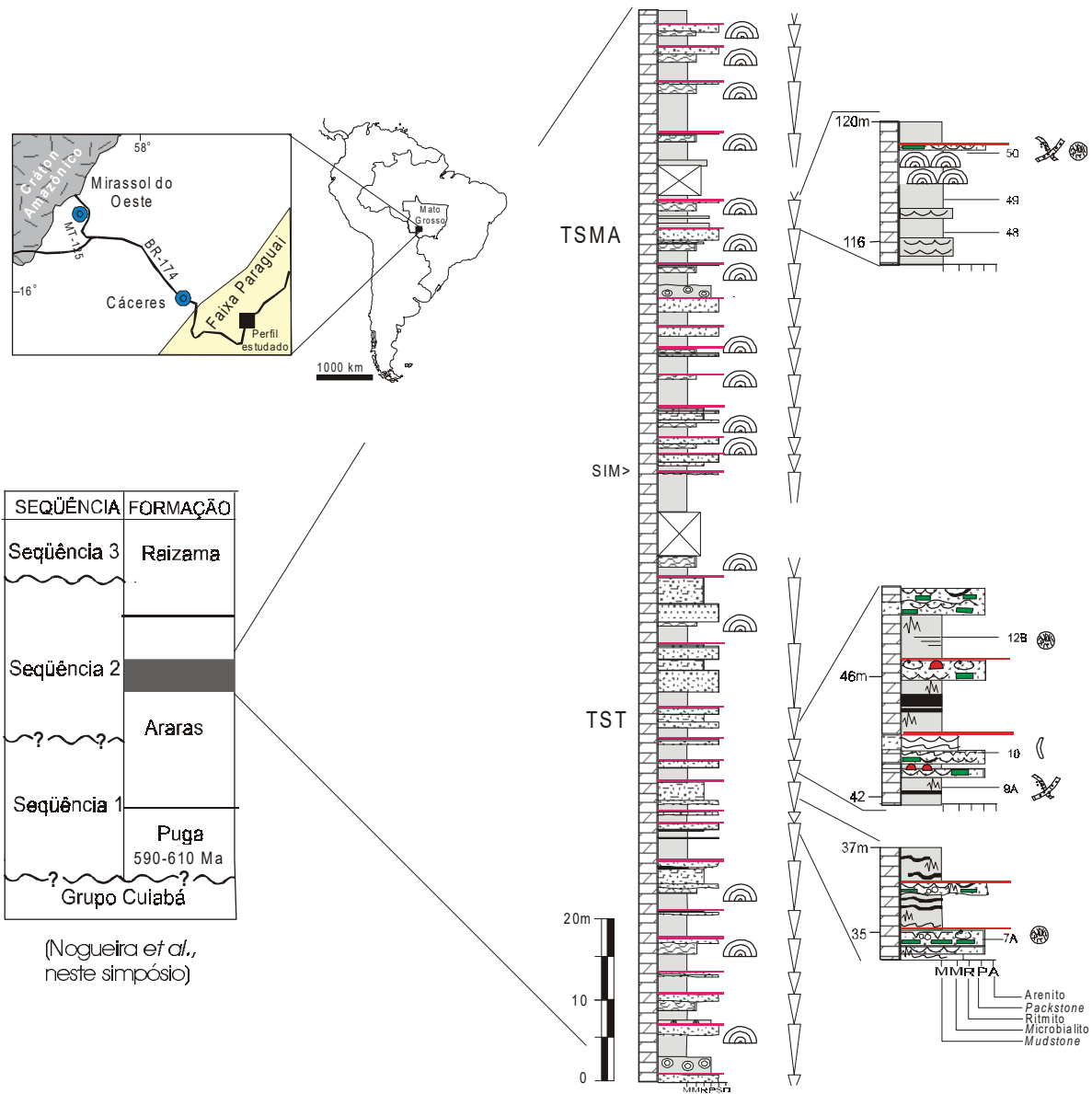
Soldadophycus bossii (Figura 2) Gaucher *et al.* (1996) consiste em uma associação de células esféricas de 6 a 7,5 µm e filamentos cilíndricos septados, eventualmente apresentando dicotomia. Os filamentos apresentam diâmetros entre 2 e 4 µm e células até 40 µm de comprimento. Esse fóssil foi descrito primeiramente por Gaucher *et al.* (1996) no Grupo Arroyo Del Soldado, Formação Cerro Espuelitas (Uruguai) de idade vendiana. Não se conhece a sua afinidade biológica, mas acredita-se que deva representar algas eucarióticas ou possivelmente um fungo. No Uruguai essa espécie é comumente associada a *Leiosphaeridia*, também observada no topo do intervalo microfossilífero da Formação Araras (Figura 1).

Leiosphaeridia sp. (Figura 3) consiste em uma vesícula orgânica maior que 100 µm de parede espessa, tipicamente rasgada ou fragmentada. Formas semelhantes constituem importante elemento da microbiota da Formação Cerro Espuelitas descrito por Gaucher (1996). Suas afinidades biológicas são incertas, mas admite-se que seja de origem eucariótica.

Em conclusão, a presença destas formas sugere, a título de hipótese de trabalho, a correlação entre as formações Araras e Cerro Espuelitas. Resta comprovar se essa correlação é paleoambiental, cronogeológica ou ambas.

Referências

- FAIRCHILD, T.R.; SALLUN, A.E.M.; BOGGIANI, P.C., HIDALGO, R.L.L.; SALLUN FILHO, W. 2000. The terminal Neoproterozoic biota of the Corumbá Group, Western Brazil. *XXXI International Geological Congress*, Rio de Janeiro.
- GAUCHER, C. ; SPRECHMANN, P ; SCHIPILOV, A. 1996. Upper and Middle Proterozoic fossiliferous sedimentary sequences of the Nico Pérez Terrane of Uruguay: Lithostratigraphic units, paleontology, depositional environments and correlations. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 199: 3. 339-367p.
- GRANT, S.W.F. 1990. Shell structure and distribution of *Cloudina*, a potential index fossil for the Terminal Proterozoic. *American Journal of Science*, 290-A: 261-294.
- ZAINE, M.F. 1991. Análise dos fósseis da parte da Faixa Paraguai (MS, MT) e seu Contexto Temporal e Paleoambiental. São Paulo. 218p. *Tese de Doutorado*, IG-USP.



LEGENDA

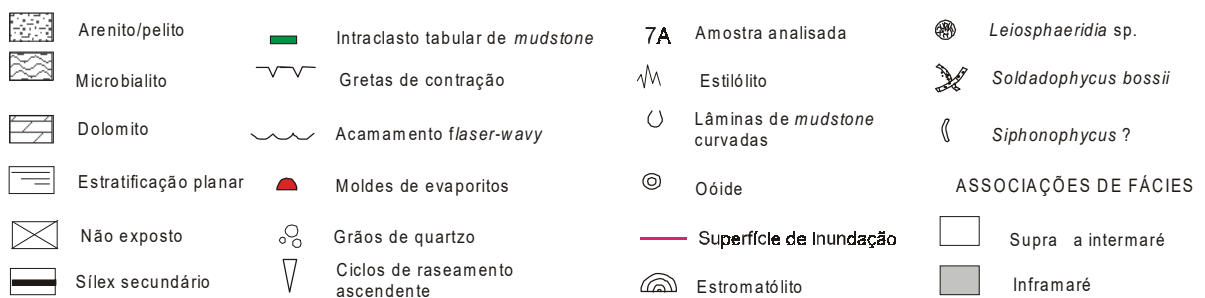


Figura 1. Perfil estratigráfico da Formação Araras na Faixa Paraguaí, SW do Cráton Amazônico. SIM = superfície de inundação máxima; TST e TSMA = tratos de sistemas transgressivos e de mar alto.

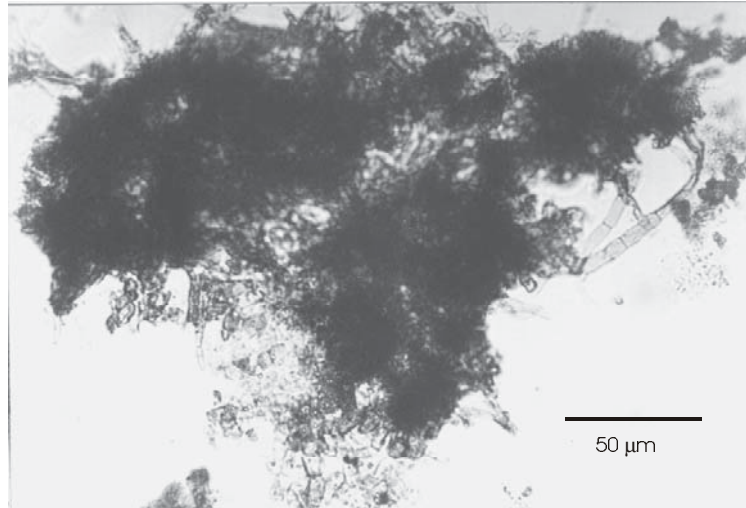


Figura 2. Fotomicrografia de *Soldadophycus bossii*.

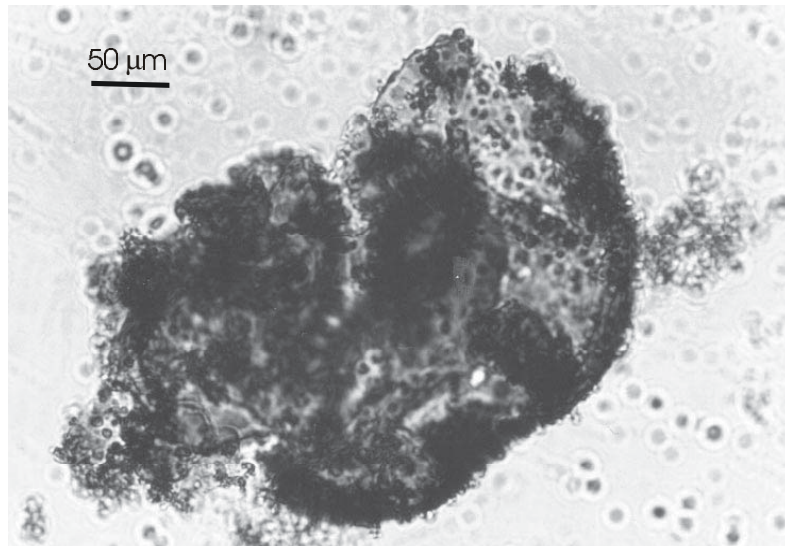


Figura 3. Fotomicrografia de uma forma classificada como *Leiosphaeridia*.

POROSITY PRESERVATION MECHANISMS IN UPPER DEVONIAN SANDSTONES OF THE SOLIMÕES BASIN

LIMA, R. D.^{1*}, DE ROS, L. F.¹ & GÓES, A. T. M. O.²

¹Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul,
Porto Alegre, RS. (* Corresponding author. E-mail: diaslima@if.ufrgs.br)

²PETROBRAS, GELAB/UN-AM, Belém, PA

ABSTRACT

Despite its importance as oil exploration targets, Upper Devonian reservoirs in Solimões Basin are poorly understood in terms of paleoenvironmental context and diagenetic processes. In these deeply buried sandstones unusually high porosity (15-28%) is found. Quartz overgrowth cementation and pressure dissolution were inhibited by grain-rimming eodiagenetic microcrystalline silica (chalcedony and microquartz), which precipitation is probably related to the dissolution of sponge spicule deposits associated with the sandstones. Thus, reservoir quality is strongly controlled by paleoenvironment context.

INTRODUCTION

Upper Devonian sandstones and cherts of the Uerê Formation are important oil exploration targets in the Solimões Basin, western Brazilian Amazonia. In spite of their large lateral continuity, intense diagenetic processes that strongly affected reservoir quality complicate the exploration of these sandstones. The objective of this study is to understand depositional and petrological controls on reservoir quality of the Uerê sandstones allowing the development of predictive models that contribute to the reduction of exploration risks.

DEPOSITIONAL FRAMEWORK

The Solimões Basin is a cratonic sag that was affected by the Andean orogenic events, expressed by large compressional structures, which constitute their main hydrocarbon traps. Four Ordovician to Permian second-order sedimentary sequences and Cretaceous to Recent continental deposits fill the basin. Paleozoic units are often intruded by Triassic-Jurassic diabase dykes and sills, which had strongly controlled the thermal evolution of both the source rocks and of the hydrocarbon accumulations (Fig. 1a; Eiras et al. 1994). The studied reservoir is located within the Middle Devonian-Lower Carboniferous Sequence. It is mostly characterized by an up to 70m thick coarsening upward

succession composed by sandstones interbedded with cherts and shales beds. Frasnian-Famennian organic-rich black shales (e.g., Jandiutuba Formation) and periglacial diamictites cover the succession, the former being the main source rock of the Solimões Basin (Fig. 1b).

The Uerê sandstones are massive to cross-laminated, 20 to 40m thick, deposited in shallow marine to transitional conditions. The paleoenvironmental evidence includes: i) 0,2-1m thick sharp-based lenses of fine-grained sandstone with parallel to low angle lamination, interpreted as fair-weather to storm wave-generated structures; ii) clay ooids (chamosite?), attributed to transitional (estuarine or deltaic) input (Fig. 2a; e.g., Odin 1990); iii) *Skolithos* ichnofacies assemblage (i.e., *Skolithos*, *Thalassinoides*, *Planolites*, *Diplocraterion* and vertical escape traces); and iv) layers of cherts after sponge spicules deposits, reworked from nearshore biostromes (Fig. 2b). Random spicule orientation, lack of abrasion and breakage suggest minimal *post mortem* transport (e.g., Gammon & James 2001). The distribution of these spiculite deposits appears to be controlled by paleobathymetry, being concentrated in shallow depositional areas, along the margin of the Devonian.

DIAGENESIS AND POROSITY PRESERVATION

The studied interval of Uerê Formation is characterized by quartzose to feldspatic arenites. The main processes of porosity reduction are quartz overgrowth cementation and compaction. Further porosity reduction processes include cementation by carbonate (siderite and dolomite) and fibrous illite. Porous reservoirs show up to 20% macroporosity, consisting mostly of preserved intergranular primary porosity. Secondary porosity is conspicuous (<5%) as intragranular pores within dissolved feldspar grains and moldic pores after spicules (Fig. 2c). In this porous sandstones, quartz overgrowth cementation and pressure dissolution were inhibited by grain-rimming eodiagenetic microcrystalline silica (chalcedony and microquartz; Fig. 2d). The precipitation of this early silica is probably related to the dissolution of sponge spicules both of spiculite interbedded with the sandstones and of spicules deposited within the sands. Locally, massive and pervasive quartz cementation and recrystallization may be connected to the circulation of hydrothermal fluids, which are potentially related to the Mesozoic intrabasinal tholeiitic magmatism.

DISCUSSIONS

Microcrystalline silica (microquartz and chalcedony) is here considered a major factor for the preservation of high porosity in the deeply buried sandstones (>3,000m depth) from the Uerê sandstones. The role of microquartz rims in inhibiting quartz overgrowth cementation has been recognized in several sandstones reservoirs (i.e., Aase et al. 1996 and references therein), as a critically

important process for the preservation of porosity in deep reservoirs. In the studied Upper Devonian sandstones, the distribution of these early diagenetic silica rims is controlled by the presence of associated siliceous sponge spicule deposits, implying in a paleoenvironmental control on reservoir quality. The ongoing study aims at the development of a predictive model for the distribution of sponge spicule deposits, of associated eodiagenetic silica cementation and of further diagenetic processes that exert direct control the quality of the reservoirs.

REFERENCES

- Aase, N.E. Bjorkum, P.A.; Nadeau, P.H. 1996. Effect of grain-coating microquartz on preservation of reservoir porosity. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **80**(10):1654-1673.
- Eiras, J.F.; Becker, C.R.; Souza, E.M.; Gonzaga, F.G.; Silva, J.G.F.; Daniel, L.M.F., Matsuda, N.S.; Feijo, F.J. 1994. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **8**(1):17-45.
- Gammon, P.R. & James, N.P. 2001. Palaeogeographical influence on Late Eocene biosiliceous sponge-rich sedimentation, southern Western Australia. *Sedimentology*, **48**:559-584.
- Odin, G.S. 1990. Clay mineral formation at the continent-ocean boundary: the verdine facies. *Clay Minerals*, **25**:477-483.

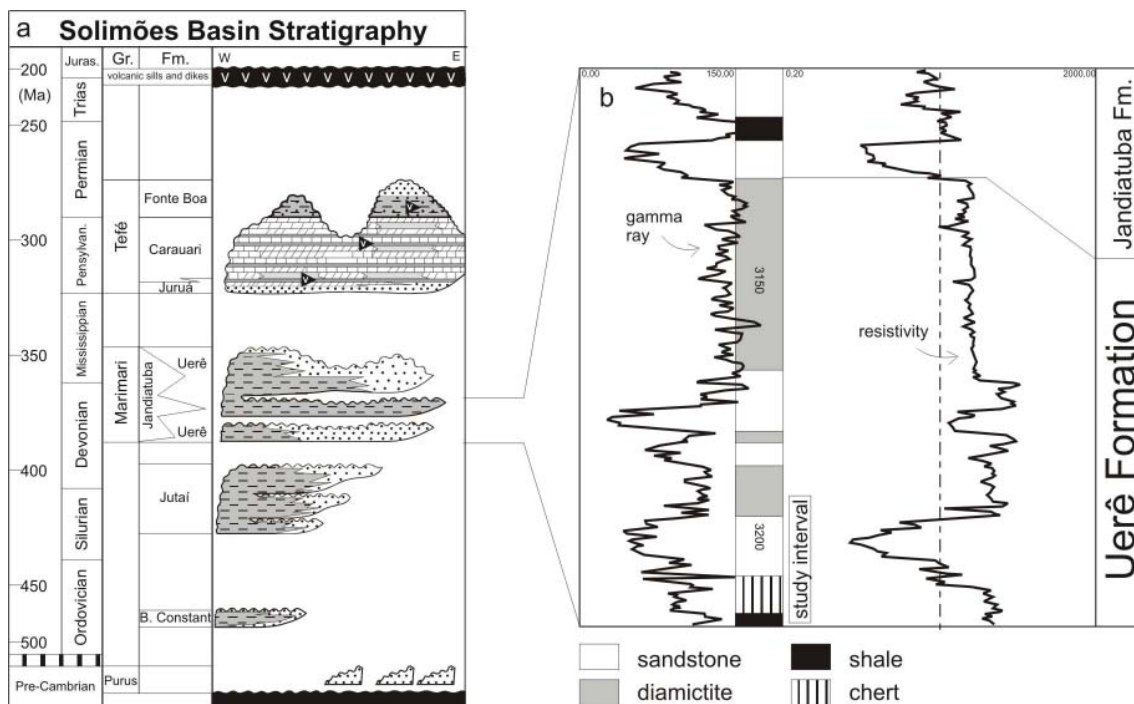


Fig. 1.- (a) Solimões Basin Paleozoic fill; and (b) Typical electric facies for the Upper Devonian Uerê Formation from study area, central-southern Solimões Basin (well log modified from Eiras et al. 1994). Well depth in meters.

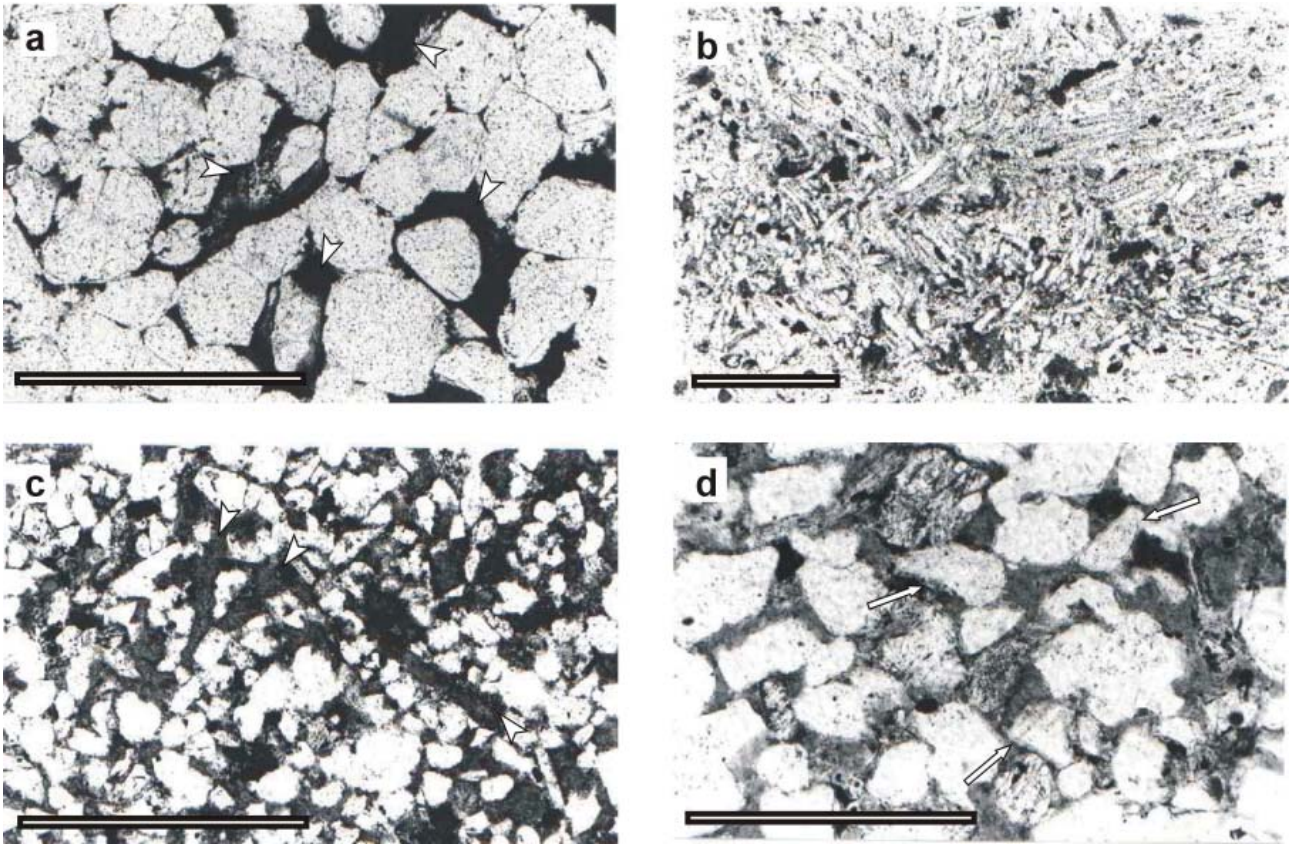


Fig. 2.- (a) Clay (chamosite?) ooids with quartz nuclei (arrows); (b) chert after sponge spicules; (c) porous sandstone (28% porosity) with preserved intergranular primary porosity and moldic pores after sponge spicules (arrows); (d) microquartz grain-rimming (arrows). All scale bars = 1,0mm.

Presença de Organismos nos Siltitos da Mina de Mn do Azul – Carajás: possível indicador paleoambiental

Joel Buenano Macambira

UFPA/UNICAMP – joel@ufpa.br

Introdução – O depósito de Mn do Azul, situado na Serra Norte, região de Carajás, foi descoberto em 1971 durante pesquisa para minério de Fe. A jazida de Mn se formou por alteração laterítica do protominério, constituído por siltitos com níveis carbonosos, piritosos e carbonáticos manganésíferos (rodocrosita) (Silva, 1988). Foram coletadas amostras dos protominérios de testemunhos de sondagem da época da pesquisa (1973) com a finalidade de determinar os teores dos isótopos de C e O na rodocrosita. Tais resultados seriam comparados com aqueles determinados para carbonatos ocorrentes na jazida de Fe de N4E publicados por Sial *et al* (1999). Durante a preparação das amostras para extração da rodocrosita houve necessidade de eliminar a matéria carbonosa através do ataque com H_2O_2 . Esse procedimento não eliminou totalmente a matéria carbonosa mas revelou a presença de “tubos” de rodocrosita e fosfato de Fe (vivianita?) de provável origem orgânica (icnofósseis?) que são descritos neste trabalho.

Estratigrafia – Depois de 30 anos da descoberta do depósito de Mn permanecem dúvidas acerca da sua posição estratigráfica. Segundo Silva (1988) as formações manganésíferas primárias pertenceriam ao pacote pelítico da parte superior da Formação Rio Fresco (ou Grupo Rio Fresco, segundo Valarelli *et al.*, 1998) denominado Membro Azul. Macambira *et al.* (1990) situam as rochas sedimentares carbonáticas da mina de Mn do Azul no topo do Grupo Grão Pará, com o nome de Formação Igarapé Boa Sorte. Nogueira *et al.* (1995) incluem essas rochas no Membro Inferior da Formação Águas Claras, a qual seria discordante sobre o Grupo Grão Pará. A idade mínima para a Formação Águas Claras é fornecida por um gabro intrusivo de 2.645 ± 12 Ma (Dias *et al.*, 1996), enquanto a idade máxima é dada pela Formação Carajás, que lhe é sotoposta, em 2.743 ± 11 Ma (Trendall *et al.*, 1998).

Seleção das Amostras – Com base nas descrições dos relatórios da CVRD, foram selecionados 8 furos que cortaram os siltitos carbonáticos, para serem testados com HCl (diluído 1:1), visando escolher intervalos ricos em rodocrosita. Dois furos mostraram-se mais preservados do intemperismo e com maior reatividade com o HCl. Do furo 6, localizado na seção S-1600, foram

coletadas 8 amostras de cerca de 5-10 cm de espessura no intervalo de 127,6 a 184,7 m, e do furo 134, na seção S-1000, foram coletadas 2 amostras nos intervalos 141,05 e 144,00 m.

As amostras são de folhelhos e de siltitos carbonosos, finamente laminados, cinza escuros. Analisados por difração de raios X no laboratório do Centro de Geociências da UFPa, mostraram serem compostos por quartzo, rodocrosita, muscovita e caolinita, além da matéria carbonosa. Observadas sob lupa binocular todas as amostras apresentaram a matéria carbonosa formando níveis ou dispersa nas camadas e no plano do acamamento, em agregados e como pequenas esferas negras de 0,3 até 1 mm de diâmetro (figuras 1 e 2). A rocha apresenta laminações de 0,1 a 2 mm de espessura de tons cinza claro e escuro. As lâminas cinza escuro são mais espessas e mais ricas em matéria carbonosa que as claras e nelas os grãos de quartzo e palhetas de muscovita são maiores. As lâminas cinza claro apresentam pouca rodocrosita. Pequenos cubos de pirita foram observados em várias amostras.

A amostra do intervalo 127,6 m do furo 6 foi selecionada para iniciar a separação da rodocrosita dos demais minerais e da matéria carbonosa. Fragmentos da amostra foram desagregados em *becker* com água destilada, agitados, quebrados com bastão de vidro e decantados várias vezes, liberando parte da matéria carbonosa em suspensão. O resíduo da decantação foi seco em estufa e observado na lupa binocular, tendo permanecido ainda bastante material carbonoso, intimamente associado à rodocrosita. Esse material foi atacado com H₂O₂ por 36 horas, lavado com água destilada e seco em estufa. Na lupa binocular foram observados numerosos tubos com diâmetros de 20-50 µm, branco amarelados, terminados internamente, próximo à base, em funil com orifício central (icnofósseis?) (figura 3). Alguns fragmentos da amostra apresentaram uma superfície abaulada da qual projetavam-se radialmente vários desses tubos (figura 4). Analisados no microscópio eletrônico de varredura do IG/UNICAMP, verificou-se que os tubos, cujas paredes internas são lisas e as externas rugosas, são constituídos de rodocrosita e fosfato de Fe (vivianita?),.

Discussões – Numerosos trabalhos evidenciam a influência de organismos na deposição de rochas associadas a Bif's arqueanos e do Proterozóico Inferior (Robbins *et al.*, 1987). Colônias de *cocobactérias* fósseis já foram descritas nos siltitos da mina do Azul por Lindenmayer *et al.* (1993). Possíveis fósseis foram descritos nos Bif's da mina N4E (Meirelles, 1986; Macambira, 1992), pertencentes à Formação Carajás, sotoposta aos sedimentos manganésíferos.

Araújo & Maia (1991) situaram a Formação Águas Claras no topo do Grupo Grão Pará e sugerem que os pelitos carbonosos e manganésíferos depositaram-se em ambiente lagunar restrito de águas rasas e calmas e descartam a influência marinha. Por outro lado, Nogueira *et al.*, (1995) concluíram que esses sedimentos foram depositados em plataforma marinha e posicionam a Formação Águas Claras discordantemente sobre o Grupo Grão Pará.

A descoberta desses organismos, possivelmente algas, associadas a *cocobactérias* e o aprofundamento dos estudos da sua paleoecologia permitiria estabelecer algumas das condições reinantes no sítio de deposição dos sedimentos manganíferos, tais como profundidade da água, temperatura, penetração da radiação solar, etc e averiguar a possibilidade de que os depósitos de Fe e Mn tenham sido contemporâneos. O estudo dos icnofósseis poderá fornecer elementos para se definir melhor o ambiente de deposição das rochas do Grupo Grão Pará.

Agradecimentos – À CVRD pela cessão das amostras de testemunhos da mina do Azul, ao CG/UFPa pela utilização do laboratório de difração de raio X, ao IG/UNICAMP pelas análises no MEV, ao Departamento de Geotecnia USP/São Carlos pela utilização de sua infra-estrutura de laboratórios. À CAPES e FINEP pelo apoio financeiro.

Referências Bibliográficas

- Araújo, O.J.B., Maia, R.G.N. 1991. *Serra dos Carajás- Folha SB.22-Z-A, Estado do Pará*. Texto explicativo. Brasília, DNPM/CPRM, 164 p. (Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil).
- Dias, G.S., Macambira, M.J.B., Dall'agnol, R., Soares, A.D.V., Barros, C.E.M. 1996. Datação de Zircões de Sill de Metagabro: Comprovação da Idade Arqueana da Formação Águas Claras, Carajás – Pará. In: SBG/Núcleo Norte. Simp. Geol. Amaz., 5, Belém, *Boletim de Resumos*, 376-379.
- Lindenmayer, Z.G., Tazaki, K., Netto, R.G., Faccini, U.F. 1993. Cocobactérias no Arqueano Superior-Proterozóico Inferior da Bacia Carajás, estado do Pará. In: Soc. Bras. Paleontol. Congr. Bras. Paleontologia, 13, São Leopoldo, *Boletim de Resumos*, 216.
- Macambira, J.B. 1992. Os possíveis microfósseis da Formação Carajás - Pará. In: SBG. Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo, *Anais*, 2:483-484.
- Macambira, J.B., Ramos, J.F.F., Assis, J.F.P., Figueiras, A.J.M. 1990. Projeto Serra Norte. Conv. Seplan/DOCEGEO/UFPa. Projeto Pojuca. Convênio DNPM/DOCEGEO/UFPa. Relatório Final. 150p. Inédito.
- Meirelles, M.R. 1986. *Geoquímica e Petrologia dos jaspilitos e rochas vulcânicas associadas, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás-Pa*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Mestrado. 150 p.
- Nogueira, A.C.R., Truckenbrodt, W., Pinheiro, R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: Redescrição e Redefinição Litoestratigráfica. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 7:177-197.
- Robbins, E.I., LaBerge, G.L., Schmidt, R.G. 1987. A model for the biological precipitation of precambrian iron formations – B: Morphological evidence and modern analogs. In P. Appel & G. LaBerge (eds.) *Precambrian Iron-Formations*. Athens, Theophrastus Publications, 97-139.
- Sial, A.N., Costa, M.L., Macambira, J.B., Guedes, S.C. 1999. Isótopos de carbono e oxigênio em carbonatos de BIF's de testemunhos de sondagem na Serra dos Carajás, Amazônia, Brasil. In: SBG/Núcleo Norte. Simp. Geol. Amaz., 6, Manaus, *Boletim de Resumos Expandidos*, 335-338.
- Silva, J.L. 1988. Mina de manganês do Azul. In: SBG. Congr. Bras. Geol., 35, Belém, *Anexo aos Anais*, 73-94.
- Trendall, A.F., Basei, M.A.S., De Laeter, J.R., Nelson, D.R. 1998. SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(3):265-277.
- Valarelli, J.V., Weber, F., Hypolito, R., Alvarinho, S.B., Ramoa, G.I.M. 1998. Distribuição dos metais pesados nos protominérios e minérios da jazida de manganês do Azul, Carajás. In: SBG. Congr. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, *Anais*, 314.



Figura 1: Esferas de matéria carbonosa alinhadas preferencialmente ao longo da laminação do siltito manganífero.

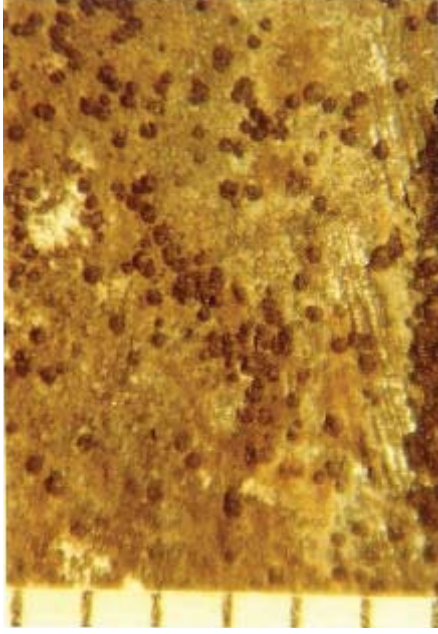


Figura 2: Esferas de matéria carbonosa dispersas no plano do acamamento de siltito manganífero.

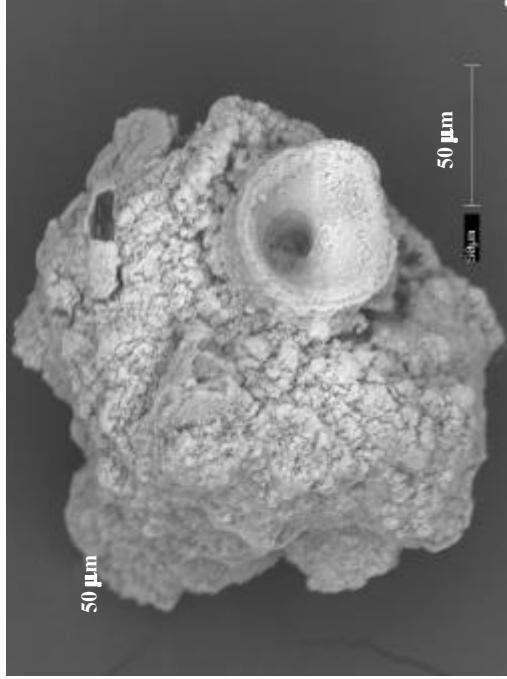


Figura 3: Imagem de MEV da parte interna de um tubo mostrando a terminação em funil, próximo à base.



Figura 4: Imagem de MEV mostrando vários tubos projetando-se radialmente de um fragmento de amostra.

Distribuição Estratigráfica de Minerais Pesados em Depósitos Cretáceos e Terciários na Borda Sudeste da Sub-Bacia de Cametá, NE do Pará/Brasil

Marivaldo dos Santos Nascimento ⁽¹⁾, Ana Maria Góes ⁽²⁾

⁽¹⁾ Curso de Pós-Graduação e Geologia e Geoquímica – CPGG/UFPA - msn@ufpa.br

⁽²⁾ Universidade Federal do Pará/Departamento de Geologia/CG – goes@ufpa.br

Av. Augusto Corrêa, 1 CP 1611. CEP. 66075-900. Belém, Pará

Introdução - Os minerais pesados (MP), constituintes acessórios dos arenitos e areias, são incorporados no sistema sedimentar a partir do retrabalhamento de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares, ou serem produzidos durante processos diagenéticos. Esses minerais formam assembléias, cuja composição pode ser modificada durante o intemperismo na área fonte, em planícies de inundação fluviais ou em afloramentos; abrasão mecânica e comportamento hidráulico durante o transporte e deposição; e diagênese durante e após o processo de soterramento. Dentre esses processos destacam-se: o comportamento hidráulico, responsável pelo fracionamento da abundância relativa de MP, em função da forma, densidade e tamanho dos grãos; e a diagênese durante ou após o soterramento, que pode diminuir a diversidade mineralógica através da dissolução intraestratal ou aumentar através da geração de novas fases de MP (Morto e Hallsworth, 1994, 1999). Embora os MP sejam amplamente utilizados em casos de proveniência de sedimentos, paleogeografia e tectônica, poucos trabalhos tem dado ênfase quanto a sua aplicação em estudos faciológicos e estratigráficos. A interpretação correta dos atributos composicionais das assembléias mineralógicas exige o emprego de técnicas de análise convencional, que estuda toda a assembléia de MP, e varietal, que concentra-se apenas nas propriedades específicas, exibidas por uma espécie ou grupo de mineral. A aplicação do estudo convencional neste trabalho, combinados aos dados estratigráficos, abordados detalhadamente por Santos Jr. e Rossetti (em andamento), contribuíram para o entendimento da relação entre a variação composicional das assembléias de MP em depósitos neocretáceos e terciários, em função das mudanças estratigráficas. Este trabalho teve como objetivo: (1) investigar as variações composicionais das assembléias de MP; e (2) avaliar a influência do intemperismo e dos processos diagenéticos na composição mineralógica dessas assembléias. Os MP foram concentrados com bromofórmio, montados em lâminas com bálsamo do Canadá, identificados e contados (100 a 200 grãos por amostra) ao microscópio petrográfico binocular. Os resultados foram tratados estatisticamente e plotados em seções colunares. A ação do intemperismo, diagênese e comportamento hidráulico na composição das assembléias, foi avaliada a partir do cálculo de índices RuZi, RZi, Es/ZTREs e Ci/ZTRCi, discutidos por Morton e Hallsworth (1994) e Friis *et al.* (1980).

Contexto geológico - A área estudada situa-se na porção sudeste da Sub-bacia de Cametá, inserida no contexto da Bacia do Marajó (Figura 01A), cujo embasamento é constituído por sedimentos paleozóicos *pré-rift* e apresenta espessa seqüência *sin-rift* de até 5,5km de espessura, predominantemente albo-cenomaniana, e um intervalo *pós-rift* terciário delgado (máximo de 900m). Nesta Sub-Bacia, a seqüência *sin-rift* é composta de arenitos neocretáceos atribuídos a ambientes flúvio-deltaicos, com influência marinha, enquanto que a seqüência *pós-rift* é constituída de arenitos miocênicos. Estes depósitos neocretáceos são correlacionáveis às formações Ipixuna e Cujupe do Grupo Itapecuru (Rossetti e Truckenbrodt, 1997), enquanto que os depósitos miocênicos são referidos como Formação Tucunaré correlacionáveis à Formação Barreiras (Galvão,1991). Os estudos de MP foram realizados em 30 amostras coletadas nas formações Ipixuna e Barreiras, expostas em afloramentos de frentes de lavra nas minas de caulim da Imery Rio Capim Caulim (IRCC) e da Pará Pigmentos/AS (PPSA), localizadas na região de Tomé-Açú (Figura 01B).

Assembléias de minerais pesados – Os teores dos principais MP permitiram individualizar os depósitos estudados em duas assembléias mineralógicas: inferior e superior, correspondentes, respectivamente, às formações Ipixuna e Barreiras (Figura 02A). A **assembléia inferior** possui um alto índice de ZTR (86-99%, Figura 02B), acompanhado por um aumento ascendente nos valores dos índices RuZ, RZi (<15), Es/ZTREs e Ci/ZTRCi (<0.1), e baixos teores de estauroлита e cianita (Figura 02A, seções 1-3). Nesta assembléia, os cristais de zircão (64-93%) possuem formas euédricas e anédricas sem zoneamento, incolores e róseo pálido. As formas prismáticas sub-arredondadas a bem arredondadas são zonadas, incolores e subordinadamente amarelados. São freqüentes inclusões, zoneamentos e fraturamentos. A turmalina (11-26%) possui colorações marrom amarelado, escuro a avermelhado, prismáticas subédricas, por vezes bem arredondadas, com inclusões de opacos, zircão, rutilo e cavidades. As formas irregulares são restritas às variedades esverdeadas a azuladas com raras inclusões. A estauroлита e cianita são fragmentos anédricos e exibem intensas feições de corrosão. A **assembléia superior** possui índice ZTR moderado (43-78%, Figura 2B) altos valores de RuZ, RZi (>15), Es/ZTREs e Ci/ZTRCi (>0.1). Nesta assembléia, os cristais de zircão (19-48%) são, predominantemente, prismáticos bem arredondados a subarredondados e fragmentos angulosos. Geralmente são incolores e raramente coloridos. São freqüentes inclusões, fraturamentos e zoneamentos. Embora raros, os cristais euedrais são incolores e sem inclusões. Os cristais de turmalina (11-26%) são prismáticos, euédricos, subédricos e, por vezes, bem arredondados com colorações marrom esverdeado e amarelado, com freqüentes inclusões. As formas irregulares de coloração esverdeada, azulada e marrom escuro são freqüentes. A estauroлита (30-40%) apresenta-se com formas irregulares, angulosas a subangulosas, de coloração amarelo-pálido, amarelo intenso e amarelo avermelhado

com poucas feições de dissolução, porém com fraturamentos conchoidais e inclusões de opacos e zircão. A cianita (5-20%) possui forma prismática tabular (curto e longo) e fragmentos irregulares, são incolores com raríssimas ocorrências de coloração azulada, com poucas evidências de corrosão.

Discussão – A análise convencional dos MP, combinada aos dados litoestratigráficos de afloramentos (Santos Jr e Rossetti, neste evento), permitiram reconhecer duas assembléias de MP, cuja separação entre ambas coincide com o limite de seqüência entre as duas unidades estratigráficas (Figura 02A seções 1-3). Os valores dos índices de ZTR (Figura 02B) conferem uma maturidade mineralógica diferenciada para as duas formações em função do aumento significativo dos teores de Es e Ci nos depósitos da Formação Barreiras. Este fato atribui-se aos fatores como: comportamento hidráulico durante o transporte e deposição dos sedimentos, mudanças na proveniência e dissolução intraestratal. As razões de Es/ZTREs e Ci/ZTRCi, mostrando um aumento ascendente, sugerem um aumento do processo de dissolução intraestratal com a profundidade, que pode ser comprovado pelo auto grau de corrosão da Es e Ci na Formação Ipixuna. Entretanto, a diferença nos índices de RuZi e RZi entre os depósitos e o seu aumento ascendente dos seus valores, assinalam um controle hidráulico significativo durante a formação dos mesmos, uma vez que o zircão e seus polimorfos de TiO₂ são ultraestáveis, possuem densidades e hábitos aproximados, sendo portanto, pouco afetados pelos processos diagenéticos e efeito hidráulico. Os resultados obtidos ainda não permitem definir quais os fatores mais importantes que condicionaram estas mudanças mineralógicas, exigindo-se assim a complementação com análise varietal de MP, a fim de contribuir para o entendimento dos processos que atuaram durante a formação desses depósitos, bem como da sua proveniência.

Referências Bibliográfica

- Friis H., Nielsen O.B., Friis E.M., Balme B.E. 1980. Sedimentological and paleobotanical investigations of a Miocene sequence at Lavsbjerg, Central Jutland, Denmark. *Danm. Geol. Unders., Arbog 1979.*: 51-67.
- Galvão, M.V.G. 1991. *Evolução Termomecânica da Bacia de Marajó, Estado do Pará*. Universidade Federal de Ouro Preto (dissertação de mestrado), 193p.
- Morton A.C., Hallsworth C.R. 1994. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, **90**: 241-256.
- Morton A.C., Hallsworth C.R. 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, **124**: 3-29.
- Rossetti, D. de F., Truckenbrodt, W., 1997. Revisão Estratigráfica para os Depósitos do Albiano-Terciário Inferior (?) na Bacia de São Luiz (MA). Boletim do Museu Paraense Emílio Goeld, **9**: 29-41.
- Santos Jr., E., Rossetti, D.F. (em andamento). *Estudo faciológico e estratigráfico de depósitos cretáceos e terciários na borda sudeste da Sub-Bacia de Cametá, norte do Brasil*. Universidade Federal do Pará, Dissertação de Mestrado.

Figura 01 - Mapa de localização: (A) as principais feições tectono-sedimentares e (B) afloramentos estudados (minas da IRCC e PPSA).

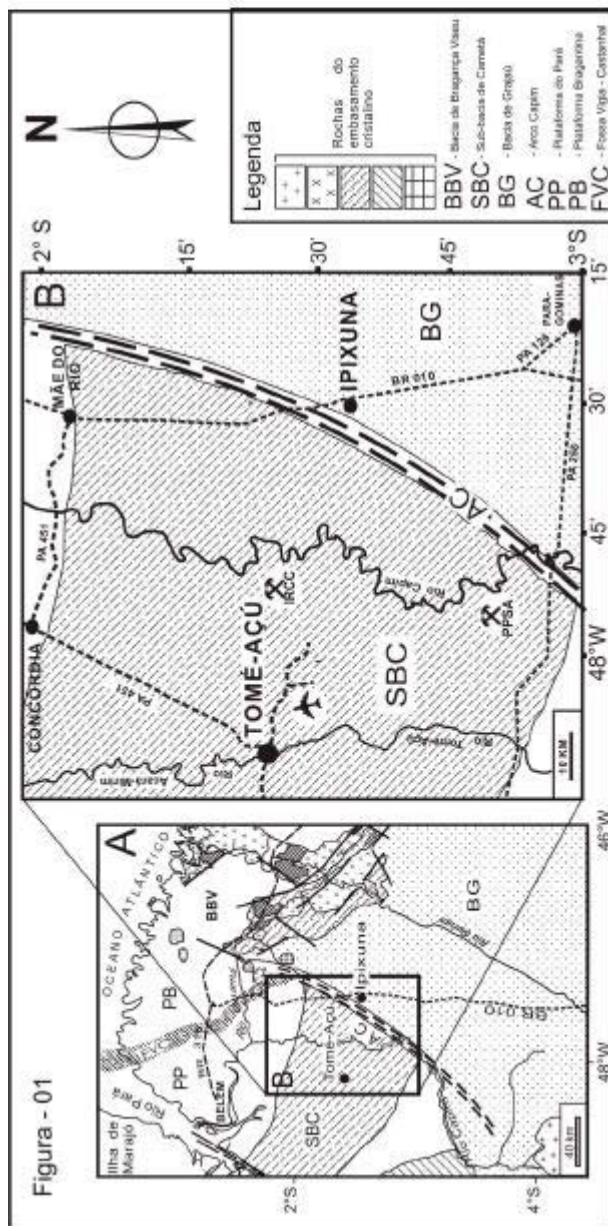
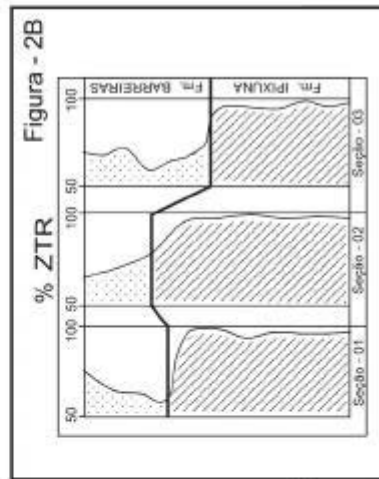


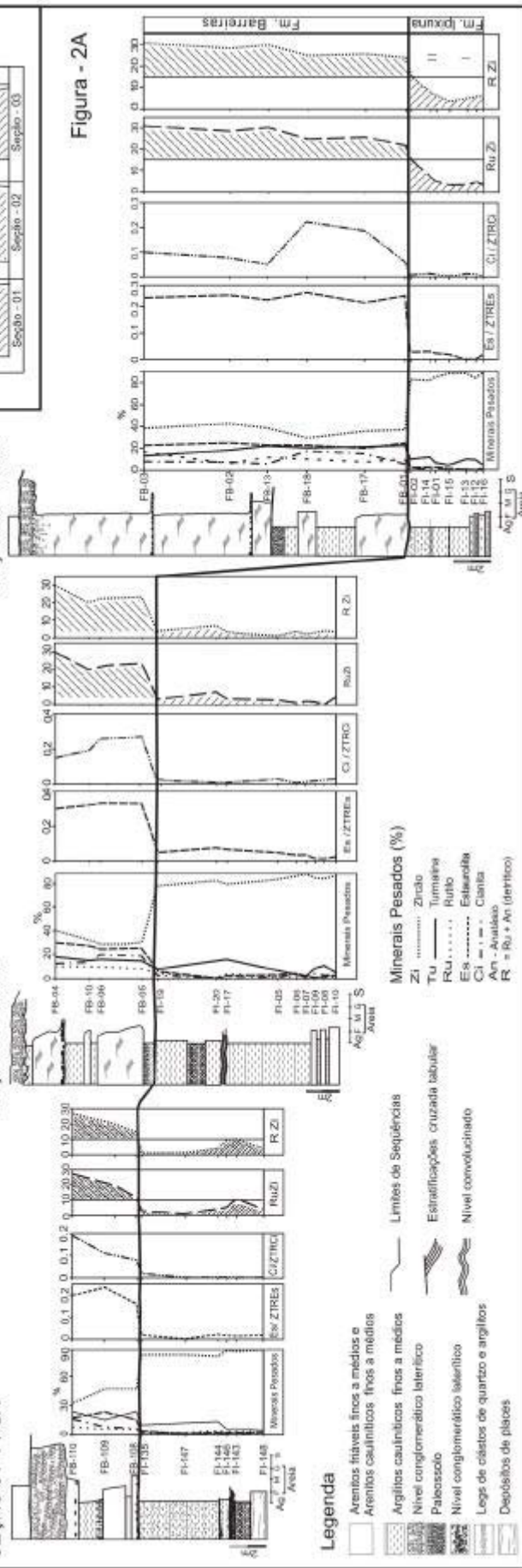
Figura 02 - Distribuição dos minerais pesados de acordo com as subdivisões estratigráficas. (A) variação relativa dos MP e dos índices de Es, Ci, RuZi e R Zi; (B) variação do índice de ZTR.



SEÇÃO 03 - IRCC

SEÇÃO 02 - IRCC

SEÇÃO 01 - PPSA



O Grupo da Turmalina nos Depósitos das Formações Ipixuna e Barreiras, NE do Pará/ Brasil

Marivaldo dos Santos Nascimento ⁽¹⁾, Ana Maria Góes ⁽²⁾

⁽¹⁾ Curso de Pós-Graduação e Geologia e Geoquímica – CPGG/UFPA - msn@ufpa.br

⁽²⁾ Universidade Federal do Pará/Departamento de Geologia/CG – goes@ufpa.br

Av. Augusto Corrêa, 1 CP 1611. CEP. 66075-900. Belém, Pará

Introdução – Encontram-se expostos na região de Tomé-Açú, especificamente, nas minas de caulim da Imery Rio Capim Caulim (IRCC) e da Pará Pigmento/SA (PPSA), depósitos sedimentares cretáceos e terciários, correlacionáveis às formações Ipixuna e Barreiras, respectivamente. Estas sucessões sedimentares, de aproximadamente 40m de altura e 1km de extensão contínua, estão inseridas no contexto geológico da borda sudeste da Sub-bacia de Cametá, porção sul da Bacia do Marajó (Figura 1). Estudos faciológicos e estratigráficos realizados por Santos Jr e Rossetti (neste evento) nestes depósitos, levaram ao reconhecimento influência marinha na Formação Ipixuna, que gradam de ambiente fluvial a estuarino da base pro topo, e ambiente estuarino dominado por maré nos depósitos da Formação Barreiras (Santos Jr e Rossetti, neste evento). Apesar do elevado número de publicações enfocando esses depósitos (Anaisse JR, J., 1999; Rossetti et al, 1990; Rossetti e Truckenbrodt, 1997; Rossetti, 2000), a questão sobre a sua evolução e proveniência ainda são objetos de intensas discussões. Os resultados de estudos recentes em minerais pesados, realizados nesses depósitos, revelaram a presença de duas assembléias mineralógicas ultra-estáveis e estáveis, cujas composições fornecem importantes informações sobre processos deposicionais (Nascimento e Góes, neste evento). Neste contexto, foram analisadas 43 amostras nestas formações, obedecendo-se um controle estratigráfico detalhado (Figura 2). As turmalinas foram montadas em lâmina de vidro com bálsamo do Canadá, identificadas e contadas (separadamente), ao microscópio petrográfico. Esse procedimento foi adotado pelo fato deste mineral apresentar uma grande variedade de forma, cor e arredondamento, proporcionando a utilização de técnica de análise varietal. Essa técnica tem fornecido importantes resultados que auxiliam na caracterização de áreas-fontes de sedimentos (Krynine, 1946; Lihou e Mange-Rajetzky, 1996).

As variedades de turmalina – As características petrográficas apresentadas pelas turmalinas permitiram individualizar oito tipos desse mineral: Tu1, Tu2, Tu3, Tu4, Tu5, Tu6, Tu7 e Tu8 (Figura 2). Nos depósitos da Formação Ipixuna são encontrados os tipos: angular-verde e azul (Tu2), prismática-arredondada-marrom (Tu5), angular-marrom (Tu1) e prismática-subédrica-marrom (Tu4). Os tipos Tu5, Tu6, Tu7 e Tu8 apresentam um aumento nos seus teores em direção ao topo desses depósitos (Figura 2). Na Formação Barreiras ocorre uma associação de turmalinas

prismática-euédrica-marrom (Tu3), primática-subédrica-marrom (Tu4), prismática-arredondada-marrom (Tu5) e angular-marrom (Tu1). Os demais tipos Tu6, Tu7 e Tu8, com maior grau de arredondamento, ocorrem em concentrações, relativamente, bem menores que as outras categorias e não mostram variações expressivas (Figura 2). O tipo Tu3 ocorre restritamente nesses depósitos e, apesar de não sofrer variações significativas, é um dos tipo que mais se destaca. Os demais grupos configuram uma concentração de pouca variabilidade vertical nos seus teores. Nas duas formações os valores de RuZi são diferentes, os quais configuram uma diminuição progressiva com a profundidade (observar Figura 2).

Discussão – A turmalina é um dos minerais pesados mais abundantes nos sedimentos e apresenta uma grande variedade de forma, cor e arredondamento. Além disso, mesmo sob condições químicas agressivas, o seu caráter ultra-estável permite utilizá-la como ferramenta em estudos de proveniência, uma vez que os problemas com a dissolução intraestratal e transporte entre suas variedades mineralógicas podem ser desconsiderados. A análise varietal nas turmalinas da Formação Ipixuna, sotoposta discordantemente pela Formação Barreiras, permitiu reconhecer oito tipos de turmalina baseando-se nas suas propriedades petrográficas, que associados às informações estratigráficas, faciológicas e de razões de RuZi, (Figura 2, seções 1-4), possibilitaram traçar considerações sobre a natureza dos sedimentos e dos processos sedimentares, geneticamente relacionados aos ambientes deposicionais. Nos depósitos fluviais, na base da Formação Ipixuna, ocorre uma maior concentração de turmalinas angulares, que é acompanhada por um aumento ascendente de turmalinas prismáticas e esféricas arredondas e bem arredondadas nos depósitos estuarinos. Na Formação Barreiras associam-se, turmalinas euédricas, subédricas e esféricas bem arredondadas. Essas características sugerem contribuições de sedimentos de primeiro ciclo para esses depósitos que se juntaram aos sedimentos policíclicos, erodidos de depósitos pré-existentes. Na passagem do sistema fluvial para o estuarino, na Formação Ipixuna, o aumento no grau de arredondamento e correspondente diminuição de turmalinas angulares (Seções 1 e 2, Figura 2), podem estar ligado a um retrabalhamento diferenciado dos sedimentos nesses ambiente de deposição, uma vez que esses depósitos gradam, internamente, da base para o topo, de ambientes fluviais para estuarinos. Consequentemente, a atuação de componentes oscilatórios e/ou de correntes de maré durante a sedimentação foram responsáveis pelo retrabalhamento expressivo dos sedimentos. Na Formação Barreiras a coexistência de turmalinas prismáticas, euédricas, subédrica e arredondadas com variedades esféricas arredondadas, indica contribuições penecontemporâneas de sedimentos erodidos de depósitos sedimentares pré-existentes e de rochas cristalinas. A diferença nos índices de RuZi (Figura 2) entre os depósitos reforçam a existência de fontes diferenciadas de sedimentos para essas unidades estratigráficas.

O estudo varietal da turmalina revelou-se excelente instrumento para registro de: (1) mudanças ambientais durante a deposição dos sedimentos; (2) retrabalhamento de sedimentos; e (3) indicador sensível à proveniência. Entretanto, Morton e Hallsworth (1994) comentaram a necessidade de análises químicas para assegurar melhor a interpretação desses dados, uma vez que um corpo rochoso pode apresentar variações químicas internas. Lihou e Mange-Rajetzky (1996) utilizaram dados de EDS do MEV para obter melhores resultados sobre a química desse mineral. Os resultados aqui obtidos, mesmo assim, permitem definir que os fatores responsáveis pelas mudanças nas variedades de turmalina, estão diretamente ligados às características petrológicas da área-fonte, embora ainda seja necessária a complementação com a análise varietal do zircão (Nascimento, em andamento), de maneira que se possa obter informações mais seguras sobre a proveniência desses depósitos.

Referências Bibliográfica

- Anaisse JR, J., 1999. *Fácies costeiras dos Depósitos Itaipuru (Cretáceo), região de Açailândia, Bacia do Grajaú*. Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, (dissertação de mestrado): 86p.
- Anani, C. 199. Sandstone petrology and provenance of Neoproterozoic Voltaian Group in the southeastern Voltaian Basin, Ghana. *Sedimentary Geology*, **128**: 83-98.
- Krynine, P.D. 1946. The tourmaline group in sediments. *The Journal of Geology*, **54**: 65-87.
- Lihou, J.C., Mange-Rajetzky, M.A. 1996. Provenance of the Sardona Flysch, eastern Swiss Alps: example of high-resolution heavy mineral analysis applied to an ultrastable assemblage. *Sedimentary Geology*, **105**: 141-157.
- Nascimento, M.S, Góes, A.M. (neste evento). Distribuição Estratigráfica de Minerais Pesados em Depósitos Cretáceos e Terciários na Borda Sudeste da Sub-Bacia de Cametá, NE do Pará/Brasil. In: Sociedade Brasileira de Geologia, núcleo Norte. Simpósio de Geologia da Amazônia, **7**.
- Nascimento, M.S. (em andamento). Estudo de Minerais Pesados em Depósitos Cretáceos e Terciários na Borda Sudeste da Sub-Bacia de Cametá, Tomé-Açú/Paragominas, nordeste do Pará. Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, (dissertação de mestrado).
- Rossetti, D.F.; Góes, A. M.; Truckenbrodt, W., 1990. A Influência Marinha nos Sedimentos Barreiras. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeld, Série Ciências da Terra, **V.2**: 17-29.
- Rossetti, D.F., Truckenbrodt, W. 1997. Revisão Estratigráfica para os Depósitos do Albiano-Terciário Inferior (?) na Bacia de São Luiz (MA). Boletim do Museu Paraense Emílio Goeld, Série Ciências da Terra, **9**: 29-41.
- Rossetti, D.F. 2000. Influence of low amplitude/high frequency relative sea-level changes in a wave-dominated estuary (Miocene), São Luis Basin, northern Brazil. *Sedimentary Geology*, **133**: 295-324.
- Santos Jr., E., Rossetti, D.F. (neste evento). A Influência marinha na Formação Ipixuna, área de Tomé-Açú/Paragominas, nordeste do Pará. In: Sociedade Brasileira de Geologia, núcleo Norte. Simpósio de Geologia da Amazônia, **7**.
- Santos Jr., E., Rossetti, D.F. (neste evento). Paleoambientes da Formação Barreiras na região de Tomé-Açú/Paragominas, nordeste do Pará. In: Sociedade Brasileira de Geologia, núcleo Norte. Simpósio de Geologia da Amazônia, **7**.

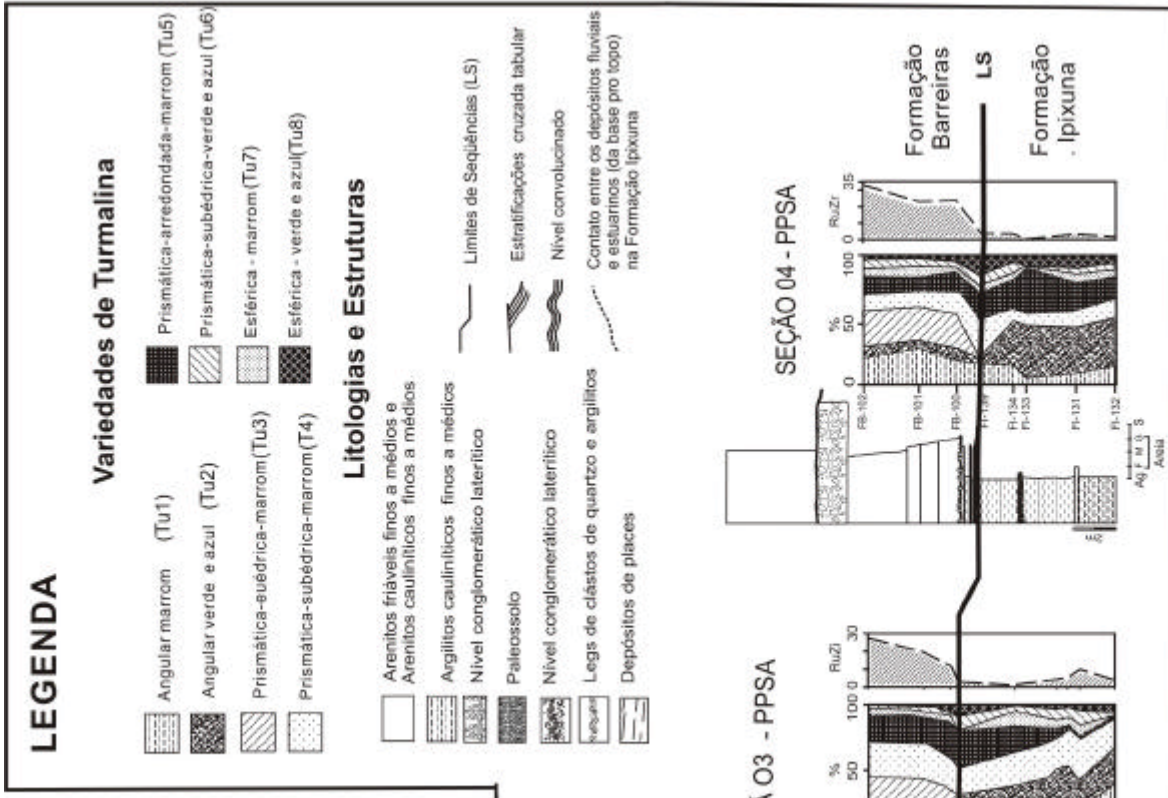
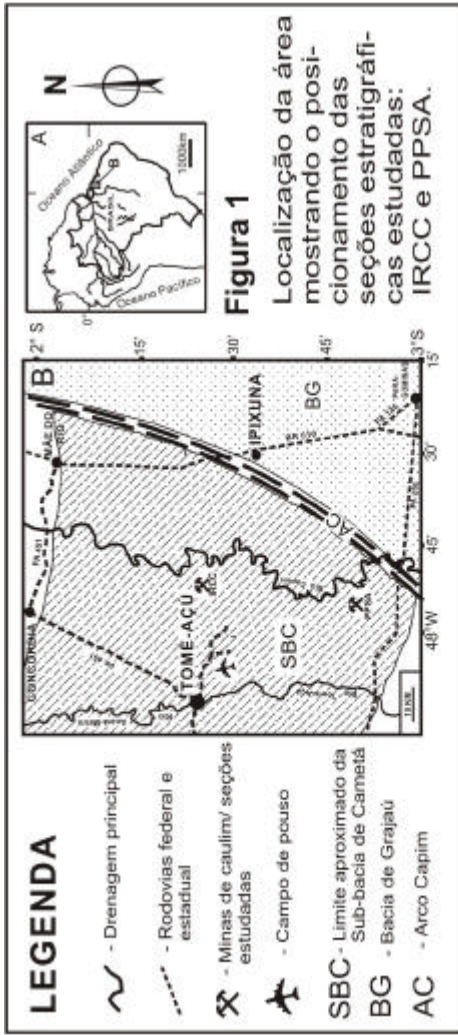


Figura 2 - Petrografia dos grupos de turmalinas e índices de RuZi de acordo com a subdivisão litoestratigráfica para os depósitos das for mações Barreiras e Ipixuna, expostos nas minas de caulim de Arco Capim, na região de Tomé-Açu, NE do Pará.

Capa carbonática pós-Varanger no SW do Cráton Amazônico, MT: evidência de glaciação global (*Snowball Earth*)*

Afonso César Rodrigues Nogueira¹, Claudio Riccomini^{2,3}, Alcides Nóbrega Sial^{3,4}

* Financiado pela FAPESP (00/02903-8)

¹ Departamento de Geociências, Fundação Universidade do Amazonas, Manaus, AM, Bolsista CAPES e Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, 05508-000 São Paulo, SP, acrnogue@usp.br

² Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do IGC/USP, São Paulo, SP, riccomin@usp.br

³ Bolsista de Produtividade em Pesquisa do CNPq

⁴ NEG-LABISE, Departamento de Geologia e Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, CP 7852, 50732-970, Recife, PE

Introdução

Camadas carbonáticas sobre tilitos neoproterozóicos (*cap dolomites* ou *cap carbonates*) têm sido identificadas em várias partes do mundo (Fairchild & Hambrey 1984, Kennedy 1996, Hoffman *et al.* 1998). Consideradas como intervalos condensados formados pela elevação do nível do mar após a glaciação, apresentam baixo conteúdo de matéria orgânica, alta concentração de Sr e evidências de rápida precipitação inorgânica. Além disso, as capas carbonáticas exibem forte assinatura negativa de $\delta^{13}\text{C}$ (Kaufman & Knoll 1995), constituindo-se em importantes marcos biológicos, climáticos e estratigráficos. O estudo de fácies em associação com a estratigrafia de seqüências, na porção SW do Cráton Amazônico, permitiu a identificação de uma capa carbonática na localidade de Mirassol do Oeste, Estado de Mato Grosso (Figura 1). Esta sucessão neoproterozóica inclui o contato entre as formações Puga (Maciel 1959) e Araras (Almeida 1964), inseridas na Seqüência 1 de Nogueira & Riccomini (em preparação). A sucessão é considerada de idade vendiana (~650-544 Ma) devido à presença dos microfósseis *Soldadophycus* e *Leiosphaeridia* (Hidalgo *et al.* neste simpósio) e a sua correlação com o Grupo Corumbá (MS) que sobrepõe os tilitos da Formação Puga relacionados à glaciação *Varanger* (~620-580 Ma).

A Capa Carbonática do SW do Cráton Amazônico

A capa carbonática é formada por duas litofácies principais: 1) *mudstone* dolomítico rosado (Md) com aproximadamente 15 m de espessura e 2) *mudstone* calcítico betuminoso com terrígenos (Mc). Os Md, que assentam-se em contato brusco e deformado por estruturas de sobrecarga sobre

os tilitos da Formação Puga, são microcristalinos, formando camadas laminadas e microbialitos sob a forma de domos estromatolíticos contínuos. Próximo ao contato com os Mc, as laminações onduladas microbianas são arqueadas e rompidas formando estruturas do tipo *tepee/slump* de grande escala (Figura 1). Os Mc exibem porosidade fenestral preenchida por betume (Nogueira *et al.*, 2001), calcita, dolomita euédrica e cristais de gipso. Os Mc formam camadas cíclicas centimétricas, lateralmente contínuas por dezenas de metros e, algumas vezes, exibem topo ondulado. O material terrígeno (silte e areia fina) é concentrado na base das camadas e grada para micrito laminado, associado com bandas milimétricas de porosidade intercrystalina preenchida por betume. Leques de cristais fibro-radiais de calcita apresentam comprimento médio de 10 cm, podendo alcançar até 40 cm. Estes cristais dispõem-se perpendicularmente ao acamamento, cruzam e/ou deformam a laminação dos Mc, ou são recobertos por esta.

Os carbonatos apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ em torno de -4 a -5 ‰ sucedendo intervalos fortemente negativos, em torno de -8 ‰, estes coincidentes com superfícies transgressiva e de inundação máxima (perfil B da Figura 1). Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ permanecem negativos acima da capa carbonática, em dolomitos de perimaré, com valores tendendo a 0 ‰ (perfil A da Figura 1).

Estruturas de sobrecarga na região do contato tilito/capa carbonática sugerem precipitação dos Md sobre tilitos incoesos relacionada a um rápido degelo seguido por súbito aquecimento e elevação do nível do mar. Os estromatólitos nos Md são estratiformes indicando pouca influência de correntes no seu crescimento e sua associação com *mudstones* laminados, são sugestivos de um ambiente de intermaré, em parte lagunar, com lâmina d'água dentro da zona eufótica. A abundância de laminação fenestral e níveis com estromaclastos indicam exposição subaérea num contexto de intermaré a supramaré. Os *tepees* de grande escala têm origem incerta, embora sua associação com estruturas de exposição sugira esta interpretação. Os Mc são considerados como depósitos transgressivos de plataforma, em parte retrabalhados por ondas. Os cristais fibro-radiais de calcita, provavelmente pseudomorfos de aragonita, indicam rápida acumulação inorgânica de carbonato em clima quente (Tucker 1992). A presença de cristais de gipso em porosidade fenestral coaduna com o aumento de temperatura logo após o degelo.

Evidências da *Snowball Earth* neoproterozóica no Cráton Amazônico

A hipótese de glaciação global ou *Snowball Earth* (Hoffman *et al.* 1998) sugere um cenário catastrófico no planeta que se repetiu no mínimo duas vezes no Neoproterozóico, durante os intervalos *Sturtian* (~760-700 Ma) e *Varanger* (~620-580 Ma). A Terra nestes períodos teria passado por condições de baixas concentrações de CO_2 atmosférico associadas a uma redução da incidência e aumento da reflexão da luz solar (grau de albedo) que proporcionaram o avanço das geleiras, sobre o mar, até o Equador. A capa de gelo teria eliminado efetivamente a fotossíntese

oceânica, que mesmo após este evento teria tido recuperação lenta, como registrado pelas razões de $\delta^{13}\text{C}$ com características mantélicas. As condições de *Snowball Earth* terminaram subitamente, e foram sucedidas por uma fase de efeito estufa gerada pelo aumento de CO_2 , diminuição do albedo e aumento do vapor de água. As capas carbonáticas depositadas mundialmente foram a resposta a estes eventos pós-glaciais. Da mesma forma, o desaparecimento definitivo das condições de *Snowball Earth* permitiu ou teria estimulado a explosão de vida multicelular vendiana-cambriana.

Diversas evidências indicam que os carbonatos de Mirassol do Oeste são “capas” geradas após um evento de glaciação global do *Varanger*: 1) o paradoxo tilito/carbonato associado com estruturas de liquificação sugere uma rápida passagem de clima frio (glacial) para clima quente (efeito estufa); 2) estruturas anômalas como os *tepees* de grande escala; 3) fácies de plataforma carbonática na sucessão estudada que sugere deposição em baixas latitudes no Neoproterozóico; 4) indicações de precipitação inorgânica de carbonato em ambiente marinho saturado em CO_2 como os leques de cristais; e 5) a forte assinatura isotópica negativa de $\delta^{13}\text{C}$, explicada pela redução de organismos fotossintetizantes, é consistente com tratos de sistemas transgressivos, similar a outras capas carbonáticas do mundo.

Referências

- ALMEIDA, F.F.M. de. 1964. Geologia do Centro-Oeste matogrossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*. DNPM, Rio de Janeiro 219:1-53
- HOFFMAN, P.F.; KAUFMAN, A.J.; HALVERSON, G.P.; SCHRAG, D.P. 1998. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, 281: 1342-1346.
- FAIRCHILD, I.J. & HAMBREY, M.J. 1984. The Vendian of NE Spitsbergen: petrogenesis of a dolomite/tillite association. *Precambrian Research*, 26: 111-167.
- KAUFMAN, A.J. & KNOLL, A.H. 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. In: A.H. KNOLL & M.R. WALTER. Eds. Neoproterozoic stratigraphy and Earth History. *Precambrian Research*, 73: 27-49.
- KENNEDY, M.J. 1996. Stratigraphy, sedimentology, and isotopic geochemistry of Australian Neoproterozoic postglacial cap dolostones: deglaciation, $\delta^{13}\text{C}$ excursions, and carbonate precipitation. *Journal of Sedimentary Research*, 66:1050-1064.
- MACIEL, P. 1959. Tilito Cambriano (?) no Estado de Mato Grosso. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, 8(1):31-9.
- NOGUEIRA, A.C.R. & RICCOMINI, C. Arcabouço Estratigráfico Neoproterozóico da Faixa Paraguai, Mato Grosso, *Rev. Bras. Geoc.* (em preparação).
- NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI, C.; KERKIS, A.; FAIRCHILD, T.R.; HIDALGO, R.L. (2001). Hydrocarbons in carbonate rocks of the neoproterozoic Alto Paraguai basin, Mato Grosso, Brazil. *An. Acad. Bras. Ci.* Abstracts.
- TUCKER, M.E. 1992. Sedimentary Petrology. *Blackwell Scientific publications*. Second edition. 260p.
- HIDALGO, R.L., FAIRCHILD, T.R., NOGUEIRA, A.C.R., RICCOMINI, C. Microfósseis neoproterozóicos da Formação Araras, Mato Grosso, Brasil. (Neste simpósio).

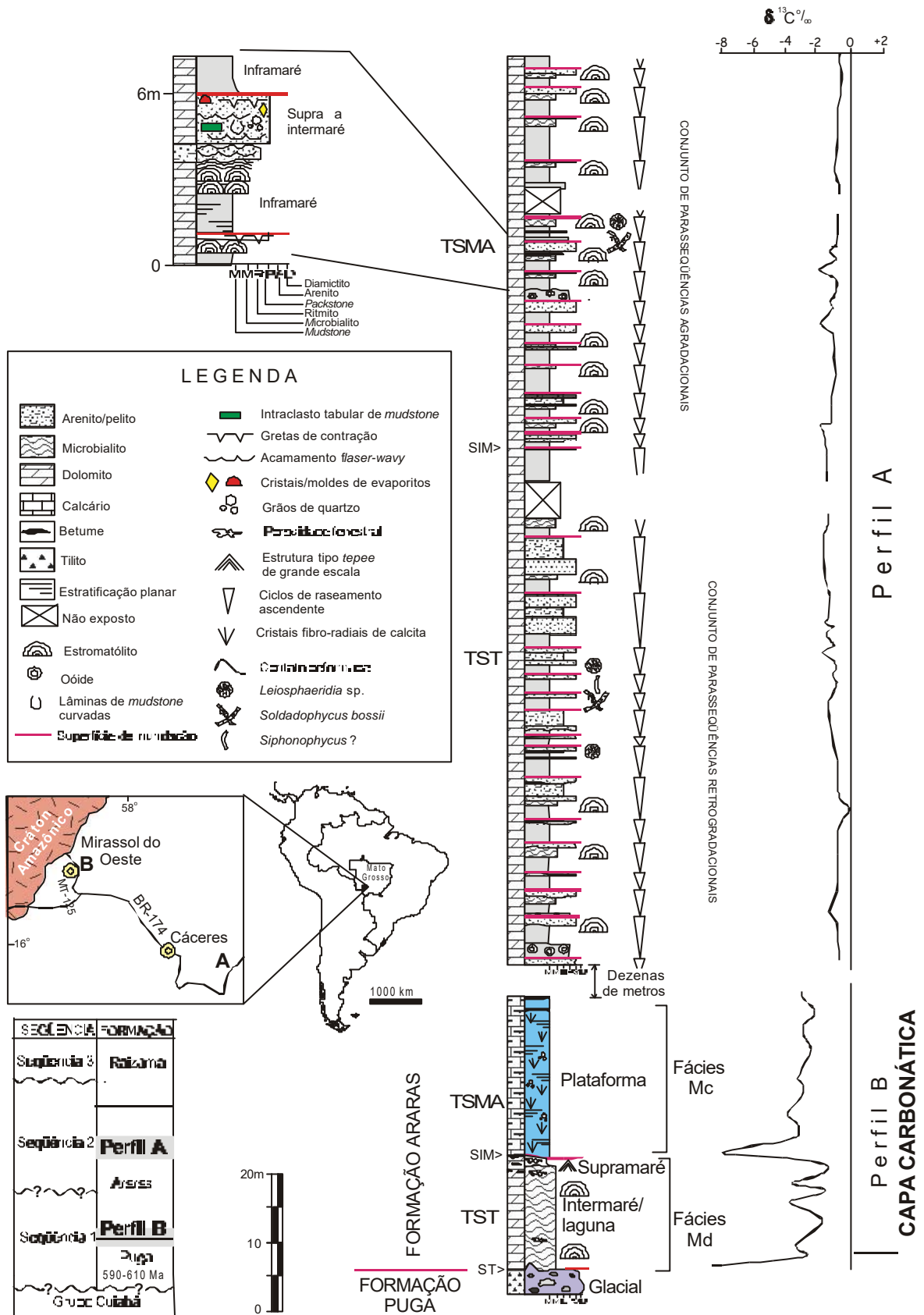


Figura 1. Perfis estratigráficos da sucessão carbonática neoproterozóica (Formação Araras) do SW do Cráton Amazônico. As siglas ST e SIM correspondem as superfícies transgressiva e de inundação máxima e TST e TSMA a tratos de sistemas transgressivos e de mar alto.

Caracterização de sistema lacustre salino: Formação Codó (Aptiano), região de Codó (MA), Bacia de São Luís- Grajaú

J.D.S. Paz & D.F. Rossetti

MPEG-CPPG. Av. Perimetral, 1901, C.P. 399 – CEP 66077-530 Belém-PA
jackpaz@bol.com.br & rossetti@museu-goeldi.br

Introdução. A Formação Codó tem despertado interesse pelo seu potencial econômico, incluindo a prospecção de evaporitos, calcários e folhelhos betuminosos. Estes depósitos são também de grande importância científica por registrarem os estágios iniciais de separação do supercontinente Gondwana e a formação do Oceano Atlântico Equatorial. O estudo da Formação Codó vem se intensificando através dos anos (Batista 1992; Rodrigues 1995; Paz 2000; Paz & Rossetti 2001, entre outros), o que tem levado a importantes informações que permitem discussões sobre as primeiras incursões marinhas cretáceas na porção continental norte-brasileira. A elevação abrupta do nível do mar durante o Cretáceo, que culminou com a inundação de expressivas áreas continentais, é de documentação ainda incompleta nas bacias brasileiras. Trabalhos recentes (p.e., Arai 1999) sugerem a existência de um mar cretáceo que teria ocupado uma ampla distribuição no território nacional já a partir do Aptiano, sendo este comparável aos mares interiores africano e do oeste dos Estados Unidos. Porém, as informações disponíveis são ainda insuficientes para se demonstrar a extensão territorial deste mar no Brasil e, principalmente, o momento de ocorrência dessas incursões marinhas. Este trabalho tem o intuito de mostrar resultados de estudos detalhados de análise faciológica da Formação Codó em minas a céu aberto ou em testemunhos de sondagem, localizados na região de Codó (MA), cujos resultados podem contribuir para o melhor entendimento da paleogeografia da região equatorial brasileira durante o Aptiano.

Contexto geológico. A Bacia do Grajaú foi recentemente considerada como a continuidade da Bacia de São Luís para o sul, sendo, portanto, destacada da Bacia do Parnaíba (Góes & Rossetti 2001). O Arco Ferrer-Urbano Santos, previamente considerado como estrutura limitante da porção sul da Bacia de São Luís, foi reinterpretada como um *horst* intrabacinal que teria atuado como barreira à deposição apenas durante parte do Aptiano. Origem desta estrutura está relacionada com falhamentos normais com direção aproximada este/oeste, vinculados a esforços extensionais causados pelo processo de fragmentação continental. Assim, a Bacia de São Luís-Grajaú constitui-se em uma feição do tipo semi-graben, cujo embasamento é representado por rochas da Bacia do Parnaíba, das faixas de dobramento Gurupi e Tocantins-Araguaia e do Cráton de São Luís (Góes & Rossetti 2001). O preenchimento sedimentar consiste de três seqüências deposicionais de idade aptiana/eoalbiana, eo/mesoalbiana e neoalbiana/neocretácea. A seqüência mais antiga é constituída

por três intervalos, sendo o mais inferior atribuído ao trato de sistema de mar baixo. Estes depósitos incluem folhelhos betuminosos, anidritas, gipsitas e arenitos de origem lacustre correspondentes à Formação Codó, os quais gradam a uma cunha arenosa de origem marinho-transicional na porção norte da bacia (Rossetti, 2001). Na área de Codó, a Formação Codó é sobreposta discordantemente por depósitos albianos contendo evidências de influência marinha (Paz, 2000; Rossetti *et al.*, 2001)

Análises de fácies. A Formação Codó na região de Codó consiste de folhelhos, calcários e evaporitos organizados em ciclos de raseamento ascendente que podem atingir até 6 m de espessura. Feições sedimentares (p.e., domínio de depósitos de suspensão e paleossolos, mínima atividade de onda e ausência de estruturas geradas por marê) e paleontológicas (p.e., presença de ostracodes e algas típicas de ambientes lacustres e ausência de fósseis marinhos) sugerem deposição em ambiente lacustre. Além disto, a ausência de carbonatos com composição dolomítica, bem como análise isotópica de Sr (Rossetti *et al.*, 2000), reforça esta proposição. As fácies que constituem a Formação Codó foram agrupadas em três associações: a) associação de lago central; b) associação de lago marginal; e c) associação de lago transicional.

A associação de fácies de lago central posiciona-se na base dos ciclos de raseamento ascendente, sendo composta por duas fácies: a) folhelho negro betuminoso rico em pirita; e b) evaporito. O domínio de rochas pelíticas nesta associação é consistente com ambientes de baixa energia, típicos de centro de lago. A abundância pirita e a composição betuminosa apontam para condições ambientais redutoras. Não foram observados traços de bioturbação nestes depósitos, o que é consistente com condições anóxicas, inibidoras de infauna. A fácies de evaporito aponta para um contexto lacustre salino. Observações adicionais sob microscopia eletrônica de varredura revelaram, além de gipsita e anidrita, a presença de sulfatos instáveis ricos em cloro, sódio, magnésio e alumínio, esperados em ambientes evaporíticos localizados em áreas mais continentais.

A associação de lago marginal representa o topo dos ciclos de raseamento ascendente e agrupa diversas fácies, entre as quais destacam-se: a) pelito maciço; b) calcita-arenito; e c) calcário pisoidal (*packstone*). Nesta fácies são abundantes feições de exposição subaérea reveladas pela presença de paleossolos, superfícies cársticas e janelas. São observadas as seguintes fácies adicionais: d) calcário ostracodal (*wackestone* a *grainstone*); e) gipsita-arenito; f) tufa; e g) ritmito de carbonato/folhelho. Tais fácies têm sido sistematicamente atribuídas a zonas mais marginais de sistemas lacustres (p.e., Monty & Hardie 1976; Riding 1979), o que associado com as abundantes feições de exposição são critérios consistentes com a interpretação de lago marginal para estes depósitos.

A associação de fácies de lago transicional consiste de: a) argilito laminado; b) *mudstone* calcífero; c) calcário peloidal (*mudstone* a *packstone*); e d) calcário meso-cristalino. Estes depósitos estão

posicionados entre as associações de fácies de centro e de margem de lago, encontrando-se na porção média dos ciclos de arrasamento ascendente, o que levou a atribuí-los a ambiente lacustre transicional.

Modelo deposicional e implicações paleogeográficas. Com base nas características sedimentológicas e paleontológicas descritas, propõe-se como modelo deposicional para a área de estudo um sistema lacustre com margem em rampa e com baixa energia de fluxo. Esta interpretação apoia-se, também, nas seguintes características: 1) baixa taxa de suprimento terrígeno; 2) relevo pouco pronunciado em torno da bacia lacustre; 3) abundante feições de exposição; 4) predomínio de fácies marginais sobre fácies centrais de lago; 5) ciclos deposicionais de pouca espessura (poucos metros); 6) ausência de depósitos turbidíticos; e 7) ausência de depósitos de ressedimentação (p.e., brechas gravitacionais, conglomerados e *slumps*). A abundância de folhelhos negros e evaporitos sugere, ainda, que a bacia lacustre era hidrologicamente fechada, estratificada e salina.

A proposição de ambiente lacustre na região de Codó tem implicações importantes na reconstrução paleogeográfica do mar aptiano. Invasões marinhas durante os estágios finais do Aptiano Superior são bem registradas em várias bacias marginais brasileiras (Hashimoto et al. 1987; Viviers & Regalli 1987; Maisey 1991). Da mesma forma, depósitos do Aptiano Superior da Bacia de São Luís-Grajaú contém registro destas incursões (Rodrigues 1995; Batista, 1992; Rossetti, 2001). Entretanto, os dados aqui apresentados revelam que os depósitos aptianos da região de Codó não registram influência marinha, sendo esta documentada apenas para os depósitos albianos sobrepostos à Formação Codó. Tal situação leva a aventar sobre as seguintes possibilidades: 1) a transgressão marinha aptiana teria sido restrita às porções mais a norte da Bacia de São Luís-Grajaú, não tendo efeito na área de Codó; e 2) o registro desta transgressão teria sido eliminado pela erosão associada com o desenvolvimento da discordância entre os depósitos neoaptianos e meso-neoalbianos (Paz 2000; Rossetti *et al.* 2001). Depósitos de idade aptiana superior contendo influência marinha parecem tornar-se menos freqüentes em direção ao sul do Arco Ferrer Urbano Santos (Rossetti *et al.* 2001), o que leva a aventar na possibilidade de que esta região, a qual inclui *horsts* intrabacinais, atuava como barreira geográfica perante a invasão do mar aptiano, o que teria resultado na restrição da área de Codó e em uma sedimentação mais continental sob a forma de lagos salinos.

Referências

- ARAI, M. 1999. A transgressão marinha mesocretácea: sua implicação no paradigma da reconstituição paleogeográfica do Cretáceo no Brasil. In SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 5/ SIMPÓSIO SOBRE EL CRETÁCICO DE AMÉRICA DEL SUR, 1. Serra Negra, Boletim... Rio Claro-UNESP, p.577-582.

- BATISTA, A. M. 1992. *Caracterização paleoambiental dos sedimentos Codó-Grajaú, Bacia de São Luís (MA)*. Univ. Fed. Pará, Belém, 102 p. (Dissertação de Mestrado)
- GÓES, A.M. & ROSSETTI, D.F. Gênese da Bacia de São Luís-Grajaú. In D.F. ROSSETTI, A.M. GÓES, W. TRUCKENBRODT (eds) *O Cretáceo na Bacia de São Luís Grajaú*. Belém, Museu Paraense Emílio Goeldi, p. 15-30 (Coleção Friedrigh Katzer)
- HASHIMOTO, A.T., APPI, C.J., SOLDAN, A.L. and CERQUEIRA, J.R. 1987. O Neo-Alagoas nas bacias do Ceará, Araripe e Potiguar (Brasil): caracterização estratigráfica e paleoambinetal. *Rev. Brasil. Geociências*, **17**: 118-122.
- MAISEY, J.G. 1991. An ocean is formed. In J.G. MAISEY (ed.) *Santana fossils: an illustrated atlas*. Neptune City, T.F.H. Publications, p.44-56.
- MONTY, C.L.V. & HARDIE, L.A. 1976. The geological significance of the freshwater blue-green algal calcareous marsh. In M.R. WALTER (ed.) *Stromatolites*. New York, Elsevier, p.447-477. (Developments in sedimentology, **20**)
- PAZ, J.D.S. 2000. Análise faciológica da Formação Codó (Aptiano superior) na região de Codó (MA), leste da Bacia do Grajaú. Univ. Fed. do Pará, Belém, 117 p. (Dissertação de Mestrado)
- PAZ, J.D.S. & ROSSETTI, D.F. 2001. Reconstrução paleoambiental da Formação Codó (Aptiano), borda leste da Bacia do Grajaú, MA. In D.F. ROSSETTI, A.M. GÓES & W. TRUCKENBRODT (eds) *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*. Belém, Museu Paraense Emílio Goeldi, p. 77-101 (Coleção Friedrigh Katzer)
- RIDING, R. 1979. Origin and diagenesis of lacustrine algal bioherms at the margin of the Ries Crater, Upper Miocene, southern Germany. *Sedimentology*, **26**:645-680.
- RODRIGUES, R. 1995. *A geoquímica orgânica na Bacia do Parnaíba*. Univ. Fed. Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 225p. (Tese de doutorado).
- ROSSETTI, D.F. 2001. Arquitetura deposicional da Bacia de Sao Luís-Grajaú. In D.F. ROSSETTI, A.M. GÓES & W. TRUCKENBRODT (eds) *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*. Belém, Museu Paraense Emílio Goeldi, p. 77-101 (Coleção Friedrigh Katzer)
- ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M.; ARAI, M. 2001. A passagem Aptiano-Albiano na Bacia do Grajaú, MA. In D.F. ROSSETTI, A.M. GÓES & W. TRUCKENBRODT (eds) *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*. Belém, Museu Paraense Emílio Goeldi, p. 101-118 (Coleção Friedrigh Katzer)
- ROSSETTI, D.F., PAZ, J.D., GÓES, A.M., MACAMBIRA, M. 2000. A marine versus non-marine origin for the Aptian-Albian evaporites of the São Luís and Grajaú basins, Maranhão state (Brazil) based on sequential analysis. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**:642-645.
- VIVIERS, M.C. & REGALLI, M.S.P. 1987. Estudo paleoambiental preliminar do Cretáceo da Bacia Potiguar. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**:123-130.

O Quadro Cenozóico da Porção Norte - Oriental do Estado de Roraima

Nelson Joaquim Reis
Mário Sérgio Gomes de Faria
Maria Adelaide Mancini Maia

CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Av. André Araújo 2160, Manaus, AM, CEP: 69.060-001
reis@cprm-ma.gov.br

Introdução - É no setor norte-oriental de Roraima, com cotas altimétricas na ordem de 90-100 m.s.n.m., que assoma a cobertura cenozóica da Formação Boa Vista (Barbosa e Ramos 1959). Sua litoestratigrafia, distribuição em superfície e espessura têm sido pouco enfatizadas. Seu prolongamento à Guiana permite supor uma área total de sedimentação em aproximadamente 21.700 km², embora dados recentes (CPRM 1999) minimizem sua área de distribuição em adição ao reconhecimento de áreas de relevo extremamente arrasado pertencentes a unidades metassedimentares paleoproterozóicas. Exposições detrítico-lateríticas encontram-se relacionadas à reativação do hemigráben Tacutu e áreas vizinhas. Unidades sedimentares mais jovens e na forma de campos de dunas eólicas e/ou corpos de areias, são aqui reunidas na Formação Areias Brancas. Estas unidades participam ativamente no entendimento das diferentes superfícies de denudação e assoreamento de diversas áreas, configurando importantes registros do Cenozóico.

Cobertura detrítico-laterítica – No Domínio Guiana Central – DGC (Reis e Fraga 2000), estas coberturas apresentam incipiente controle tectônico, sendo predominantes nos limites norte e sul do hemigráben Tacutu, citando-se o Alto do Tomba e baixo curso do rio Cauamé (serra Nova Olinda). Sugerem áreas de rejeito de várias dezenas de metros associadas à falhas normais e assinalam estabilidade tectônica no início do Paleogeno. Ocorrem ainda como pavimentos (cota de 230 m.s.n.m.) e blocos de canga laterítica no interior do hemigráben e com controle NNW-SSE, E-W e N45E. A sudoeste de Normandia (lago Caracaranã), um furo para exploração de aquífero revelou 9,0 metros de sedimentos inconsolidados recobrando 7,0 metros de cobertura laterítica, até seu contato com o embasamento rochoso. Esta seção sugere sua distribuição em sub-superfície, possivelmente responsável pelo substrato que controla a formação de dezenas de lagos na região, entre os rios Surumu e Maú. No Domínio Urariqüera – DU (Reis e Fraga 2000), as coberturas detrítico – lateríticas são produtos da alteração das rochas do Grupo Cauarane, onde formam patamares lateríticos (cota de 160 m.s.n.m.) com conteúdo em blocos de metachert ferruginoso e de quartzo. Sua fragmentação na forma de blocos, revela feições de áreas de denudação.

Formação Boa Vista - Duas distintas sucessões sedimentares são reconhecidas na bacia que acolheu a sedimentação da Formação Boa Vista, encontrando-se presumidamente separadas através

de uma discordância angular ao longo da estruturação do bordo norte do hemigráben Tacutu. Ambas desenvolvem localmente perfis lateríticos imaturos com desenvolvimento de solos podzólico e hidromórfico. A deposição da Formação Boa Vista foi efetivada em uma bacia rasa, provavelmente na ordem de uns 15,0 metros de espessura, no entanto, com profundidade variável em função da conformação de seu embasamento, cujas exposições rochosas na forma de *inselbergs* são feições características ao norte do hemigráben Tacutu (DU).

A sucessão sedimentar superior fornece características de depósitos de leques aluviais com baixo gradiente de declive e de planície aluvial com incipiente desenvolvimento de canais fluviais arenosos. Esta área de sedimentação e que ocupa o DU, é assinalada alguns quilômetros ao sul do *front* das montanhas Marari – Memória e perfaz uma faixa com direção NE-SW, com largura variável, no entanto, em torno de 40,0 km. Nesta região (este estudo), é reconhecida uma seção sedimentar com 7,0 metros de espessura, composta (da base para o topo) por arenito compacto, médio a grosso e geometria tabular, arenito conglomerático (seixos e calhaus de quartzo e rochas vulcânica e granítica), arenitos ferruginosos, arenitos sílticos e argilito mosqueado. Na proximidade da serra Guariba, rio Viruaquim, Maia (1980) descreveu a partir de furos de sondagem, uma espessura de 14,0 metros de arenitos e arenitos sílticos ferrificados recobrando o embasamento. Parte desses sedimentos foram posterior e supostamente mencionados na literatura (?) como pertencentes à Formação Viruaquim.

A sucessão sedimentar inferior da Formação Boa Vista aflora a sudoeste e nordeste da capital Boa Vista, estando fortemente controlada pela estruturação do hemigráben Tacutu (DGC, Reis e Fraga 2000), com limite sul balizado ao longo do baixo curso do rio Mucajaí (alto estrutural das montanhas Mucajaí). Onde aflorante, compõem arenitos arcoseanos a levemente conglomeráticos, róseos a esbranquiçados, ligeiramente friáveis, passíveis de distinção no grau de consolidação, arranjo e seleção àqueles da sucessão anteriormente descrita para o domínio Urariqüera. Sua melhor exposição foi verificada na bacia do igarapé Bacadal (afluente esquerdo do rio Mucajaí), a sudoeste da fazenda Pau-Rainha. Neste local, expõe 4,0 metros de espessura de arenitos ligeiramente friáveis, granulação média a grossa, arcoseanos a conglomeráticos.

Formação Areias Brancas – Afora excepcionais áreas do Pantanal Setentrional (Santos e Nelson 1995), também são comuns os campos de dunas e de areia expostos em várias porções do domínio de sedimentação da Formação Boa Vista. Correspondem a atividade eólica desenvolvida a partir do Pleistoceno e mencionada por vários autores (Santos e Nelson 1995, Latrubesse e Nelson 2001 e este estudo). Utiliza-se aqui a denominação “Formação Areias Brancas” para reunir os referidos eolitos como uma unidade sedimentar mais jovem do que a Formação Boa Vista, em consonância a

White Sand Formation de Barron (1965) e Areias Brancas de Melo *et al.* (1978). De acordo com a tabela a seguir, onze áreas encontram-se discriminadas à Formação Areias Brancas.

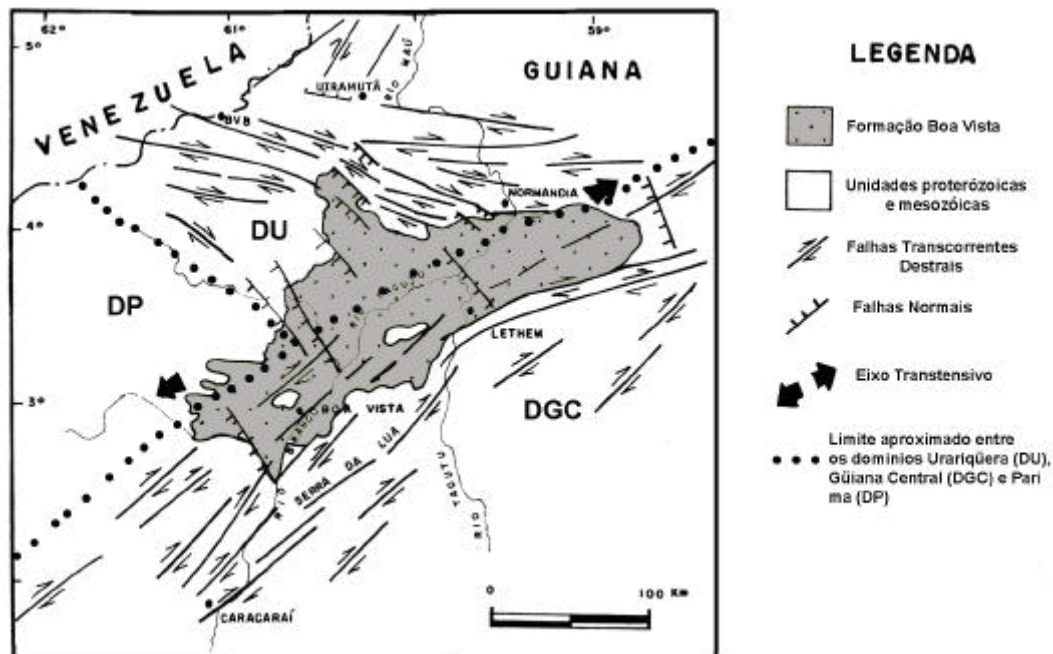
	<i>Situação</i>	<i>Coordenada Piloto(UTM)</i>
1	norte da cidade de Boa Vista (cabeceiras dos igarapés Água Boa de Cima e Aruanã)	762000 W e 334900 N
2	bacia do médio curso do rio Truarú	755800 W e 365900 N
3	médio curso do igarapé Água Boa	732900 W e 307300 N
4	sudoeste da serra Murupu	745400 W e 341800 W
5	margem esquerda do rio Tacutu	820600 W e 372400 N
6	cabeceiras do rio Au-Au	691100 W e 316600 N
7	sul-sudoeste da maloca da Raposa	832000 W e 411600 N / 814800 W e 405800 N / 801200 W e 405800 N
8	sudoeste de Normandia	198400 W e 422800 N
9	nordeste da vila Nova Esperança	806700 W e 332300 N
10	interflúvio Urariqüera – Tacutu – Surumu	781500 W e 369700 N
11	ao norte da foz do rio Mucajaí (dunas serra Grande)	740900 W e 280400 N

Comentários – As coberturas detrito-lateríticas assinalam a idade máxima da neotectônica e mudança do regime extensional do Mesozóico – Neocenozóico, para o regime direcional dextral a partir do Mioceno (Hasui 1990). A Formação Boa Vista compartimenta-se em um hemigráben com sentido NE-SW, em acompanhamento à forte estruturação paleoproterozóica do DGC (Costa e Costa 1996). Estas antigas estruturas foram reativadas em falhas transcorrentes dextrais e normais durante a evolução do Mesozóico (Eiras e Kinoshita 1987; Costa *et al.* 1991a) e Cenozóico. Para norte, fora do domínio do hemigráben, a bacia Boa Vista evidencia estruturação E-W, cujo arranjo tem sido relacionado a um sistema de cavalgamentos frontais (Fraga *et al.* 1994).

Dois principais episódios de movimentação provavelmente ocorreram no período Mioceno – Plioceno: 1 - soerguimento ou estabilização da porção ao norte do hemigráben e renovada subsidência no interior da estruturação do Tacutu, com início da deposição dos sedimentos da base da Formação Boa Vista; 2- uma subsidência da porção norte (DU) e/ou soerguimento do DGC, conduziu à formação de uma nova bacia, com amplitude de sedimentação de topo da Formação Boa Vista. Esta presumida articulação caracterizaria uma discordância no interior da Formação Boa Vista, estando arregimentada através dos rejeitos e mergulhos da falha que limita o bordo norte do hemigráben.

O padrão de desembocadura do rio Mucajaí, junto ao rio Branco, descreve uma feição morfotectônica na forma de “Y”, relacionada à distensão neogênica/quaternária que efetivou-se no substrato da bacia Boa Vista. Este mesmo padrão de confluência repete-se para nordeste, ocorrendo

na foz dos rios Tacutu e Surumu e mais ao norte, na desembocadura do rio Cotingo, sempre em área de sedimentação da Formação Boa Vista. A mudança abrupta na direção do curso dos rios Tacutu, Cachorro e Quitauaú, que fluindo para norte sofrem inflexão para oeste, pode estar relacionada ao final do Terciário, quando do soerguimento do DGC e subsequente anteparo e formação da bacia Boa Vista mais ao norte (sucessão de topo no DU).



Arcabouço neotectônico do Cenozóico e distribuição da bacia da Formação Boa Vista. Adaptado de Costa e Costa (1996). Limite de domínios estruturais proposto por Reis e Fraga (2000).

Bibliografia

- Barbosa O., Ramos J.R. de A. 1959. Território do Rio Branco, Aspectos Principais da Geomorfologia, da Geologia e das Possibilidades Minerais de sua Zona Setentrional. Rio de Janeiro. *Boletim da Div. Geol. Min.*, **196** : 1-49
- Barron C.N. 1965. Geology of parts of the Corentyne and Berbice Rivers. *Rec. Geol. Surv. Br. Guiana*, **3**: 3-9.
- Costa J.B.S., Pinheiro R.V.L, Reis N.J., Pessoa M.R., Pinheiro S. da S. 1991a. O Hemigráben do Tacutu, uma Estrutura Controlada pela Geometria do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central. *Geociências*, São Paulo, **10**: p. 119-130
- Costa J.B.S., Costa J.A.V. 1996. O Quadro Neotectônico da Região Nordeste do Estado de Roraima. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 5, Belém, *Anais*: 284-286
- CPRM 1999. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (integrais), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima. Superintendência Regional de Manaus*, 166 p., il.
- Eiras J.F., Kinoshita E.M. 1987. Evidências de movimentos transcorrentes na bacia do Tacutu. *Seminário sobre rifts continentais*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/DEPEX, p. 107-139.
- Fraga L.M.B., Reis N.J., Pinheiro S. da S. 1994. Arranjo Estrutural do Segmento Sul do Bloco Pacaraima, Estado de Roraima, In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 4, Belém, *Anais*: 7-8
- Hasui Y. 1990. Neotectônica e Aspectos Fundamentais da Tectônica Ressurgente no Brasil. In: SBG, Workshop sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozóica Continental no Sudeste Brasileiro. Belo Horizonte, *Anais*: 1-31
- Latrubesse E.M., Nelson B.W. 2001. *Evidence for Late Quaternary Aeolian Activity in the Roraima – Guyana Region*. *Catena*, **43**: 63-80
- Maia R.N. 1980. *Projeto Surumu; Relatório Final*. Manaus, DNPM/CPRM, v.1.
- Melo A.F.F. de, Santos A.J., Cunha M.T.P., Campos M.J., D'Antona R.J. de G. 1978. *Projeto Molibdênio em Roraima; Relatório Final*. Manaus. DNPM/CPRM, I-A e IB, il.
- Reis N.J., Fraga L.M.B. 2000. Geologic and Tectonic Framework of Roraima State – Guiana Shield. In: Int. Geol. Cong., 31, Rio de Janeiro, Brasil, *Expanded Abstract*
- Santos J.O.S., Nelson B.W. 1995. Os Campos de Dunas do Pantanal Setentrional. In: Cong. Latino-Americano de Geol., 9, Caracas, Venezuela, *Temário 3*

Estudos de Isótopos Estáveis em Arenitos da Formação Corda (Bacia do Parnaíba) – Contribuição ao Entendimento das Condições de Diagenese

Nélio G. A. da Mata Rezende - CPRM nelior@amazon.com.br

Marcondes Lima da Costa – UFPA mlc@ufpa.br

Alcides Nóbrega Sial - UFPE ans@ufpe.br

Introdução

Este estudo teve como objetivo principal obter subsídios para a caracterização do ambiente diagenético em que se formou o cimento zeolítico encontrado nos arenitos da Formação Corda (Rezende & Angélica, 1997), a partir da análise das razões isotópicas de oxigênio ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) e carbono ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) em carbonatos autigênicos que lhe ocorrem associados. A Formação Corda compreende um sistema sedimentar com dunas, rios e lagos de deserto, desenvolvido no Mesozóico. A localização da área está mostrada na Figura 1.

Amostragem e resultados

As amostras NR-A-08 a NR-A-17 foram tomadas em um perfil (Perfil A) vertical de afloramento, e estão ordenadas na tabela retratando suas posições relativas no mesmo. A amostra NR-B-10 está distante aproximadamente 3km a NW daquele ponto.

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ oscilam numa faixa bem estreita, com uma média em torno de $-5,3\text{‰PDB}$, e não se observa uma variação sistemática. A amostra NR-B-10 é apenas um pouco mais enriquecida em ^{18}O . Quanto ao carbono, no Perfil A as razões isotópicas variam em torno de uma média de $-4,7\text{‰PDB}$, com um valor anômalo de $-8,3\text{‰PDB}$. Igualmente, não se registra uma variação sistemática. A amostra NR-B-10 apresentou um leve enriquecimento em ^{13}C , com $\delta^{13}\text{C} = -3,9\text{‰PDB}$.

Os resultados são mostrados na Tabela 1.

Tabela 1 – Composição isotópica (C e O), em cimento carbonático de arenitos portadores de zeolitas, na Formação Corda

Amostra	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$
NR-A-17	+25,4	-5,3	-4,8
NR-A-16	+25,2	-5,5	-8,3
NR-A-10	+25,6	-5,1	-4,7
NR-A-09b	+25,1	-5,6	-4,8
NR-A-08	+25,1	-5,5	-4,5
NR-B-10	+25,9	-4,8	-3,9

Valores em partes por mil. Precisão > 0,1. Análises realizadas no LABISE/UFPE

Discussão

A Figura 2 mostra a assinatura de alguns ambientes geológicos em termos das composições isotópicas integradas de oxigênio e de carbono. Embora os valores apresentados nessa figura não

devam ser encarados como os limites extremos do que ocorre no ambiente natural, congregam informações extraídas de diversas fontes, e podem ser tomados como base de comparação.

Esses resultados foram avaliados segundo os principais fatores que influenciam o fracionamento de isótopos leves no ambiente diagenético: a composição do fluido, a razão mineral/água de formação e a temperatura.

a) *Composição do fluido* - O relativo empobrecimento em ^{18}O observado em relação aos registros de Rollinson (1994), em cimentos diagenéticos, pode ser um indicativo da participação de águas meteóricas no processo da diagênese. Nesse caso, poder-se-ia esperar valores ainda mais baixos para $\delta^{18}\text{O}$. Todavia, em regiões áridas a semi-áridas, a perda de ^{16}O por evaporação, antes e durante a recarga, conduzem a um enriquecimento em ^{18}O nas águas do sistema hidrológico que se infiltra (Hoefs, 1997), como sugestivo de ter acontecido na Formação Corda;

b) *Razão mineral / água de formação* - Um outro fator que converge para explicar valores não tão empobrecidos em ^{18}O é a ocorrência de uma elevada razão mineral/água de formação, e o longo tempo de interação entre essas fases, onde a influência dos grãos detríticos, em geral com elevado ^{18}O , foi significativa no resultado do fracionamento;

c) *Temperatura* - Os valores algo elevados de $\delta^{18}\text{O}$, apesar da influência de águas meteóricas, são compatíveis com processos desenvolvidos em condições de temperaturas relativamente baixas (e de soterramento pouco acentuado). Outras indicações da baixa temperatura diagenética na Formação Corda são a preservação da esmectita autigênica e a ausência de cimento silicoso. Este último componente contribui, ainda, para arrefecer a idéia de uma ação hidrotermal associada ao magmatismo basáltico subjacente ao arenito zeolítico. As esmectitas são componentes relativamente instáveis na evolução diagenética iniciando o processo de transformação para ilitas em temperaturas a partir de até 50°C (Weaver, 1989). Nos arenitos da Formação Corda as esmectitas estão perfeitamente conservadas, conforme atestam os estudos de MEV e de DRX. Outro fator que converge para caracterizar a baixa temperatura e a pequena profundidade de diagênese do arenito zeolítico é a ausência de albitização de plagioclásios detríticos.

Quanto aos registros de carbono, esses não sugerem qualquer vinculação a fontes orgânicas, o que está compatível com os condicionamentos geológicos admitidos para o sistema deposicional da Formação Corda. Como fonte mais plausível, o carbono seria carregado à bacia por águas meteóricas enriquecidas pela lixiviação de carbonatos marinhos na área fonte dos sedimentos (Formação Pedra de Fogo, por exemplo), ou mesmo pela lixiviação de depósitos de lagos de deserto, que ocorrem naquele sistema deposicional, além, naturalmente, do carbono atmosférico.

Conclusões

O quadro analisado é sugestivo de que os cimentos calcíferos e zeolíticos dos arenitos da Formação Corda desenvolveram-se sob influência de águas meteóricas, com elevada razão mineral/fluido de formação, a temperaturas relativamente baixas e a pouca profundidade.

Referências Bibliográficas

- Franks, S. & Forester, R. W. (1985) Relationships Among Secondary Porosity, Pore-Fluid Chemistry and Carbon Dioxide, Texas Gulf Coast. In: McDonald, D.A. & Surdam, R.C. Editors: Clastic Diagenesis. Tulsa (Oklahoma – USA): The American Association of Petroleum Geologists, p 63-79.
- Hoefs, J. (1997) Stable Isotope Geochemistry. 4th Ed. Germany: Spring-Verlag.
- Rezende, N.G.A.M. & Angélica, R.S. (1997) Zeolitas Sedimentares no Brasil. In: C. Schobbenhaus et al. (Ed.). Principais Depósitos Minerais do Brasil. Brasília: DNPM/CPRM, v. IVb.
- Rollinson, H. (1994) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Singapore: Longman Scientific & Technical. ISBN 0 582 06701 4.
- Weaver, C.E. (1989) Clays, Muds, and Shales. Developments in Sedimentology 44. Amsterdam: Elsevier. ISBN 0-444-87381-3.



Figura 1 - Localização dos pontos de amostragem

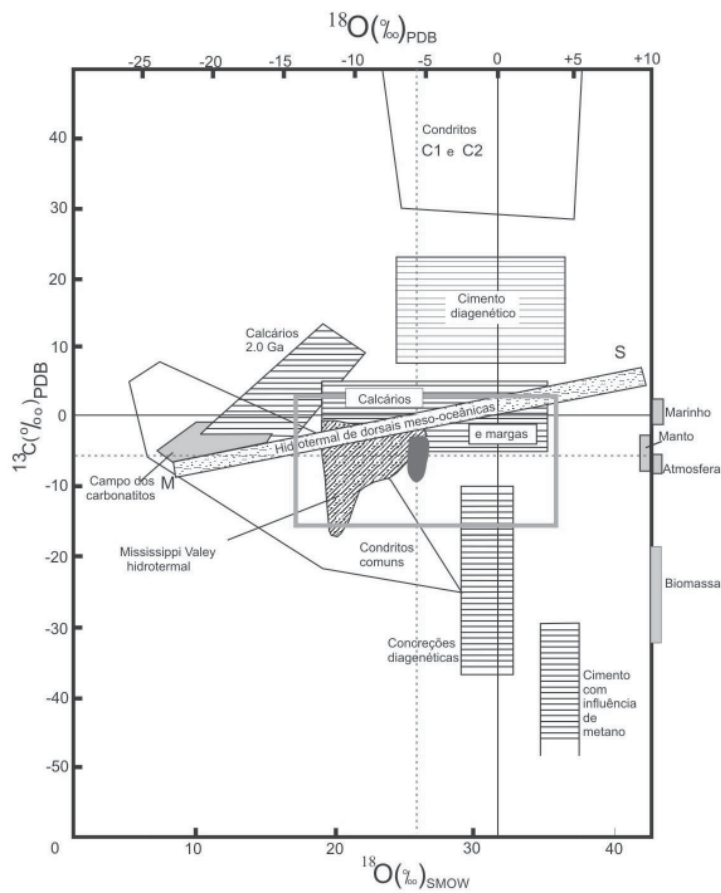


Figura 2 Diagrama $^{18}\text{O} \times ^{13}\text{C}$ mostrando a composição de carbonatos de diversos ambientes. ^{18}O está plotado tanto na escala SMOW quanto na PDB. A composição isotópica de algumas fontes de C está registrada ao longo do lado direito da figura. Calcitas hidrotermais, das dorsais oceânicas, mostram uma mistura de carbono derivado do manto (M) e da água do mar (S). Adaptado aos dados de Rollinson (1994). Acrescido com registros em cimentos carbonáticos por Franks & Forester (1989) (destacado em verde) e com valores obtidos neste trabalho (destacado em vermelho).

Evolução Sedimentar da Bacia de São Luís-Grajaú

D. F. ROSSETTI

MCT/Museu Goeldi/CPGG e-mail:rossetti@museu-goeldi.br

Este trabalho apresenta a arquitetura deposicional da Bacia de São Luís-Grajaú (Fig. 1), com base na análise sequencial, a fim de possibilitar a discussão dos sistemas deposicionais dentro de um contexto cronoestratigráfico e o estabelecimento de um arcabouço estratigráfico que, além dos aspectos litológicos (i.e., litoestratigrafia), reflita a dinâmica de sedimentação/erosão. O preenchimento desta bacia é quase que inteiramente representado por depósitos cretáceos, os quais atingem até 4.000 m de espessura no depocentro, localizado na Sub-bacia de Pinheiro (Azevedo 1991). A análise de perfis de raios gama referentes a 11 poços através de um transecto norte-sul, combinada a dados faciológicos e estratigráficos detalhados em afloramentos, levaram ao reconhecimento de três sucessões deposicionais, aqui nominadas informalmente S1, S2 e S3 (Fig 2).

A Seqüência Depositional 1 (S1), de idade neoptiana a eoalbiana, forma uma sucessão sedimentar cuja espessura atinge quase 450 m. Acha-se internamente subdividida em três unidades (S1a-c). A Unidade S1a, com cerca de 100 m de espessura, ocorre diretamente sobre uma superfície de descontinuidade basal, e inclui duas partes intergradacionais. A porção sul, localizada na Bacia de Grajaú, consiste em arenitos, folhelhos e, subordinadamente, carbonatos e evaporitos. Os arenitos ocorrem na base e configuram um padrão “sino” nos perfis de raios gama. As demais litologias concentram-se na porção superior e formam padrão “funil” nos perfis de raios gama. Exceto pela ocorrência localizada de fragmentos de equinodermas e briozoários (p.e., poço 2-CI-1-MA; Batista 1992), estes depósitos não apresentam evidências de fauna marinha. A porção norte da Unidade S1a inclui um pacote sedimentar predominantemente arenoso, com menores ocorrências de argilitos e carbonatos, os quais estão organizados formando um padrão de raios gama do tipo “caixa”. Uma característica importante desses depósitos é a presença freqüente de dinoflagelados e foraminíferos. A unidade S1b é representada por um intervalo argiloso de aproximadamente 50 m de espessura, que recobre a unidade S1a em toda a extensão da Bacia São Luís-Grajaú, formando uma cunha que adelgaça gradativamente em direção ao sul. Dinoflagelados são abundantes nestes depósitos e uma rica fauna de briozoários, pelecípodes, ostracodes, dinoflagelados e foraminíferos é localmente registrada (i.e., poço 1-PE-1-MA; Fig. 2). A unidade S1c possui cerca de 300 m de espessura e consiste em arenitos, folhelhos e, subordinadamente, carbonatos e evaporitos. O padrão constante de raios gama registra empilhamento de fácies predominantemente do tipo agradacional. Entretanto, na Bacia de São Luís, a metade superior desta unidade mostra padrão “sino” que grada para cima para “funil”. Além disto, padrões “sino” e, principalmente, “funil” dominam esta unidade

na porção mais sul da bacia. Nestas áreas, contrariamente às demais onde dinoflagelados são frequentes, não existem referências de fósseis marinhos.

A Sequência Depositional 2 (S2), de idade eo/mesoalbiana, é a mais espessa da Bacia São Luís-Grajaú, atingindo cerca de 500 m de espessura (Fig. 2), embora seja mais delgada (até 100 m de espessura) acima de blocos soerguidos (p.e., poços 1-CG-3-MA; 1-AT-1-MA; Fig. 2). Sua base e topo são definidos por súbitos aumentos nos valores de raios gama em todos os poços analisados, atribuídos a drásticas passagens de litologias mais finas para mais arenosas para cima. Similarmente à seqüência deposicional anteriormente descrita, este intervalo também mostra uma subdivisão interna tripartida, designada S2a, S2b e S2c. A Unidade S2a, mais inferior, apresenta até cerca de 300 m de espessura sobre blocos de falha rebaixados. Estes depósitos possuem característica predominantemente arenosa representada por baixos valores de raios gama, configurando padrão geral “em caixa”. Internamente, os valores de raios gama são variáveis resultando, em menor escala, em configurações do tipo “sino” que gradam para cima para curvas em “funil”. Algumas variações locais são observadas em direção a sul, onde padrão “funil” pode ocorrer também na porção mais inferior desta unidade (poços 2-CG-1-MA, 1-PE-1-MA, 1-AT-1-MA; Fig. 2). A unidade S2b, correspondente à porção intermediária da seqüência deposicional 2, é a mais delgada (<100 m de espessura). Esta unidade pode ser traçada por uma extensão de cerca de 200 km ao longo do transecto estudado, adelgaçando progressivamente até desaparecer na margem sul da bacia. Em relação a S2a, esta unidade, cujo topo é marcado por superfície de descontinuidade, caracteriza-se por significativo aumento nos valores de raios gama, o que corresponde a drástico aumento no grau de argilosidade. Dinoflagelados foram registrados neste intervalo (p.e., poço 1-AL-1-MA; FI. 2). A unidade S2c é a mais superior, e possui a base marcada por uma superfície de descontinuidade que registra súbita diminuição nos valores de raios gama relativamente à unidade S2b, indicando passagem drástica de litologias mais argilosas para mais arenosas. Esta unidade corresponde a um intervalo com cerca de 230 m de espessura, o qual é caracterizado na base por valores de raios gama predominantemente constantes, sugerindo padrão agradacional. Para o sul da bacia e para o topo da seção, estes valores diminuem sensivelmente, localmente configurando curvas do tipo “funil” e, secundariamente, “sino”.

Seqüência Depositional 3 (S3), de idade entre o Mesoalbiano e um tempo incerto no Neocretáceo, corresponde a um intervalo estratigráfico com espessura média de 600 m, podendo chegar até 800 m em áreas onde ocorre maior subsidência de blocos falhados (poço 2-CG-1-MA; Fig. 2). Diferentemente das seqüências inferiores, uma subdivisão tripartida não foi reconhecida neste intervalo. Entretanto, esta seqüência pode ser descrita em termos de seis unidades cíclicas superpostas (S3a-S3f). Cada unidade possui espessura de, no máximo, 150 m, sendo delimitada, na base e no topo, por superfícies de descontinuidades facilmente traçáveis por toda extensão da bacia

através de variabilidades bruscas nos padrões de raios gama para valores drasticamente menores, atribuídos a mudanças para litologias relativamente mais arenosas. Internamente, são caracterizadas por um padrão de raios gama do tipo “sino”, que grada para cima para o tipo “funil”. Esta configuração é consistentemente reconhecida em todas as unidades localizadas na Bacia de São Luís sendo que, para sul, ocorrem gradações locais onde apenas um destes tipos pode dominar toda a unidade. A unidade mais superior S3f é apenas parcialmente registrada nos perfis de raios gama, sendo sensivelmente mais delgada que as demais (média de 50 m de espessura). Esta unidade e a S3e são as menos afetadas pelo tectonismo da bacia.

As três seqüências descritas neste trabalho representam uma subdivisão preliminar e, ainda genérica, da Bacia de São Luís-Grajaú. Considerando-se os dados de idade disponíveis, estima-se que cada seqüência individual tenha sido formada em um intervalo de tempo de cerca de 5 a 10 Ma correspondendo, portanto, a seqüências de segunda ordem. Dadas as grandes espessuras das seqüências estudadas, antecipa-se que internamente elas sejam pontuadas por seqüências de menor freqüência, não passíveis de reconhecimento através do estudo realizado. É possível que o maior detalhamento das características dos perfis de raios gama dentro de cada intervalo estratigráfico e análise de testemunhos de sondagem possam levar à definição de seqüências de menor amplitude/menor freqüência, superpostas às seqüências de maior amplitude/menor freqüência. A superposição de ciclos de diferentes magnitudes é registrada na seqüência mais superior S3, onde se pode reconhecer seis intervalos estratigráficos possivelmente associados ao desenvolvimento de vales incisos formados por flutuações de alta freqüência do nível do mar relativo durante o trato de sistema transgressivo a mar alto. Tal interpretação é consistente com dados faciológicos de afloramentos, pelo menos no caso das duas unidades mais superiores desta seqüência, os quais revelam o domínio de sistemas costeiros caracterizados por ilhas-barreira e estuários, tipicamente associados a vales incisos.

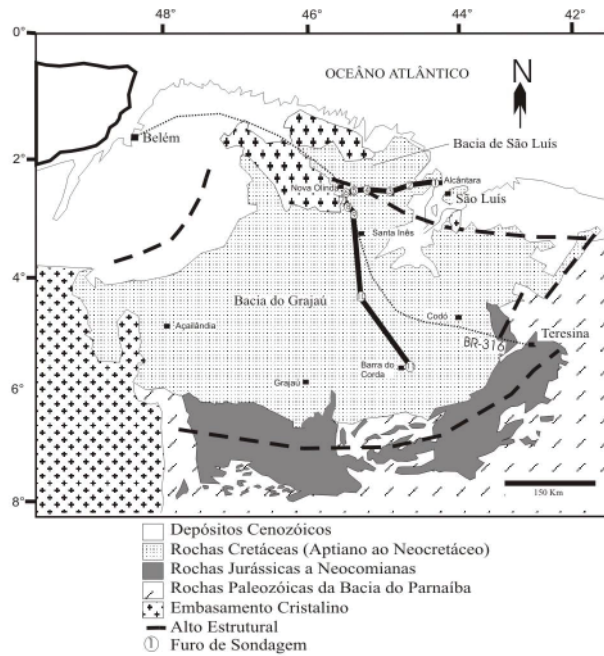


Fig. 1: Localização da Bacia de São Luís-Grajaú e furos de sondagem analisados (1=2-AL-1-MA; 2=1-BO-1-MA; 3= 1-PE-1-MA; 4=1-CG-1-MA; 5= 2-CG-1-MA; 6= 1-IV-1-MA; 7= 1-RL-1-MA; 8= 1-AT-1-MA; 9= 1-CI-1-MA; 10= 1-SL-1-MA; 11= 1-PD-1-MA)

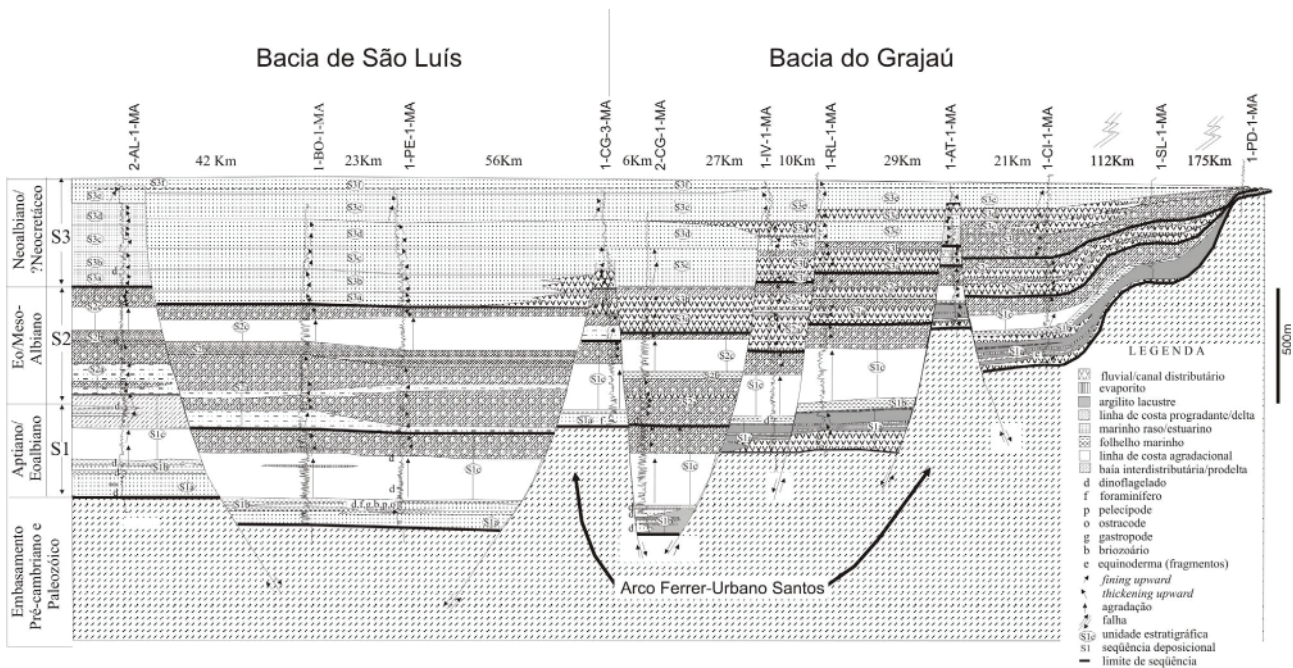


Fig 2: Seção geológica representativa do empilhamento sedimentar da Bacia de São Luís-Grajaú, interpretada com base em perfis de raios gama através do transecto indicado na figura 1. Notar a subdivisão da sucessão sedimentar em três seqüências deposicionais distintas e as indicações dos principais ambientes de deposição.

Paloambientes da Formação Barreiras na região de Tomé-Açú/Paragominas, nordeste do Pará

Antônio Emídio Santos Jr.¹ & Dilce de Fátima Rossetti²

(1) UFPa, Centro de Geociências, Campus do Guamá S/N Belém-PA. antoniojr@museu-goeldi.br

(2) MPEG, Av. Perimetral, 1901, C.P. 399, CEP 66710-530 Belém-PA. rossetti@museu-goeldi.br

Introdução: Durante a última década, a Formação Barreiras (Mioceno Médio/Superior) exposta ao longo de inúmeras falésias no litoral norte brasileiro vem sendo sistematicamente investigada (Arai *et al.*, 1988; Rossetti *et al.*, 1989; Rossetti *et al.*, 1990; Góes *et al.*, 1990; Rossetti, 2000, Rossetti, 2001), o que tem levado à sua melhor caracterização paleoambiental e estratigráfica. O estudo de depósitos correlatos expostos em áreas mais afastadas da faixa litorânea é comparativamente mais limitado devido à escassez de afloramentos. Investigações em minas a céu aberto pertencentes à Pará-Pigmentos (PPSA) e Imery Rio Capim Caulim (IRCC) nas áreas de Tomé-Açú e Paragominas (Figura 1A,B), respectivamente, revelaram depósitos correlacionáveis à Formação Barreiras excepcionalmente bem representados sobre a Formação Ipixuna, de idade cretácea superior. O presente trabalho registra os primeiros resultados da análise faciológica destes depósitos, tendo-se como objetivo a caracterização de seus paleoambientes de deposição contribuindo, assim, para uma reconstrução paleogeográfica mais precisa para o Mioceno no norte do Brasil.

Contexto Geológico: A área de estudo localiza-se na borda leste da Sub-bacia de Cameté, Sistema de Graben Marajó, correspondendo à porção SW da Folha Rio Capim (SA-23-Y-A) e SE da folha Tomé-Açu (SA-22-Z-B) (1:250.000). Esta sub-bacia apresenta espessura total de 11 Km (estimada com base em dados sísmicos), sendo que a seção terciária possui cerca de 2000 m de espessura. Esta consiste nas Formações Marajó (Eoceno-Plioceno) e Tucunaré (Quaternário). A Formação Marajó corresponde a uma unidade mista carbonática-siliciclástica, enquanto a Formação Tucunaré corresponde a uma unidade arenítica quartzosa, com raros leitos argilosos, ambos atribuídos a ambientes marinho rasos a transicionais (Schaller, *et al.*, 1971). Os depósitos terciários estudados inserem-se na Formação Marajó, sendo seu topo e base definidos por discordâncias erosivas marcadas por paleossolos lateríticos, que marcam o final da sucessão cretácea (Formação Ipixuna/Cujupe) e início da sedimentação plio-pleistocênica (i.e., depósitos Pós-Barreiras) na Região norte do Brasil (e.g., Rossetti, 1998, Rossetti, 2001). Este posicionamento estratigráfico, aliado às características faciológicas, sugerem correlação provável dos depósitos expostos na área de Tomé-Açú e Paragominas com a Formação Barreiras (Arai *et al.*, 1988; Rossetti *et al.*, 1989).

Análise faciológica: Os depósitos terciários estudados consistem em arenitos quartzosos, argilitos e conglomerados, limitados por superfície côncava basal com relevo erosional de 40 m em afloramento. Esta superfície define um paleovale alongado de largura mínima de 1 Km. Correlação de 5 perfis raios gama comprovam a existência desse paleovale na área estudada. Em afloramento, este paleovale apresenta domínio de feições sedimentares com influência de maré, bem como traços fósseis comuns a ambientes estressados (p.e., *Skolithos*, *Ophiomorpha*, *Planolites*, *Gyrolithes*). Duas associações de fácies intergradacionais (A e B) foram descritas e atribuídas a: a) canal de maré; e b) planície de maré/inundação (Figura 1C).

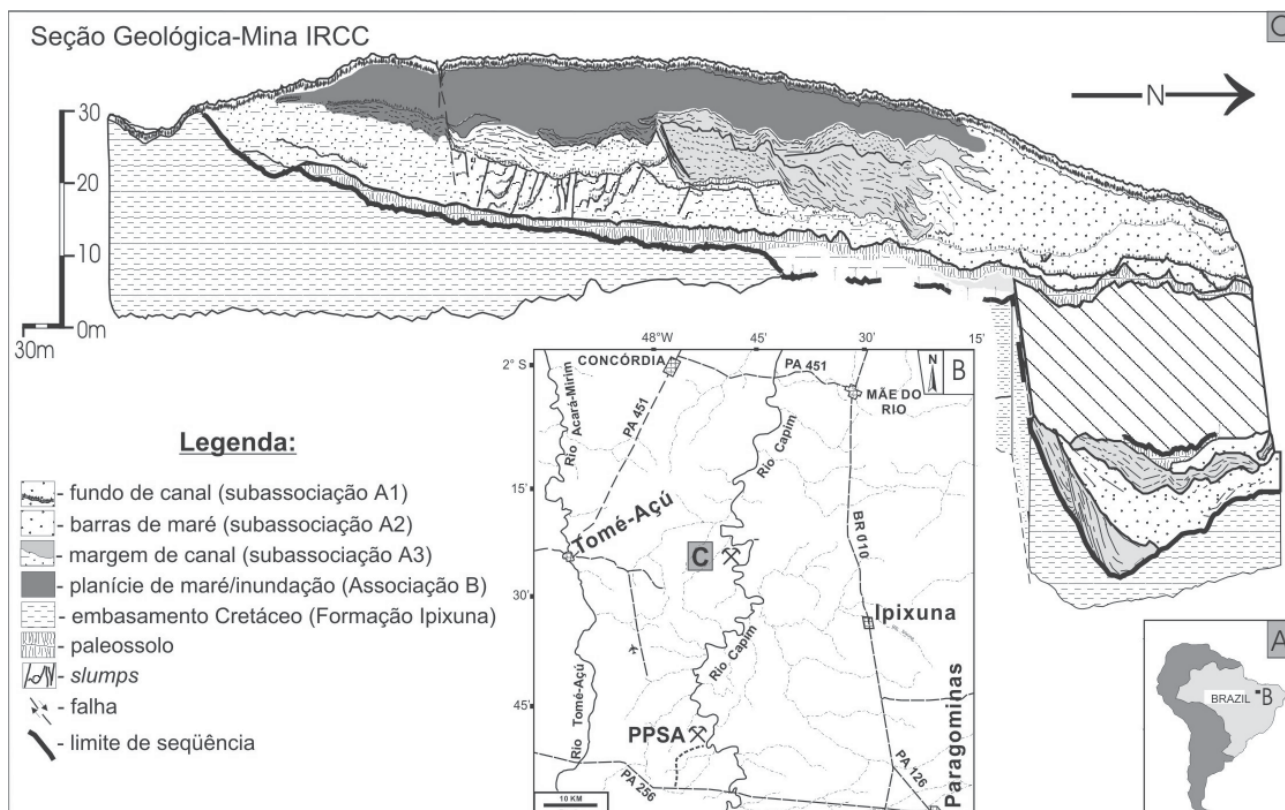


Figura 1: A,B) Mapa de localização da porção sudoeste da Sub-Bacia de Cameté, arredores de Tomé-Açu/Paragominas. C) Seção panorâmica geológica da Mina IRCC – 4 vezes de exagero na escala vertical.

A associação de fácies A é subdividida em três tipos que caracterizam três sub-associações (A1 a A3). A sub-associação A1 consiste em lentes com espessuras médias de 15 cm (podendo atingir até 2 m na Mina PPSA) de conglomerados comumente ferrificados. Estes são monomíticos, de arcabouço fechado, mal selecionados, com seixos e grânulos de quartzo subarredondados a arredondados e matriz arenosa grossa/muito grossa. A sub-associação A2 consiste de camadas de até 6 m de arenito fino/muito grosso, e com estratificação cruzada tabular e acanalada, de médio porte. O conjunto de *sets* apresentam granodecrescência ascendente e adelgaçamento das camadas

em direção ao topo. Os *foresets* ocorrem em pacotes definidos por películas de argila e/ou superfícies de reativação que se distribuem lateralmente formando seqüências alternadas mais delgadas (poucos mm) e mais espessas (média de 5 cm). Os mergulhos dos estratos cruzados são preferencialmente NNW e NNE. Os arenitos cruzados lateralmente gradam a barras arenosas compostas de espessuras médias de 4–5 m, as quais consistem em *sets* cruzados de grande porte (0,7 a 1,5 m de espessura), suavemente inclinados ($< 15^\circ$) e contendo *sets* superimpostos de pequeno a médio porte, também com abundantes superfícies de reativação e/ou *mud drapes*, bem como traços fósseis do tipo *Skolithos* e *Ophiomorpha*. Dados de paleocorrentes indicam orientação principal para NNW e NNE e subordinada para S. A sub-associação A3 é composta de camadas de arenito fino/médio, com estratificação cruzada de pequeno a médio porte, que ocorrem intercaladas a argilitos laminados. Estes estratos intergradam com depósitos heterolíticos suavemente inclinados (5° a 15°), de até 7 m de espessura. Além destes depósitos, a sub-associação 3 possui, ainda, horizontes maciços endurecidos e com abundantes marcas de raízes, atribuídos a paleossolos.

A associação de fácies B atinge até cerca de 10 m de espessura, ocorrendo como pacotes tabulares sobrepostos ou interdigitados com os depósitos heterolíticos de canal de maré. Caracteriza-se por delgadas intercalações de argilitos laminados e arenitos fino/médio, que formam acamamentos heterolíticos dos tipos *wavy* e lenticular. Estratificações cruzadas com abundantes superfícies de reativação e/ou recobrimentos argilosos são comuns. Estes depósitos formam ciclos com argilosidade ascendente, cujos topos podem ser marcados por horizontes de paleossos.

Interpretação e Conclusão: Os depósitos terciários estudados são interpretados como um registro de um sistema deposicional do tipo estuarino, tomando-se por base as seguintes características: a) ocorrência sobre uma superfície côncava-erosiva com relevo pronunciado desenvolvida sobre depósitos cretáceos, a qual forma a base de um paleovale mapeável também em perfis de raios-gama; b) domínio de estruturas sedimentares típicas de ambientes de maré; c) assembléia icnológica dominada por *Skolithos*, *Ophiomorpha*, *Planolites* e *Gyrolithes*; e d) o arranjo arquitetural representado pelo domínio de canal de maré interdigitado lateralmente com depósitos de planície de maré. A associação A é atribuída a ambiente de canal de maré, como sugerido pela presença de superfície basal côncava revestida, por lag de quartzo. A subassociação A1 corresponde a depósitos de fundo de canal, onde a ação de correntes de maré é evidenciada pelas estratificações cruzadas contendo frequentes pares de lâminas de argila (*mud couplet*) e/ou superfícies de reativação arrajadas lateralmente de forma a configurar ciclos atribuídos à perioticidade diurna da maré. A presença de estratos cruzados indicando paleocorrentes reversas contribui para esta interpretação. A subassociação A2 representa formas de grande porte atribuídas a barras de maré sobrepostas, que teriam se desenvolvido na parte mais central dos canais, provavelmente sobre condições de

inframaré. A subassociação A3 é interpretada como depósitos de margem de canal, tendo sido formada sob condições de energia de fluxo relativamente inferior aos depósitos de centro de canal (subassociação A1), atestada pelo aumento progressivo de argilosidade. Os depósitos heterolíticos inclinados em direção às partes centrais do canal atestam migração lateral, sendo atribuídos a barras do tipo em pontal. A associação B é atribuída a ambientes de planície de maré/inundação, interpretação esta consistente com sua geometria tabular, e ocorrência lateral às demais associações faciológicas.

Tendo-se em vista as características acima apresentadas os depósitos terciários estudados na região de Tomé-Açu/Paragominas são atribuídos a um sistema estuarino, representado por paleovale preenchido predominantemente por complexos de canal de maré em meio a depósitos de planície de maré/inundação. Considerando-se a correlação deste depósitos com a Formação Barreiras, como previamente proposta neste trabalho, pode-se concluir que o evento transgressivo do Mioceno Médio/superior tenha se estendido até uma distância mínima de 230 Km da atual linha de costa.

Referências Bibliográficas

- Arai, M.; Uesugui, N.; Rossetti, D.F.; Góes, A.M. 1988. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no nordeste do estado do Pará. Congresso Brasileiro de Geologia, 35, *Anais*. 2: 738-752. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia.
- Góes, A.M. 1990; Rossetti, D.F.; Nogueira, F.C.R.; Toledo, P.M. 1990. Modelo deposicional preliminary da Formação Pirabas no nordeste do Estado do Pará. Museu Paraense Emílio Goeldi. Sér. Ciências da terra. Belém: V.2, p.3-15.
- Rossetti, D.F., Truckenbrodt, W., Góes, A.M., 1989. Estudo Paleambiental e Estratigráfico dos Sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na Região Bragantina, Nordeste do Pará. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra, V.1: 25-74.
- Rossetti, D.F., Góes, A.M. & Truckenbrodt, W. 1990. A Influência Marinha nos sedimentos Barreiras. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Sér. Ciências da terra. Belém: V.2, p.17-29.
- Rossetti, D.F., 2000. Influence of low amplitude/ high frequency relative sea level changes in a wave-dominated estuary (Miocene), São Luís basin, northern Brazil. *Sedimentary Geology*, 133: 295-324.
- Rossetti, D.F., 2001. Sedimentary Evolution of Late Cenozoic Deposits in the Northeasts of Pará State, Brasil: Evidence of sea level fluctuations. *Journal of South American Earth Sciences*.
- Schaller, H.; Vasconcelos, D.N.; Castro, J.C., 1971. Estratigrafia Preliminar da Bacia Sedimentar da Foz do Rio Amazonas. Congresso Brasileiro de Geologia, 25, *Anais*. 3: 189-201. São Paulo; Sociedade Brasileira de Geologia.

Ocorrência de representantes da megafauna do Quaternário no Estado do Pará: implicações para evolução de paisagens na Amazônia.

Peter Mann de TOLEDO; Heloísa Maria MORAES-SANTOS e Cláudia C. de Sousa de MELO.
Museu Paraense Emílio Goeldi/MCT. Avenida Magalhães Barata, 376 Caixa Postal 399 Belém,
Pará 66040-170.

Este trabalho visa divulgar a ocorrência de representantes da megafauna neotropical em um depósito de turfa na região de Itaituba, Estado do Pará. Registra-se, pela primeira vez na Amazônia Oriental, a presença simultânea de indivíduos adultos e jovens do gênero de megaterídeo *Eremotherium* (Edentata) e a sua associação com um representante de mastodonte *Haplomastodon* (Proboscidea). Este achado contribui para o conhecimento do registro fóssil de mamíferos pleistocênicos na região tropical da América do Sul, cujo cenário evolutivo esteve baseado nestas últimas décadas quase que exclusivamente na documentação paleontológica proveniente, em sua maioria, da região pampeana da Argentina (Mead, 2001). Resultados de coletas sistemáticas de mamíferos do Pleistoceno no território brasileiro têm contribuído para a elucidação dos padrões de distribuição dos grupos vivos na região inter-tropical (Cartelle, 1992, 1999; Webb & Ranzi, 1997; Ranzi, 1999). Os fósseis de Itaituba inserem-se neste contexto paleobiogeográfico e servem para confirmar as trocas ambientais e de composição faunística ocorridas durante o Quaternário na Amazônia Oriental.

O extenso material fóssil coletado é proveniente da chácara Reunidas, localizada na Rodovia Transamazônica, a 5 km do centro de Itaituba, apresentando as seguintes coordenadas geográficas: 0° 15' 1,7" S– 56° 00' 50" W. O material referente a cinco indivíduos de preguiça terrícola foi encontrado em um nível de turfa, a cerca de 3 m de profundidade, sendo que o fragmento de mastodonte provém de um nível de argila negra localizada a poucas dezenas de centímetros abaixo dos esqueletos das preguiças.

Uma análise preliminar das condições de sepultamento e preservação neste sítio fossilífero, localizado em uma região de clima tropical úmido, possibilitou chegar a algumas conclusões ligadas aos aspectos paleoecológicos dos animais coletados. As informações sobre a variedade de tamanho e idade dos indivíduos corroboram a hipótese sobre o comportamento social das preguiças gigantes, como já observado por Cartelle (1992) em uma população da região do Nordeste brasileiro. Outrossim, a presença de indivíduos de diferentes faixas etárias (adultos e jovens) sugere uma morte causada por uma possível modificação brusca das condições ambientais e/ou uma armadilha natural de ambiente pantanoso evidenciado pela material da turfeira.

A composição da fauna de mamíferos da América do Sul está ligada diretamente aos processos evolutivos causados por um cenário envolvendo mudanças de troca de paisagens ao longo do Terciário e Quaternário (Vrba, 1992). Mais recentemente, com o soerguimento do istmo do Panamá há 3-2,5 milhões de anos atrás, a conexão terrestre entre a América do Norte e do Sul possibilitou uma intensa troca faunística. Este fenômeno, conhecido como o Grande Intercâmbio da Biota Americana (Webb, 1999), ainda encontra-se em operação. Desde este período, e acompanhando as trocas de paisagens, grupos da megafauna norte-americana migraram para os ambientes abertos da América do Sul e se expandiram na planície amazônica (Vrba, 1992). A associação de elementos de fauna autóctone e alóctone no sítio de Itaituba reforça a hipótese sobre a extensão dos campos de savana também na Amazônia Oriental. Informações sobre a ocorrência conjunta das espécies de preguiça gigante *Eremotherium laurillardi* e o mastodonte *Haplomastodon waringi* é considerada, preliminarmente, como indicadora do limite Pleistoceno-Holoceno (Marshall *et. al.*, 1984). Contudo, datações de radioisótopos serão efetuadas no material coletado para uma maior precisão da idade e a sua correlação com eventos de escala global.

A longa estabilidade das florestas neotropicais tem sido questão de extensos estudos de enfoque biológico e geológico (Webb & Ranzi, 1997). Os episódios de esfriamento global tem tido um impacto direto nas mudanças de padrão da vegetação e, conseqüentemente, na estruturação da fauna neotropical associada (Toledo, 1995). O Quaternário é caracterizado por mudanças climáticas que causaram modificações na fauna e flora da América do Sul (Toledo *et. al.*, 1999), sendo que a composição dos mamíferos neotropicais, em especial da Amazônia, apresenta indícios indiretos que refletem tais sucessivos eventos geológicos (Toledo *et. al.*, 1999; Moraes-Santos *et. al.*, 1999). Tais condições provocaram a extinção de comunidades mais frágeis na Amazônia, bem como viabilizaram o aparecimento e migração de outros grupos. Desta forma, a fauna atual de mamíferos neotropicais encontra-se sob influência do último episódio glacial, apresentando um padrão de estruturação que ainda não permite estabelecer a presença de processos co-evolutivos.

A ocorrência de megafauna pleistocênica na Região Amazônica tem sido interpretada de uma forma generalizada, como uma evidência destes câmbios climáticos, e a diversidade de grandes mamíferos pastadores fornecem fortes indícios de paisagens abertas. Outrossim, as características do desenho corporal destes animais de grande porte, bem como a reconstrução de seus hábitos alimentar e locomotor (Toledo, 1997) reforçam a hipótese de que eles ocupavam áreas de vegetação aberta, como campos ou savanas. O material da megafauna de Itaituba reforça esta interpretação.

Referências bibliográficas

- Cartelle, C. 1992. **Edentata e megamamíferos extintos da Toca dos Ossos (Ourolândia, Bahia)**. Universidade Federal de Minas Gerais. Tese de doutoramento.
- _____. 1999. Pleistocene mammals of the Cerrado and Caatinga of Brazil. In J. Eisenberg & K. Redford (eds.) **Mammals of the Neotropics. The central neotropics. Vol. 3**. The University of Chicago Press, 27-48.
- Marshall, L. G.; Berta, A.; Hoffstetter, R.; Pascual, R.; Reig, O.; Bombim, M. & Mones, A. 1984. Mammals and stratigraphic geochronology of the continental mammal-bearing Quaternary of South America. **Palaeovertebrata** Mem. Extra, 76p.
- Mead, J. 2001. Quaternary vertebrate paleontology in South America (book review). **Journal of Vertebrate Paleontology**, 21: 203.
- Moraes-Santos, H.; Toledo, P. M. e Melo, C. C. 1999. Ocorrência de *Dactylomys dactylinus* (Caviomorpha, Echimyidae) em material zooarqueológico da Serra dos Carajás, Pará. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, sér. Ciências da Terra**, 15:159-167.
- Ranzi, A. 1999. Fossil mammals of the Amazon as a portrait of a Pleistocene environment. In J. Eisenberg & K. Redford (eds) **Mammals of the Neotropics. The central neotropics. Vol. 3**. The University of Chicago Press, 20-26.
- Toledo, P. M. 1995. Climatic changes through time as shown by the community structure of mammals: building a database for the neotropics. Regional Conference on Global Change (abstracts): 97-98.
- Toledo, P. M. **Locomotory patterns within the Pleistocene sloths**. Museu Paraense Emílio Goeldi, Belém, 192 p.
- Toledo, P. M.; Moraes-Santos, H. e Melo, C. C. 1999. Levantamento preliminar de mamíferos não-voadores da Serra dos Carajás. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, ser. Ciências da Terra**, 15:141-157.
- Toledo, P.M.; Melo, C. C. S; Moraes-Santos, H. M.; Diniz, F. M. and Oliveira, M. F. 1999. Paleocology of the Serra dos Carajás mammalian fauna. **Ciência e Cultura**, 51: 311-317.
- Vrba, E. 1992. Mammals as a key to evolutionary theory. **Journal of Mammalogy**, 73: 1-28.
- Webb, S. D. 1999. Isolation and Interchange: a deep history of South American Mammals. In J. Eisenberg & K. Redford (eds.) **Mammals of the Neotropics. The central neotropics**. The University of Chicago Press, 13-19.
- Webb, S. D. and Ranzy, A. 1997. Late cenozoic evolution of the neotropical mammal fauna. In J. Jackson; A. Budd & A. Coates (eds.) **Evolution and environment in tropical America**. The University of Chicago Press, 335-358.

Ilustração



Foto 1 – Tíbia e fíbula da preguiça gigante *Eremotherium laurillardi* preservados em material de turfa.

New sedimentological and paleomagnetic data on the Pleistocene Coropina Formation, Suriname

Th.E.Wong¹, R. de Kramer², P.L. de Boer³ & C. Langereis⁴

1) TNO-NITG, P.O. Box 80015, 3500 TA Utrecht, the Netherlands; e-mail: t.wong@nitg.tno.nl

2) present address: Gramsbergenlaan 123, 2541 AH the Hague, the Netherlands; e-mail:

RobertdeKramer@hotmail.com

3) Utrecht University, Institute of Earth Sciences, P.O. Box 80021, 3508 TA Utrecht, the Netherlands; e-mail: pdeboer@geo.uu.nl

4) Paleomagnetic Laboratory 'Fort Hoofddijk', Faculty of Earth Sciences, Utrecht University, Budapestlaan 17, 3584 CD Utrecht, the Netherlands, e-mail: langereis@geo.uu.nl

The Pleistocene Coropina Formation, largely constituting the Old Coastal Plain of Suriname is only entirely exposed in the (temporarily) open pits of the bauxite mines in the central coastal plain. There it is part of the unconsolidated overburden of the Paleocene-Eocene bauxite deposits. The present study deals with the sedimentology and paleomagnetism of the Coropina Formation, based on field observations, samples and well-log interpretation in the Lelydorp III bauxite mine of the Billiton Maatschappij Suriname N.V.

The Coropina Formation consists of the Para and Lelydorp Members. In the present study a new, detailed lithological subdivision of these members has been made. In the Para Member four units can be discerned which can be grouped into a transgressive cycle. The recognized facies ranging from braided towards meandering river and coastal mud-flat deposits. The sandy sediments represent fluvial and beach-bar deposits respectively supplied by rivers from the Precambrian basement and by westward directed beach drift along the shore. Clays were deposited in extensive mud-flats along the shore. The Lelydorp Member also comprising four units, which represents a depositional system that is comparable to the recent coastal plain of Suriname (e.g. a constant relative sea level with an alternation of westward migrating mud-flats and cheniers).

Paleomagnetic data indicates a reversed magnetic polarity in the Para Member, whereas the Lelydorp Member shows a normal magnetic polarity with a minor reversed polarity overprinting. The exact linking of these results to the Geomagnetic Polarity Timescale is difficult, but assigning both members to the Matuyama Chron seems likely. This implies that the Coropina Formation is much older than hitherto assumed.

Geologia e Características das Mineralizações Cupríferas do Depósito Alvo 118 Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil.

Albuquerque, M. A. C. de.; Andrade, P. J. M. B; Maurity C. e Kwitko R.

albuquerque@cvrd.com.br,DIMB/DOCEGEO; pjmba@cvrd.com.br, DIMB/DOCEGEO;
maurity@cvrd.com.br,DIMB/DOCEGEO; kwitko@cvrd.com.br,DIMB/GAMIK

Introdução

O Depósito Alvo 118, está situado no Município de Canaã dos Carajás, no Estado do Pará, e encontra-se inserido no contexto da Província Mineral de Carajás, a cerca de 45 km a SSW do Núcleo Urbano de Carajás (figura 1). O depósito Alvo 118 constitui-se topograficamente de duas elevações alongadas, medindo cerca de 2,7 km de extensão na direção NW-SE denominado de *Trend Principal*, e 1 km de comprimento na direção E-W denominado *Trend 2*, cujas as altitudes são de 400 e 300 m respectivamente.

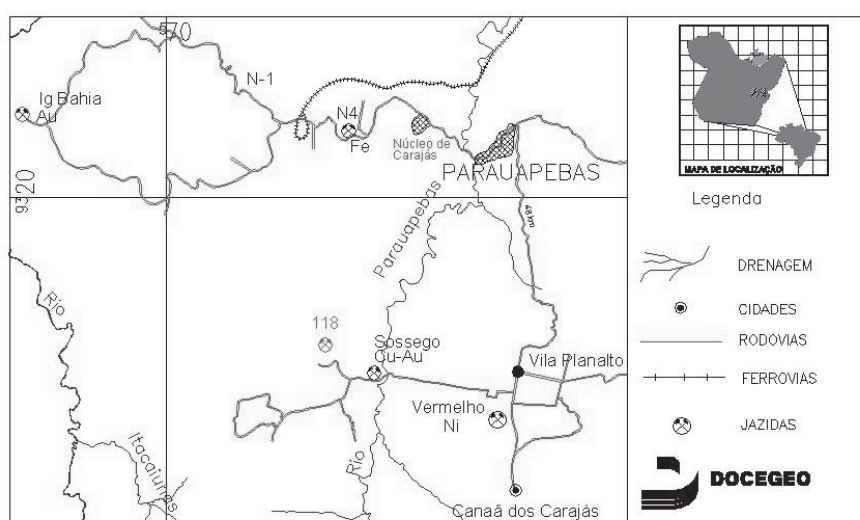


Figura 1: Localização do depósito Alvo 118 (Cu) na Província Mineral de Carajás, sul do Pará.

O referido depósito mineral foi descoberto em 1998 pela Rio Doce Geologia e Mineração S/A – DOCEGEO, quando a malha para geoquímica de solo foi expandida para o setor norte da área do projeto. A expansão da malha teve como base o mapeamento geológico da área que detectou afloramentos de gossans ao longo do lineamento NW-SE. Com a fase de pesquisa de detalhe e avaliação do minério secundário de cobre, em 1999, houve uma evolução do conhecimento geológico e da natureza das mineralizações primárias e secundárias. O objetivo do presente trabalho é apresentar a evolução dos processos de alterações hidrotermais associadas à mineralização

primária, e o desenvolvimento do perfil de intemperismo em termos de distribuição de cobre secundário.

Contexto Geológico

A geologia da área do projeto 118, a partir da porção central para norte, é dominada por uma seqüência vulcanossedimentar, metamorfisada no fácies xisto verde, representada por metabasaltos, rochas vulcanoclásticas e formação ferrífera bandada. Pelo posicionamento geográfico essa seqüência de rochas supracrustais são atribuídas ao Grupo Grão Pará. As supracrustais encontram-se intrudidas por corpos gabróicos, parcialmente diferenciados, de extensões quilométricas, que extrapolam os limites da área. Na porção sul predominam granitos foliados, possivelmente granitos do tipo Plaquê, cujos contatos com as supracrustais se dão por falhamentos de direção NW-SE e NE-SW. O quadro litológico é encerrado com um conjunto brechas hidrotermais e hidrotermalitos que cortam os demais tipos de rocha, dispendo um halo de alteração hidrotermal segundo as estruturas verticalizadas NW-SE e E-W.

Com relação ao metabasalto, pode-se observar em afloramentos e testemunhos de sondagem estruturas primárias que indicam as relações de topo e base de derrames, assim como estruturas em almofadas (*pillow lava*). Lâminas petrográficas revelaram a presença de hialoclastitos associados a essa seqüência de basaltos.

As rochas vulcanoclásticas geralmente são semelhantes a tufos laminados, cuja granulometria varia de muito fina a muito grossa macroscopicamente. Alguns litotipos siliciclásticos podem ser atribuídos a sedimentos vulcânicos, onde são observados parte dos grãos de quartzo e feldspatos arredondados, indicando retrabalhamento físico desses constituintes, associados a estruturas de caráter sedimentar como estratos cruzados.

Arcabouço Estrutural

Os lineamentos E-W são predominantes e agrupam-se em feixes espaçados de 200 a 300 m, em média, principalmente nas rochas supracrustais. Podem ocorrer de maneira dispersa ou formando pequenas elevações alongadas, a exemplo do *Trend 2*. São também a expressão da foliação regional.

Os lineamentos NW-SE são relativamente menos freqüentes do que os de direção E-W e marcam um corredor, expresso pela zona de cisalhamento rúptil, onde hospeda-se a mineralização primária do *Trend Principal*. Como resposta a esse cisalhamento as rochas ao longo do lineamento NW-SE encontram-se catacladas.

Lineamentos N-S e NE-SW são ainda menos freqüentes do que os demais. Encontram-se dispersos na área estudada. Não definem feixes e em geral truncam a mineralização primária.

O padrão estrutural da área do *Trend Principal* está representado por diversos tipos de veios, fraturas e brechas hidráulicas do tipo *break-up*, além da presença de foliações e outras estruturas subordinadas. As estruturações presentes no *Trend 2* encontram-se no domínio da foliação regional pouco espaçada de direção aproximada E-W, onde veios e zonas brechóides, coincidem com esta direção geral.

Em termos de relações temporais, os lineamentos N-S e NE-SW cortam os demais, enquanto que os lineamentos NW-SE, aparentemente, truncam aqueles E-W que, subparalelos à foliação cataclástica/milonítica, que seriam os mais antigos.

Dados coletados em campo e extraídos de imagens de radar, sugerem uma cinemática dextral para o par de lineamentos Sossego-Serra Sul, de direção NW-SE, o que teria propiciado uma zona de abertura na região do Depósito Alvo 118, permitindo a entrada de fluidos hidrotermais mineralizantes.

Alteração Hidrotermal

Como reconhecimento do processo de alteração hidrotermal na área tem-se, em primeira instância, uma alteração metassomática das rochas ao longo das zonas catacladas e das foliações impressas nas rochas vulcânicas. Em seguida, com a evolução do quadro tectônico distensivo, sistemas de aberturas foram preenchidos por enxames de veios de diferentes espessuras.

Assim, de forma simplificada, o Depósito Alvo 118 está representado por cinco estágios individualizados pela predominância de minerais resultantes de fases ou etapas hidrotermais.

O primeiro estágio, é marcado por uma potassificação de caráter pervasivo, a k-feldspato, podendo obliterar parcial ou totalmente as texturas originais das rochas encaixantes. O segundo estágio é registrado pela substituição de alguns minerais das rochas encaixantes por clorita, além da substituição parcial do k-feldspato formado no estágio anterior. O terceiro estágio culminou com uma maior abertura de espaços e preenchimento parcial das fraturas por cristais de quartzo, dispostos em dentes perpendiculares às paredes dos veios, que podem ter espessuras variadas e formar uma trama anastomosada, caracterizando assim, o estágio de silicificação. Durante este estágio, pode ainda aparecer biotita sob a forma de cristais euédricos, parcialmente alterados para clorita. O quarto estágio é marcado principalmente pela precipitação de sulfetos e mineralização. O principal mineral útil é a calcopirita, ocorrendo em vênulas finas e fraturas. Pequenas cavidades preenchidas por covelita. Segundo Rigon et al.(2000) a mineralização sulfetada é constituída de calcopirita, pirita e bornita. Algum carbonato e fluorita, juntamente com o quartzo e filossilicatos formam a ganga do minério e parecem ter se formado neste estágio. O quinto e último estágio de alteração está marcado

por uma carbonatação tardia, atribuída a uma reativação tectônica de ruptura, onde diversos planos de fraturas foram preenchidos principalmente por calcita, cortando os estágios anteriores.

Alteração Supergênica

A feição morfológica dos corpos mineralizados, em geral morros alinhados, encontram-se sustentados por *gossans* tabulares verticalizados que seguem os padrões estruturais referidos. Parte desta sustentação deve-se também, ao espesso enxame de veios de quartzo entremeados aos *gossans*.

O perfil de alteração intempérica pode atingir profundidades de até 180 m nas partes mais elevada do morro, e 50 m nas partes mais arrasadas, dividido em 03 níveis da base para o topo: zona de transição, saprólito e cobertura solo/colúvio.

Devido ao intemperismo, tanto a mineralização do *Trend Principal*, quanto a do *Trend 2*, são separadas em três fácies distintas, em termos de fracionamento de cobre nos minerais, a saber: i) **minério saprolítico oxidado**, até 90m de profundidade, em média, caracterizado pela ausência de minerais secundários de cobre, estando o mesmo sob a forma iônica. O cobre é fracionado por praticamente todos os minerais, adsorvido nas estruturas, em especial filossilicatos alterados ou hidrolizados (biotita, clorita e caulinita) e oxi-hidróxidos de Fe (\pm Mn) e Ti, mostrando uma alternância no predomínio. ii) **minério transição**, entre 90 e 120m de profundidade, com substituição progressiva de calcopirita + covelita \rightarrow calcocita + digenita (sulfetos) \rightarrow malaquita + pseudomalaquita (carbonato/fosfato) \rightarrow cobre nativo \rightarrow cuprita + tenorita (óxidos indicando um valor crescente do potencial de oxi-redução (Eh)). O minério transição é o principal correspondente da zona de cementação dos corpos gossânicos e restringem-se a projeção dos corpos sulfetados primários calcopiríticos.

Testes metalúrgicos com os dois tipos distintos de minério de cobre secundário do Depósito Alvo 118, têm sido realizados no Centro de Tecnologia Mineral da CVRD e os primeiros resultados mostram-se promissores. Entretanto, este primeiro depósito de cobre oxidado em ambiente tropical amazônico, descoberto pela Docegeo, constitui um grande desafio para a CVRD: a implantação de um empreendimento mineiro com características específicas de conteúdo metálico e comportamento reológico do material a ser minerado.

Referências Bibliográficas

RIGON, J. C.; MUNARO, P.; SANTOS, L. A.; NASCIMENTO, J. A. S.; BARREIRA, C. F. 2000. Alvo 118 copper-gold deposit – geology and mineralization, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. In: Int. Cong. Geol. Abstracts. Rio de Janeiro. SBG.

Magmatismo Alcalino Mesoproterozóico na Província Tocantins – Uma Evidência de Quebramento do Supercontinente Rodínia?

S. H. S. Arcanjo¹, F. A. M. Abreu², C. A. V. Moura³

¹ Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, CG/UFPA, shs@ufpa.br

² Departamento de Geologia, CG/UFPA, famatos@ufpa.br

³ Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso), CG/UFPA, c_moura@ufpa.br

Introdução

O supercontinente Rodínia (Hoffman 1991) foi estruturado entre o Mesoproterozóico e o Neoproterozóico, como resultado de colagens orogênicas. Uma das principais reconstituições deste supercontinente, feita por Weil (1998) foi modificada por Brito Neves *et al.* (1999), que também apontou os períodos Toniano e Cambriano (~1000-900 Ma, 750 e 600 Ma) como aqueles onde se iniciaram os processos de fissão do mesmo. Deste processo resultaram diferentes segmentos litosféricos; crátons, terrenos, maciços, além de diferentes tipos de bacias, designados por Brito Neves *et al.* (1999) como “descendentes de Rodínia”. No Brasil, são encontrados exemplos da atuação deste evento na Amazônia (Bittencourt *et al.* 1999), na Província Borborema (Brito Neves *et al.* 1999) e no Cráton São Francisco (Machado & Noce 1993).

Neste trabalho são apresentados os resultados geocronológicos obtidos utilizando-se o método de evaporação de Pb em monocristais de zircão (Pb-Pb em zircão) de um gnaiss sienítico pertencente à Suíte Monte Santo; um corpo de rochas alcalinas, do final do Mesoproterozóico, que ocorre em meio aos metassedimentos do Grupo Estrondo, na porção sudoeste da Província Tocantins. Esse magmatismo alcalino tem sido interpretado como representante da tafrogênese no período Toniano, que resultou na fragmentação do Supercontinente Rodínia (Hoffman 1991) (Arcanjo & Moura 2000).

Geologia

A Província Estrutural do Tocantins (Almeida *et al.* 1977) limita-se a oeste com o Cráton Amazônico, à leste com o Cráton do São Francisco e está compartimentada, segundo diversos autores (Marini *et al.* 1981; Fuck 1994) em vários segmentos os quais apresentam diferentes histórias evolutivas. Entre eles se destacam o Maciço de Goiás e o Cinturão Araguaia (Figura 1). Este último está representado por um conjunto de rochas supracrustais que afloram ao longo de aproximadamente 1200 quilômetros na direção N-S, o qual foi estruturado durante o ciclo Brasileiro (Moura & Gaudette 1993a). O seu substrato compreende ortognaisses trondjemíticos e tonalíticos de idade arqueana (2,85 Ga – Complexo Colméia) e paleoproterozóica (1,85 Ga – Gnaiss Cantão) (Moura & Gaudette 1999), além de ortognaisses com idades transamazônicas (2,0

– 2,1 Ga – Complexo Rio dos Mangues e 1,85 Ga – Granito Serrote). Ocorrem adicionalmente duas suites alcalinas: Serra da Estrela e Monte Santo, entre as seqüências do embasamento e supracrustais do Supergrupo Baixo Araguaia (SGBA). Finalmente, no Brasileiro dois corpos granitóides se destacam, o Granito Santa Luzia (0,65 Ga, Moura & Gaudette 1992) e o Granito Matança (0,56 Ga, Gorayeb *et al.* 2000) .

A Suíte Monte Santo (Costa *et al.* 1983) é composta por gnaisses alcalinos, classificados por Iwanuchi (1991), como nefelinólitos, nefelina sienitos, sienitos com nefelina e álcali-sienitos, e afloram na Vila de Monte Santo, à noroeste de Paraíso do Tocantins (Figura 1). Arcanjo & Moura (2000) apresentaram o resultado geocronológico de 1.001 ± 86 Ma (Pb-Pb em zircão) de um gnaisse sienítico pertencente à Suíte Serra da Estrela. O erro elevado registrado foi interpretado pelos autores como sendo função da má qualidade dos cristais de zircão daquela rocha (metamíticos e com inclusões).

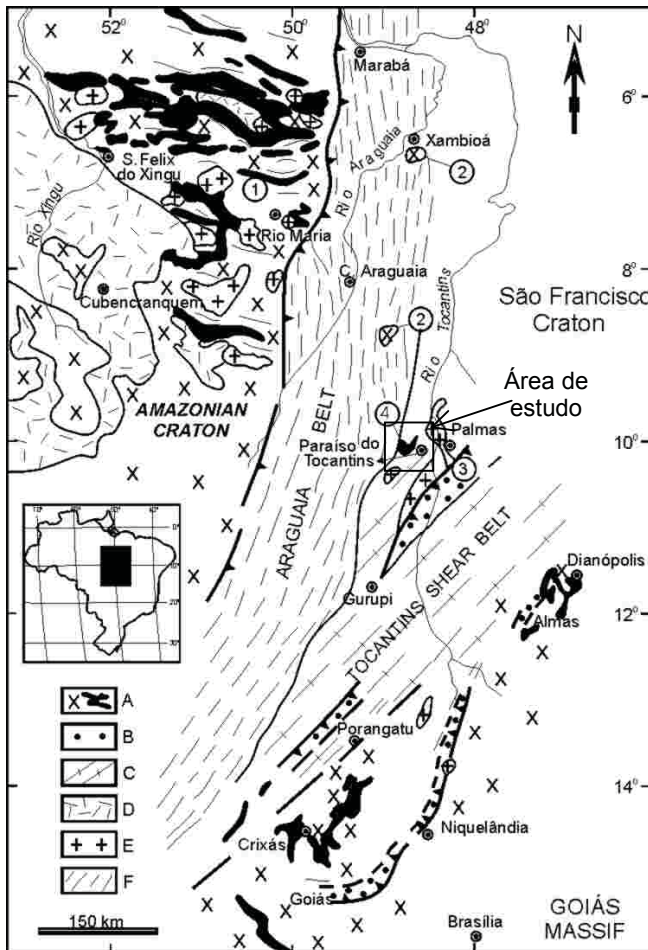


Figura 1- Mapa Geológico mostrando o Cinturão Araguaia com as províncias adjacentes. A- Terrenos Arqueanos: 1. Sudeste do Pará, 2.Complexo Colmeia; B-Cinturões Granulíticos; 3. Complexo Porto Nacional; C- Cinturão de Cisalhamento Tocantins; D- Cobertura plataforma vulcanossedimentar; E- Plutons Graníticos Paleoproterozóicos; F- Cinturões Neoproterozóicos: Natividade e Araguaia; 4- Suíte Monte Santo (modificado de Gorayeb *et al.* 2000).

Resultados

Selecionou-se para datação um gnaisse sienítico aflorante na Fazenda São Sebastião, às proximidades da Vila de Monte Santo. A rocha apresenta coloração rosa predominante e composição mineralógica formada por plagioclásio, microclina, quartzo, moscovita, biotita, opacos zircão e epidoto. O tamanho dos grãos é em torno de 2 mm. A textura milonítica é definida pela orientação de agregados K-feldspáticos, com níveis acinzentados de biotita e em menor quantidade cristais de plagioclásio. Estruturalmente apresenta orientação geral NW-SE, com atitude média da foliação milonítica de $26^{\circ}/40^{\circ}$ Az.

Os cristais de zircão foram separados para análise pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão (Kober 1987). A separação de zircão foi realizada a partir de concentrados de minerais pesados que foram obtidos pela

pulverização e bateamento das rochas e posterior peneiramento nas frações granulométricas em torno de 0,177 mm e fração 0⁰ magnética (M). O tratamento da amostra com análise espectrométrica foi realizado no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso), CG/UFPA, equipado com um espectrômetro de massa *Finnigan Mat 262*. Uma descrição detalhada do procedimento experimental do método, incluindo o tratamento estatístico dos resultados e a interpretação dos mesmos encontra-se em Gaudette *et al.* (1998). Os cristais de zircão do gnaiss sienítico são subédricos, curtos, subarredondados (cristal 2) a subangulosos (cristais 3 e 4), transparentes, com tonalidade castanho a amarelada e algo metamíticos.

A idade, calculada a partir de três, dos quatro grãos analisados foi de 1.022 ± 22 Ma, visualizada no diagrama da figura 2. A tabela 1 apresenta os resultados analíticos, com razões isotópicas e idades médias de cada zircão analisado.

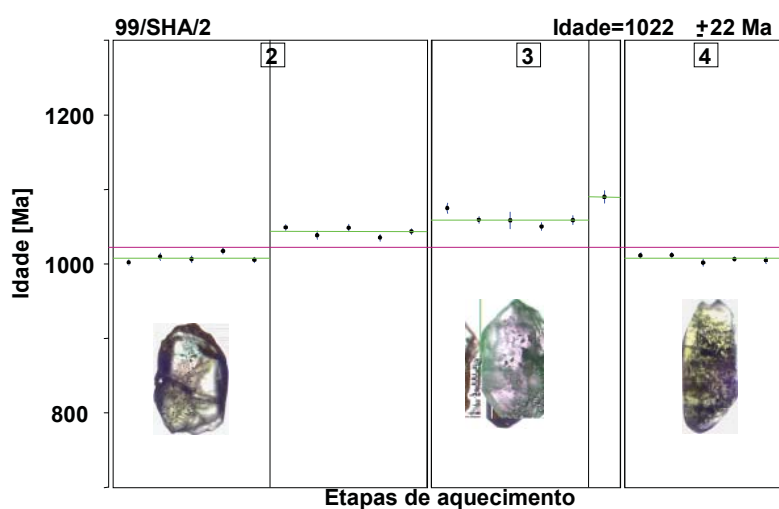


Figura 2: Diagrama representando a idade (ordenada) versus etapas de aquecimento (abcissa) para três cristais de zircão do gnaiss sienítico da Suíte Monte Santo.

- Blocos de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que participaram do cálculo estatístico da idade
- Blocos eliminados manualmente do cálculo devido a valores crescentes ou decrescentes da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
- ◆ Blocos eliminados do cálculo da idade por estarem afastados mais de 2σ em relação a idade média do zircão

Tabela 1: Resultados analíticos dos cristais de zircão do gnaiss sienítico da Suíte Monte Santo.

Zircão	Temp. (°C)	Razões	204Pb/206Pb	208Pb/206Pb	207Pb/206Pb	(207Pb/206Pb) _c	Idade
99/SHA2/2	1500	90/90	0.000072±3	0.16530±128	0.07381±15	0.07277±19	1.008±5
	1550	88/88	0.000028±5	0.15177±41	0.07448±16	0.07406±20	1.043±5
99/SHA2/3	1500	86/86	0.000060±11	0.40258±521	0.07544±20	0.07463±27	1.059±7
99/SHA2/4	1550	18/18	0.000000±0	0.38747±343	0.07579±64	0.07579±64	1.090±17
	1550	84/84	0.000029±7	0.25325±207	0.07320±17	0.07277±12	1.008±3
		366/570					1.022±22

Discussão e Conclusões

As rochas alcalinas da Suíte Monte Santo geradas no final do Mesoproterozóico são comparáveis àquelas da Suíte Serra da Estrela. Assinalam a ocorrência de eventos distensivos na área, provavelmente relacionados a geração da bacia, que acolheu as supracrustais do SGBA, a qual, durante seu processo evolutivo, alcançou o estágio de proto-rifte. A ocorrência dessas rochas, pela sua natureza, idades e sua vinculação com a formação da bacia mencionada, podem ser

consideradas os reflexos da fragmentação do Supercontinente Rodínia, na região central do Brasil. As idades de geração dessas rochas alcalinas mostram que os processos de “*emplacement*” aconteceram na fase precoce da fissão do supercontinente, durante o Toniano.

BIBLIOGRAFIA

- Abreu F.A.M. 1978. O Supergrupo Baixo Araguaia. In: Cong. Bras. Geol., 30., Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG. v.2; p. 539-545.
- Abreu F.A.M. 1990. Evolução Geotectônica do Pré-Cambriano da região meio norte do Brasil e sua correlação com a África Ocidental. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 440p. Tese (Doutorado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1990.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Neves, B.B.B.; Fuck R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: Simp. Geol. Nordeste, 8, Campina Grande, 1977, Atas... Campina Grande, SBG. P.363-391.
- Arcanjo S.H.S. & Moura C.A.V. 2000. Geocronologia das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia. Região de Paraíso do Tocantins (TO). Rev. Bras. Geoc., **30**(4).
- Brito Neves B.B., Campos Neto M.C., Fuck R.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: Na approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and Orogenic Collage. *Episodes*, **22**(3):155-165.
- Costa J. B. S., Gorayeb P. S. de S., Bermeguy R. L., Gama Jr. R., Kotschoubey B., Lemos R. L. 1983. Projeto Paraíso do Norte; relatório final. Belém, UFPA. Centro de Geociências. CVRD. 125p.
- Fuck R.A. 1994. A Faixa Brasília e a compatimentação tectônica da Província Tocantins. In: Simp. Geol. Centro-Oeste, 4., Brasília, 1994. *Anais...* Brasília. p. 184-187.
- Hoffman P.F. 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside out? *Science*, **252**:1405-1412.
- Iwanuchi W. 1991. Geologia dos complexos alcalinos proterozóicos do centro do Estado do Tocantins. São Paulo, Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências. 207p. Tese (Doutorado em Geologia) – Curso de Pós-Graduação em Geotectônica e Geoquímica, Instituto de Geociências, USP, 1991.
- Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Barros G.R. 2000. Pb-Pb zircon ages of de Porto Nacional high-grade metamorphic terrain, northern portion of the Goiás massif, central Brazil. Rev. Bras. Geoc., **30**(1):190-194.
- Machado N.& Noce C.M. 1993. A evolução do setor sul do Cráton do São Francisco entre 3.1 e 0.5 Ga baseada em geocronologia U-Pb. In: Simp. sobre o Cráton do São Francisco, 2, Salvador, *Anais...* Salvador, p.100-102.
- Marini O.J., Fuck R.A., Danni J.C.M., Dardenne M.A. 1981. A evolução geotectônica da Faixa Brasília e do seu embasamento. Simp. sobre o cráton do São Francisco e suas faixas marginais. *Anais...* p. 100-115.
- Moura C. A. V. & Gaudette H. 1992. Evidence of Brasiliano/Panafrican deformation in the Araguaia Belt: Implications for Gondwana evolution. In: Cong. Bras. Geol., 37., São Paulo, 1992. *Anais...* São Paulo, SBG. v.1; p. 316-317.
- Moura C. A. V. & Gaudette H. 1993a. Evidence of Brasiliano/Panafrican deformation in the Araguaia Belt: Implication for Gondwana evolution. In: Rev. Bras. Geoc., **23**(2), 117-123.
- Moura C. A. V. & Gaudette H. 1999. Zircon Ages of the Basement Orthogneisses of the Araguaia Belt, Brazil. In: A. K. Sinha (Editor), *Basement Tectonic 13*, Holanda, Kluwer Academic Publishers. p. 155-178.
- Weil A.B, Van Der Voo R., Mc Niocail C., Meert J.G. 1998. The Proterozoic Supercontinent Rodinia: Paleomagnetically derived reconstructions for 1100 to 800 Ma. *Earth and Plan. Sci. Letters*, 154:13-24.

Geologia e Geocronologia do Stock Granítico Geladinho, região de Parauapebas, Província Mineral de Carajás.

Jaime dos Passos de Oliveira Barbosa *, Carlos Eduardo de Mesquita Barros **, Moacir Buenano Macambira***, Armínio G. Vale****

*bolsista CAPES curso de pós-graduação em geologia e geoquímica –UFPA, jaimepassos@bol.com.br; ** dept. de geoquímica e petrologia - UFPA, cadu@ufpa.br; *** laboratório de geologia isotópica (Pará-Iso) do centro de geociências da UFPA, moamac@ufpa.br; **** Serviço Geológico do Brasil (CPRM/Belém).

Introdução

A porção norte da Província Mineral de Carajás (PMC, Fig.1) apresenta uma quantidade considerável de corpos granitóides de idade arqueana, como o Complexo Granítico Estrela (2763 Ma, Pb-Pb zircão) (Barros et al., 2001), os granitos Plaquê (2727 Ma, Pb-Pb rocha total) (Avelar 1996), Planalto (2743 Ma, Pb-Pb zircão) (Huhn *et al.* 1999), Serra do Rabo (2743 Ma, U-Pb zircão) (Sardinha et al. 2001e simpósio), Old Salobo (2567 Ma, U-Pb zircão) (Machado et al. 1991) e Itacaiúnas (2560 Ma, Pb-Pb zircão) (Souza et al. 1996).

Estes corpos graníticos arqueanos encontram-se em sua grande maioria foliados com orientação, principalmente de minerais máficos e neoblastos, na direção aproximada WNW-ESE, concordantes com feições estruturais e morfológicas presentes na região.

Neste trabalho são apresentados os dados petrográficos, estruturais e geoquímicos preliminares assim como uma idade (Pb-Pb, evaporação de zircão) do Stock Granítico Geladinho, o qual está localizado a noroeste do Município de Parauapebas, a oeste do rio homônimo e a sudoeste do Granito Cigano.

O Stock Granítico Geladinho

O Stock Granítico Geladinho apresenta forma alongada na direção E-W, a qual pode ser observada em imagens aeroradiométricas (contagem total, U e Th), pois seus valores são mais altos comparativamente aos valores das seqüências supracrustais que ocorrem ao seu redor (Barbosa 2001). As rochas granitóides têm cor cinza claro, granulação fina a média e uma foliação (E-W/subvertical) contínua, moderada e marcada pela orientação de minerais ferromagnesianos e dos cristais de plagioclásio, assim como pelo achatamento dos cristais de quartzo. Os feldspatos mostram *kink bands* e inicial recristalização das bordas (texturas tipo manto e núcleo). Estas características são comparáveis às foliações magmáticas formadas em material não completamente consolidado, e que evoluem para feições formadas, ainda em meio dúctil, mas em material totalmente cristalizado, de modo semelhante ao que ocorre em granitóides sintectônicos (Hutton 1988). São verificadas importantes feições de alteração hidrotermal ligadas ao fraturamento.

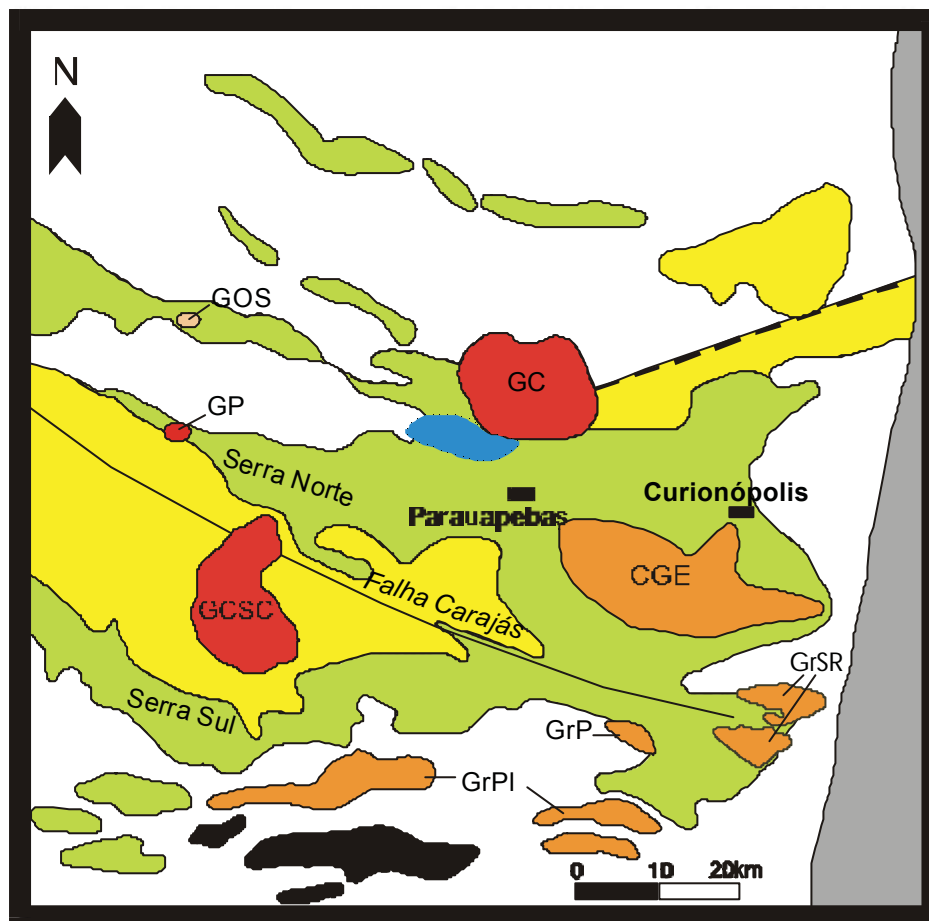


Fig. 1 – Mapa Geológico da porção norte da Província Mineral de Carajás (GOS – Granito Old Salobo; GC – Granito Cigano; GCSC – Granito Central da Serra dos Carajás; CGE – Complexo Granítico Estrela; GrSR Granitos Serra do Rabo; GrP – Granito Planalto; GrPI – Granito Plaquê; GP – Granito Pojuca). Modificado de Docegeo (1988), Araújo et al. (1988), Barros & Barbey (1998).

Análises modais revelam uma composição monzogranítica para as rochas do Stock Geladinho. As análises químicas de duas amostras mostram altos percentuais de sílica (72,1% e 70,3%), alumínio (14,4% e 14,6%) e álcalis ($\text{Na}_2\text{O} = 4,5\%$ e $4,2\%$, $\text{K}_2\text{O} = 3,7\%$ e $3,6\%$), teores moderados a altos de ferro (2,6% e 4,3%) e baixos teores de cálcio (1,2% e 2,0%), titânio (0,2% e 0,32%) e magnésio (0,34% e 0,6%). As rochas estudadas apresentam teores relativamente baixos de elementos terras raras e forte fracionamento de terras raras pesados. As anomalias negativas de Eu são muito discretas. Embora os valores de MgO sejam algo baixos, a assinatura geoquímica destas rochas é comparável àquela dos granitóides cálcio-alcálicos dos tipos CA1 e CA2 (cf. Sylvester 1994) e aos granitóides de arcos magmáticos e sin-colisionais de Pearce et al. (1984).

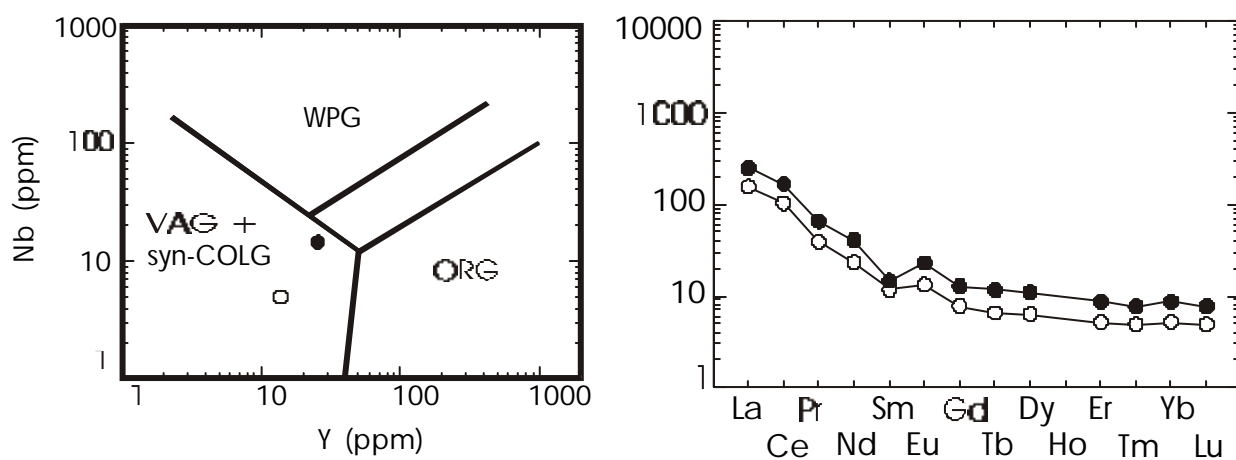


Fig. 2. a) Diagrama Y vs. Nb (Pearce et al. 1984) com dados do *Stock* Granítico Geladinho mostrando sua afinidade com granitos de arcos magmáticos e sin-colisionais. b) Diagrama de elementos terras raras do *Stock* Granítico Geladinho.

As análises geocronológicas do *Stock* Granítico Geladinho foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) da UFPA, pelo método Pb-Pb por evaporação de zircão. As leituras foram feitas pelo espectrômetro de massa FINNIGAN MAT 262. Foram selecionados cerca de 21 cristais, porém apenas três foram utilizados para o cálculo da idade em virtude da forte metamitização. O valor de 2688 ± 11 Ma foi interpretado como a idade mínima de cristalização.

Conclusões

O *Stock* Granítico Geladinho tem geometria e feições estruturais/microestruturais semelhantes àquelas de granitóides sintectônicos (cf. Castro 1997, Hutton 1988). Dados preliminares indicam a presença de monzogranitos de assinatura cálcio-alcálica, comparável àquela dos granitos arqueanos dos tipos CA1 e CA2 (cf. Sylvester 1994).

A datação Pb-Pb (evaporação de zircão) forneceu uma idade de 2688 ± 11 Ma é interpretada como um valor mínimo de cristalização dos cristais de zircão do *Stock* Granítico Geladinho, em

função do seu grau de metamictização dos grãos analisados. As características petrográficas e estruturais sugerem preliminarmente que o SGG seja mais facilmente comparável às rochas granitóides arqueanas da região (Estrela, Planalto, Plaqué, Serra do Rabo), as quais apresentam idades em de 2,76 Ga a 2,74 Ga. Um problema que merece ser investigado no futuro diz respeito à estabilidade do sistema Pb-Pb em cristais de zircão fortemente metamictizados.

Agradecimentos

Este trabalho foi realizado com recursos do PROINT (1998-2000) e CNPq (PNOFG, nº 40003899). O primeiro autor agradece à CAPES pela bolsa de mestrado.

Bibliografia

- Araújo, O.J.B.; Maia, R.G.N.; Jorge-João, X.S.; Costa, J.B.S. 1988. A Megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. In: Cong. Lat.-Amer. Geol., 7, Belém, 1988, 1, 324-338.
- Avelar V.G. 1996. *Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia oriental*. UFPA, Belém, Dissertação de Mestrado, 149 p.
- Barros C. E. M. & Barbey, P. 1998. A importância da granitogênese tardi-arqueana (2,5 Ga) na evolução tectono-metamórfica da Província Mineral de Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, **28(4)**:513-522.
- Barros, C. E. M.; Macambira, M.J.B.; Barbey, P. 2001 (neste simpósio). Idade do Complexo Granítico Estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Mineral de Carajás. Simp. Geol. Amaz, 7, Belém, SBG-NO, CD-ROM.
- Castro, A. 1987. On granitoid emplacement and related structures. A review. *Geologische Rundschau*, 6(1):101-124.
- DOCEGEO (Rio Doce Geologia e Mineração). 1988. Revisão litoestratigráfica da província mineral de Carajás. In: Cong. Bras. Geol., 35, Belém, 1988. Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e principais depósitos minerais. *Anexo aos anais...* Belém, CVRD/SBG. 11-59.
- Huhn, S. R. B.; Macambira, M.J.B.; Dall' Agnoll, R. 1999. Geologia e geocronologia do Granito Alcalino arqueano Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás-PA. In: Simp. Geol. Amaz., 6, Manaus, 1999, SBG/NO.
- Hutton D.H.W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inference from deformation studies. *Philosophical Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, **79**:245-255.
- Machado N., Lindenmayer, Z., Krogh T.H. & Lindenmayer, D. 1991. U-Pb geochronology of Archaean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Res.*, **49**:329-354.
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W.; Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25(4)**: 956-983.
- Sardinha, A.S., Barros, C.E.M., Krymsky, R. Macambira, M.J.B. 2001 (neste simpósio). Petrografia e Geocronologia U-Pb em zircão do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás, Pará. . Simp. Geol. Amaz, 7, Belém, SBG-NO, CD-ROM.
- Souza S.R.B., Macambira M.J.B. & Sheller T. 1996. Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do Rio Itacaiúnas (Serra dos Carajás, PA); implicações estratigráficas. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 5, Belém, 380-383.
- Sylvester, P.J. 1994. Archean granite plutons. In: Condie K. ed. *Archean Crustal Evolution - Developments in Precambrian Geology* 11. Amsterdam, Elsevier. P. 297-323.

Idade de zircão do Complexo Granítico Estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Metalogenética de Carajás

Carlos Eduardo de Mesquita Barros^{1,2} (cadu@ufpa.br)

Moacir José Buenano Macambira^{1,3} (moamac@ufpa.br)

Pierre Barbey⁴ (barbey@crpg.cnrs-nancy.fr)

1. Universidade Federal do Pará – Centro de Geociências.
2. Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides.
3. Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso).
4. Université Henri Poincaré, Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG-CNRS), Vandoeuvre-lès-Nancy, França.

Introdução

Muitos autores têm discutido as relações entre plutonismo, metamorfismo e deformação em terrenos arqueanos (Delor *et al.* 1991, Bloem *et al.* 1991, Bouhallier *et al.* 1993, Jelsma *et al.* 1993). Os granitos sintectônicos são marcadores de fases de deformação, daí a importância de sua caracterização e da obtenção de suas idades, integrando-se dados das petrologias ígnea e metamórfica, da geologia estrutural e da geocronologia. A importância dos granitos neo-arqueanos na evolução tectono-termal na Província Mineral de Carajás tem sido reconhecida por diversos autores (Lindenmayer *et al.* 1994, Winter 1994, Réquia *et al.* 1994, Barros & Barbey 1998, Huhn *et al.* 1999). Isto levou Barros & Barbey (2000) a propor a presença de um cinturão plutono-metamórfico marcado pela coalescência de auréolas tectono-metamórficas em séries metavulcano-sedimentares do Supergrupo Itacaiúnas ao redor de corpos granitóides sintectônicos.

Neste trabalho apresentamos a datação do Complexo Granítico Estrela (CGE) realizada pelo método Pb-Pb evaporação de zircão, no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) da UFPA.

Complexo Granítico Estrela

O CGE, situado a leste da Serra dos Carajás, é constituído de três plútons monzograníticos, alcalinos e metaluminosos (Barros 1997; Barros *et al.* 1997), semelhantes aos granitos do tipo-A (*cf.* Pearce *et al.* 1984; Whalen *et al.* 1987; Sylvester 1994). A natureza sintectônica do Complexo Granítico Estrela é evidenciada pela sua forma alongada, concordante com as estruturas regionais (*cf.* Castro 1987); a história de deformação progressiva em regime de temperatura decrescente (*cf.* Gapais 1989); o paralelismo de tramas magmáticas (estágio não completamente consolidado) e

xistosidade do estado sólido (*cf.* Hutton 1988); o paralelismo das foliações do granito e das rochas encaixantes, a presença de porfiroblastos sintectônicos em rochas encaixantes da auréola interna (*cf.* Paterson *et al.* 1991); e a coexistência de veios pegmatóides quartzo-feldspáticos cogenéticos, sendo os precoces mais deformados do que os mais tardios (*cf.* Gower 1993).

Os efeitos de metamorfismo de contato em rochas metavulcano-sedimentares provocados pelo Complexo Granítico Estrela comprovam que este é mais novo que as rochas supracrustais (Barros 1997). Cálculos geobarométricos indicam que o Complexo Granítico Estrela foi colocado a pressões próximas de 3 kbar, ou seja, em torno de 10 quilômetros de profundidade (Barros 1997).

Metodologia e Resultados analíticos

Os altos teores de Zr (505 ppm), a abundância modal de zircão (0,2 %) e a ausência de forte deformação motivaram a seleção de um hornblenda sienogranito (coordenadas 648929 E, 9315824 N) para a datação. Os cristais de zircão têm coloração castanha, formas prismáticas alongadas, moderado fraturamento, e por vezes zoneamento oscilatório moderado a forte. São comuns as feições de metamictização (opacidade e cor leitosa), as quais são ligadas a altos teores de urânio no zircão. Foram selecionados cristais relativamente menos afetados por estas transformações. As fases de evaporação obedeceram a metodologia de Kober (1987). As emissões dos diferentes isótopos de Pb foram analisadas no espectrômetro Finnigan Mat 262. Os resultados são apresentados com desvios a 2σ e as correções do Pb comum são feitas com base no modelo de evolução do Pb em estágio duplo (*cf.* Stacey & Kramers 1975), em que se emprega a razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Dos dez cristais selecionados, dois (cristais 4 e 6) não apresentaram Pb suficiente para as análises. Dos restantes, os resultados de seis (cristais 1, 3, 7, 10) foram eliminados do cálculo da idade média por apresentarem idade inferior a dos demais. Este comportamento certamente é produto da metamictização que afetou estes grãos, permitindo a perda de Pb radiogênico. Os cristais de zircão analisados mostraram, de preferência, resultados nas etapas das temperaturas de 1450°C e 1500°C. A idade média calculada para os zircões do Complexo Granítico Estrela é de **2763 ± 7 Ma (2σ)**, a qual é considerada como a idade de cristalização do zircão.

Tabela 2. Resultados analíticos de isótopos de Pb de zircão do Complexo Granítico Estrela.

Zircão	Temperatura de Evaporação °C	Nº de Razões	$^{204}\text{Pb}/^{296}\text{Pb}$ ±2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ±2σ	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$ ±2σ	Idade (Ma) ±2σ
CRN-8/2	1500	90	0.000000±0	0.19187±25	0.19187±25	2759±2
CRN-8/5	1500	80	0.000003±2	0.19171±33	0.19169±34	2757±3
CRN-8/8	1450	82	0.000000±0	0.19403±57	0.19403±57	2777±5
	1500	82	0.000002±1	0.19333±27	0.19332±27	2771±2
	1550	52	0.000000±0	0.19397±44	0.19397±44	2776±4
CRN-8/9	1450	52	0.000002±2	0.19138±49	0.19134±49	2754±4
	1500	90	0.000000±0	0.19101±35	0.19101±35	2751±3
		528				2763±7

Discussões e Conclusões

A idade de 2763 ± 7 Ma obtida em cristais de zircão do Complexo Granítico Estrela marca uma importante episódio de magmatismo granítico concomitante a esforços compressivos na Província Mineral de Carajás. Os esforços de expansão lateral (*ballooning*) do CGE, somados aos esforços regionais, permitiram a criação de auréolas tectono-termais dúcteis nas seqüências supracrustais encaixantes pertencentes ao Supergrupo Itacaiúnas de Docegeo (1988). O comportamento reológico das rochas vulcano-sedimentares inicialmente rúptil, foi modificado pelo aquecimento causado pelo maciço granítico. As formações ferríferas, atualmente ocorrendo como faixas verticalizadas de direção E-W, representam flancos de dobras anticlinais que se desenvolveram durante o encurtamento regional horizontal e o domeamento causado pelo CGE e seus cronocorrelatos.

A presença da Suíte Plaquê (2727 ± 29 Ma) (Macambira *et al.* 1996), do Granito Planalto (2747 ± 2 Ma) (Huhn *et al.* 1999), e do Granito Rancho Alegre (2743 Ma) (Sardinha *et al.* neste simpósio) se constituem em outros exemplos de granitóides pertencentes a este episódio magmático.

Agradecimentos

Este trabalho foi realizado com recursos do PROINT-UFPA (1998-2000) e do CNPq (PNOFG, nº 40003899). Agradecemos aos colegas Cléris R. Sachett, Cândido A. V. Moura e das estagiárias Vanderlucy P. de Melo e Elizety S. Leite pela imensa colaboração.

Referências

- Barros C.E.M. 1997. *Pétrologie et structure du Complexe Granitique Estrela (2.5 Ga) et de son encaissant métavolcano-sédimentaire (Province Métallifère de Carajás, Brésil)*. Université Henri Poincaré, Nancy, Tese de doutorado, 316p.
- Barros C.E.M. & Barbey P. 1998. A importância da granitogênese tardi-arqueana (2,5 Ga) na evolução tectono-metamórfica da Província Mineral de Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**:513-522.
- Barros C.E.M. & Barbey P. 2000. Carajás Mining Province: Shear Belt or Plutono-Metamorphic Belt? In. SBG, Inter. Geol. Congr., 31, Rio de Janeiro, *Abstracts volume (CD – ROM)*.
- Barros C.E.M., Dall'Agnol R., Barbey P. & Boullier A.M. 1997. Geochemistry of the Estrela Granite Complex, Carajás Region, Brazil: an example of an Archaean A-type granitoid. *Journal of South-American Earth Sciences*, **10**(3-4):321-330.
- Bloem E.J.M., Dalstra H.J., Ridley J.R. & Groves D.I. 1991. Granitoid emplacement during protracted tectonism in an Archaean granitoid-greenstone belt, Yilgarn Block, Western Australia. *Precambrian Research*, **85**:147-171.
- Bouhallier H., Choukroune P. & Ballèvre M. 1993. Diapirism, bulk homogeneous shortening and transcurrent shearing in the Archaean Dharwar craton: the Holenarsipur area, southern India. *Precambrian Research*, **69**:43-58.
- Castro A. 1987. On granitoid emplacement and related structures. A review. *Geologische Rundschau*, **6**(1):101-124.

- Delor C., Burg J.P. & Clarke G. 1991. Relations Diapirism-Métamorphisme dans la Province du Pilbara (Australia occidentale): implications pour les régimes thermiques à l'Archéen). *Comptes Rendues de l'Académie de Science de Paris*, t.312:257-263.
- DOCEGEO (RIO DOCE GEOLOGIA E MINERAÇÃO) 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: Cong. Bras. Geol., 35, Belém, 1988. Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e principais depósitos minerais. *Anexo aos anais...* Belém, CVRD/SBG. 11-59.
- Gapais D. 1989. Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indicators. *Geology*, 17:1144-1147.
- Gower C.F. 1993. Syntectonic minor intrusions or synemplacement deformation? *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30:1674-1675.
- Huhn S.B., Macambira M.J.B. & Dall'Agnol R. 1999. Geologia e Geocronologia Pb/Pb do Granito Alcalino Arqueano Planalto, Região da Serra do Rabo, Carajás – PA. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 6, Manaus, *Anais*, 1:463-466.
- Hutton D.H.W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inference from deformation studies. *Philosophical Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 79:245-255.
- Jelsma H.A., Van der Beek P.R. & Vinyu M.L. 1993. Tectonic evolution of the Bindura-Shamva greenstone belt (northern Zimbabwe): Progressive deformation around diapiric structures. *Journal of Structural Geology*, 15:163-176.
- Kober B. 1987. Single grain evaporation combined with Pb emitter bedding $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ investigations using thermal ion mass spectrometry and implications to zirconology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96:63-71.
- Lindenmayer Z.G., Fyfe W.S. & Bocalon V.L.S. 1994. Nota Preliminar sobre as Intrusões Granitóides do Depósito de Cobre do Salobo, Carajás. *Acta Geologica Leopoldensia*, 40(XVII):153-184.
- Macambira E.M.B., Jorge João X.S. & Souza E.C., 1996. Geologic and petrological aspects of the Plaquê Granite - Southeastern of Pará State. In: SBG, Symp. Archean Terranes South Amer. Platform, 1, Brasília, *Extended abstracts*, 73-75.
- Paterson S.R., Vernon R.H. & Fowler Jr. T.K. 1991. Aureole systematics. In: Ribbe, P.H. ed. *Contact Metamorphism*. Reviews in Mineralogy, 26:673-722.
- Pearce J.A., Harris N.B.W. & Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4):956-983.
- Réquia K.C.M., Xavier R.P., Figueiredo B. 1994. Evolução Paragenética, Textural e das Fases Fluidas no Depósito Polimetálico do Salobo, Província Mineral de Carajás. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 4, Belém, 368-371.
- Sylvester P.J. 1994. Archean granite plutons. In: Condie K. (Ed.) *Archean Crustal Evolution*. Elsevier - Developments in Precambrian Geology 11, Amsterdam, 297-323.
- Stacey J.S. & Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26:207-221.
- Whalen J.B., Currie K.L. & Chappell B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95:407-419.
- Winter C. 1994. *Geology and base-metal mineralization associated with Archaean iron-formation in the Pojuca Corpo Quatro Deposit, Carajás, Brazil*. University of Southampton, Tese de Doutorado.

Geoquímica das Rochas Sedimentares da Formação Águas Claras, Carajás, PA

Sérgio L. Cardoso, Fernando J. Althoff, Zara G. Lindenmayer

Programa de Pós-Graduação em Geologia – Universidade do Vale do Rio dos Sinos - UNISINOS
althoff@euler.unisinos.br / zara@euler.unisinos.br

Introdução

A Fm Águas Claras engloba rochas sedimentares siliciclásticas da região da Serra dos Carajás (Araújo *et al.* 1988, Nogueira *et al.* 1995), cuja deposição ocorreu no Arqueano (Dias *et al.* 1996, Trendall *et al.* 1998). Sua área-tipo é a região cortada pela estrada de acesso à Mina do Igarapé Bahia. A Fm Águas Claras tem cerca de 1.500 m de espessura e é composta por arenitos litorâneos a fluviais sobrepostos a pelitos, siltitos e arenitos, depositados em plataforma marinha (Nogueira *et al.* 1995). Os arenitos são formados essencialmente por quartzo, ilita e clorita fragmentos líticos, mica branca e minerais pesados (zircão, turmalina, rutilo) (Truckenbrodt *et al.* 1996). Os siltitos contêm principalmente mica branca, quartzo e opacos.

Rochas da Fm Águas Claras também têm sido assinaladas em outros locais na região de Carajás, afastados da área-tipo e dela separados por falhas associadas à Zona de Falhas Carajás (Holdsworth & Pinheiro 2000). Um destes locais é o Depósito do N8, onde ocorrem rochas com características de deposição predominantemente fluvial. O furo N8F3 atravessa uma espessa seqüência (>170m) contendo desde conglomerados com seixos de arenito (raros seixos de granitóides), na base, até arenitos finos com estratificações cruzadas, no topo.

Neste trabalho é apresentada a caracterização geoquímica de arenitos e siltitos que compõem a Formação Águas Claras.

Métodos / Amostras / Análises

A caracterização geoquímica é baseada em 22 análises (ACTLABS, Canadá) de elementos maiores (ICP) e traços (ICP/MS). As amostras analisadas foram coletadas em afloramentos na área-tipo (arenito e siltito), Pedreira do Areião (arenito), Mina de Manganês do Azul (arenito e siltito), Alvo Águas Claras (siltito), e em subsuperfície no Depósito do N8 (seixos de arenito, matriz do conglomerado e arenitos do topo da seqüência atravessada pelo furo N8F3). As análises foram reunidas em 4 grupos:

- A) arenitos da área-tipo, da Mina de Manganês do Azul e da Pedreira do Areião;
- B) arenitos finos e matriz arenítica do conglomerado do furo N8F3;
- C) seixos de arenito do furo N8F3;
- D) siltitos da área-tipo, da Mina de Manganês do Azul e do Alvo Águas Claras.

As análises médias destes grupos estão na Tabela 1, juntamente com as médias dos arenitos e siltitos cratônicos arqueanos (Condie 1993). Diagramas de ETR normalizados estão na Figura 1.

Discussão

Os arenitos das áreas comumente associadas à Fm Águas Claras (Grupo A) e os arenitos da seqüência atravessada pelo furo N8F3 (Grupo B) têm médias com valores muito próximos, mostrando que os dois grupos, apesar de representarem ambientes deposicionais distintos, podem ser correlacionados quanto à proveniência. Em relação aos elementos maiores, as médias dos Grupos A e B apresentam teores de K_2O e Al_2O_3 maiores e teores de MgO e Na_2O menores do que os da média dos arenitos cratônicos arqueanos (Condie 1993). Os arenitos que formam os seixos do conglomerado (Grupo C) têm uma composição particular. Eles têm teores de SiO_2 muito altos (95 %), baixos teores de Al_2O_3 e teores muito baixos dos demais óxidos. Os siltitos (Grupo D) têm uma média com teores de K_2O e Al_2O_3 maiores e de MgO e Na_2O menores do que os da média dos siltitos cratônicos arqueanos (Condie 1993), comportamento similar ao observado nos arenitos. A característica diferenciada dos seixos de arenito (Grupo C) em relação aos demais arenitos (Grupos A e B) também fica evidenciada pelos teores de elementos traços como Rb, Y, Zr, Th, V (menores) e Cr (maior).

As médias dos Grupos A e B (arenitos) e D (siltitos) fornecem padrões de ETR fracionados em ETRP e com anomalias negativas de Eu. O Grupo C (seixos de arenito) também tem padrões de ETR fracionados em ETRP, mas as anomalias de Eu são pouco expressivas e o ΣETR é muito baixo. Na média dos siltitos chamam a atenção os baixos teores de elementos como Cr, Co e Ni. A razão Cr/Zr (cromita e zircão), que reflete a contribuição de fontes komatiítico/granito, é de 0,9 para os siltitos.

Os dados sugerem que as rochas sedimentares da Formação Águas Claras são provenientes de uma área-fonte essencialmente granítica/tonalítica, onde a ocorrência de rochas básicas (*greenstones*) era restrita. Uma proveniência ligada a fontes graníticas também é sugerida pelos padrões de ETR verificados tanto nos arenitos quanto nos siltitos, semelhantes ao dos granitos e tonalitos arqueanos. Isto é reforçado pela ausência de alteração hidrotermal potássica nas rochas estudadas, ao contrário do que ocorre próximo dos depósitos de Cu-Au.

Os dados mostram também que a composição da área-fonte da Fm Águas Claras não pode ser considerada apenas em termos de rochas ígneas, sejam elas graníticas/tonalíticas ou komatiíticas/toleíticas. As características geoquímicas dos arenitos dos seixos de conglomerado, distintas das observadas nos demais arenitos, sugerem que os seixos não representam material retrabalhado da própria Fm Águas Claras. Estes arenitos relacionam-se a um ciclo sedimentar (erosão, transporte, deposição) anterior ao que resultou na deposição da Fm Águas Claras.

Tabela 1- Médias das análises químicas de rochas sedimentares da Fm Águas Claras.

	Arenitos Grupo A	Arenitos Grupo B	Seixos de arenito Grupo C	Arenitos cratônicos arqueanos ^o	Siltitos Grupo D	Siltitos cratônicos arqueanos ^o
	X=3	X=10	X=6		X=3	
% peso						
SiO ₂	89.13	86.50	94.85	91.53	61.94	60.95
TiO ₂	0.12	0.15	0.03	0.4	0.54	0.62
Al ₂ O ₃	5.75	6.12	2.22	4.28	18.92	17.5
FeOt	0.82	2.41	1.44	0.83	5.09	7.53
MgO	0.25	0.42	0.08	0.76	1.52	3.88
CaO	0.03	0.20	0.01	0.2	0.04	0.64
Na ₂ O	0.16	0.12	0.09	0.32	0.12	0.68
K ₂ O	1.53	1.96	0.77	0.96	4.01	3.07
P ₂ O ₅	0.03	0.06	0.05	0.02	0.04	0.1
ppm						
Rb	41	64	24	32	144	111
Sr	8	8	5	18	15	61
Ba	150.67	210.51	193.33	161	504.33	456
Y	7	14	3	5.8	16	28
Zr	144	130	63	87	136	151
Nb	1.9	3.4	0.8	4.1	9.5	11.3
Hf	3.7	3.42	1.6	2.7	4.03	4.5
Ta	0.23	0.4	0.09	0.31	0.96	0.84
Th	6.04	10.07	2.21	3.9	11.2	8.5
U	1.42	1.30	0.66	1.1	2.34	2.4
V	10	18	4	11	85	154
Cr	120	57	69	102	122	507
Co	2	3	1	6.6	4	31
Ni	5	11	32	23	40	221
Pb	2	3	3	19	6	13
Sc	3.33	2	0.17	1.6	14	21
La	18.67	14.06	4.52	11.3	30.07	31.97
Ce	33.9	24.73	7.34	21	60.9	43.1
Nd	12.57	9.7	3.17	9	27.7	24.23
Sm	2.2	1.7	0.55	1.35	4.85	4.35
Eu	0.45	0.34	0.13	0.34	1.12	0.96
Gd	1.66	1.38	0.47	1.04	4.55	3.84
Tb	0.21	0.22	0.07	0.14	0.71	0.56
Yb	0.57	0.78	0.23	0.52	2.43	1.54
Lu	0.09	0.12	0.04	0.09	0.39	0.24
Eu/Eu*	0.72	0.73	0.79	0.88	0.73	0.72
(La/Yb) _N	21.85	12	13.05	13.1	8.42	13.84

^o Condie (1993).

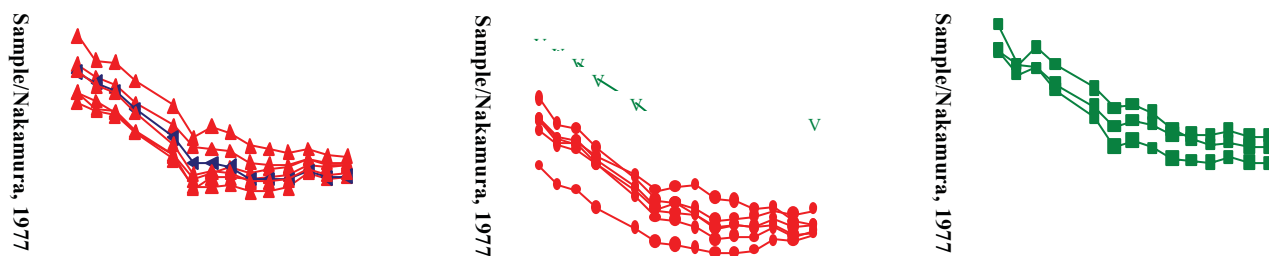


Figura 1 – Padrões de ETR de arenitos e siltitos das Fm Águas Claras. Triângulos: arenitos dos Grupos A e B. Círculos: seixos de arenito do Grupo C (V: seixo de granitóide). Quadrados: siltitos do Grupo D.

Agradecimentos

Os autores agradecem à DOCEGEO e CVRD o apoio nos trabalhos de campo e a permissão para coleta de amostras. Financiamento parcial para a pesquisa foi concedido a Z.G.L. pelo CNPq (processo 52.1295/95.5-GL).

Referências bibliográficas

- Araújo, O.J.B., Maia, R.G., João, X.S.J., Costa, J.B.S. 1988. A megaestruturação da folha Serra dos Carajás. In: Congresso Latino-Americano de Geologia, 7, Belém, *Anais*, 324.
- Condie, K.C. 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples shales. *Chemical Geology*, 104:1-37.
- Dias, G. S., Macambira, M. J. B., Dall’Agnol, R., Soares, A.D.V., Barros, C.E.M. 1996. Datação de zircões de sill de metagabro: comprovação de idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás - Pará. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, Belém, *Boletim de Resumos Expandidos*, 376-379.
- Holdsworth, R.E. & Pinheiro, R.V.L. 2000. The anatomy of shallow-crustal transpressional structures: insights from the Archaean Carajás fault zone, Amazon, Brazil. *Journal of Structural Geology*, 22:1105-1123.
- Nogueira, A.C.R., Truckenbrodt, W., Pinheiro, R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, pré-cambriano da Serra dos Carajás: Redescricao e redefinição litoestratigráfica. *Ciências da Terra*, 7: 177-197
- Trendall, A.F., Basei, M.A.S., Laeter, J.R., Nelson, D.R. 1998. SHRIMP zircon U-PB constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *Journal of South American Earth Sciences*. 11: 265-277.
- Truckenbrodt, W., Aanisne Jr, J., Nogueira, A.C.R. 1996. Contribuição à petrografia dos arenitos da Formação Águas Claras, Pré-Cambriano, Serra dos Carajás. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, Belém, *Boletim de Resumos Expandidos*, 217-219.

Geologia, geocronologia e petrogênese do albita-granito Madeira, Província Estanífera de Pitinga, estado do Amazonas

Hilton Tulio Costi^{1, 2} & Roberto Dall'Agnol^{1, 3}

- 1 - Grupo de Estudo Petrologia de Rochas Granitóides (GPPG)/Centro de Geociências - UFPA
2 - Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura/ Museu Paraense Emílio Goeldi - Belém
3 - Departamento de Geoquímica e Petrologia/ Centro de Geociências - UFPA - Belém
E-mail: tulio@museu-goeldi.br

A Província Estanífera Pitinga, que compreende a mina Pitinga, é a principal região produtora de estanho do craton Amazônico. Os depósitos de cassiterita e minerais associados nela ocorrentes são de idade Proterozóica, sendo geneticamente relacionados a dois plutons graníticos, denominados Madeira e Água Boa. Ambos os plutons são intrusivos em rochas vulcânicas ácidas (riolitos, riodacitos e quartzo-traquitos) do Grupo Iricoumé, que mostram idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1888 ± 3 Ma. Além dos dois corpos graníticos mineralizados, vários outros, estéreis em estanho, foram identificados na região. Dentre eles destaca-se o denominado Granito Europa, que é um pluton aproximadamente circular, de quimismo peralcalino e composto por feldspato alcalino-granitos portadores de anfibólios sódicos, com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1829 ± 1 Ma.

Por serem corpos razoavelmente delimitados cartograficamente, com idades conhecidas e relativamente bem caracterizados geoquimicamente, Costi *et al.* (2000) propõem a designação de Suite Madeira para o conjunto de plutons graníticos alcalinos ocorrentes na Província Estanífera Pitinga, desvinculando-os das conotações genéticas e cronológicas, ainda não claramente comprovadas na região, ligadas aos termos Mapuera e Abonari.

O Granito Água Boa é alongado na direção NE-SW e composto por quatro fácies (Dauod, 1988; Lenharo *et al.*, 1997; Lenharo, 1998). Evidências de campo indicam que a fácies mais antiga é um anfibólio-biotita-sienogranito, localmente com textura rapakivi, seguido sucessivamente por um biotita-sienogranito porfirítico de granulação fina, biotita-feldspato alcalino-granito de granulação média ou grossa e, finalmente, por um topázio-granito porfirítico. A mineralização primária de Sn no Granito Água Boa está associada a greisens (Dauod, 1988; Borges, 1997) e epi-sienitos sódicos (Costi *et al.*, 1997; Costi *et al.*, 2001). Todavia, apenas os depósitos aluviais de cassiterita foram explorados nesse pluton, até o momento.

O Granito Madeira é constituído por um conjunto de rochas graníticas alcalinas (Horbe *et al.*, 1991; Costi *et al.*, 1995; Costi, 2000), também divididas em quatro facies, cuja ordem de colocação obedece a relações de contato observadas no campo. A fácies mais precoce é um anfibólio-biotita-sienogranito porfirítico, metaluminoso, localmente com textura rapakivi, que mostra idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1824 ± 2 Ma. É seguido por um biotita-feldspato alcalino-granito equigranular, peraluminoso, com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1822 ± 1 Ma. As duas fácies mais tardias são

um feldspato alcalino-granito porfirítico hipersolvus, com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1818 ± 2 Ma, e um albita-granito subsolvus, intensamente mineralizado em Sn, Zr, Nb-(Ta), Y, Li e criolita (Na_3AlF_6).

As relações de campo indicam que essas duas últimas unidades interagiram e foram colocadas simultaneamente, admitindo-se, com base nisso, que o albita-granito tenha uma idade muito próxima à do granito hipersolvus, uma vez que seus zircões não puderam ser datados devido ao seu caráter fortemente metamórfico.

O albita-granito, por sua vez, é composto por duas fácies. A fácies predominante é um granito de cor acinzentada, geoquimicamente peralcalino, denominado albita-granito de núcleo. É composto essencialmente por albita, quartzo, feldspato potássico e, subordinadamente, por criolita, zircão, polilitionita, riebeckita, pirocloro, mica tetraferífera litinífera, cassiterita e magnetita, além de uma extensa assembléia de minerais acessórios. As proporções modais e normativas das fases essenciais são aproximadamente equivalentes na maior parte das amostras estudadas, sugerindo uma cristalização eutética ou cotética para o albita-granito de núcleo. A origem magmática também é indicada por texturas de fluxo, pela existência de bolsões e níveis pegmatóides compostos por feldspato potássico, criolita ou micas, por texturas microscópicas do tipo *snowball* e pela sua expressiva homogeneidade geoquímica.

O albita-granito de núcleo transiciona para uma rocha avermelhada, geoquimicamente peraluminosa, definida como albita-granito de borda, em função de sua disposição ao longo dos contatos do albita-granito com as rochas encaixantes. O albita-granito de borda é formado essencialmente por albita, quartzo e feldspato potássico, com fluorita, zircão, clorita, cassiterita, hematita, columbita e outros minerais subordinados. As proporções modais e normativas das fases essenciais mostram uma ampla dispersão dos seus valores, com crescimento, em relação ao albita-granito de núcleo, no conteúdo de quartzo e redução no de albita. O albita-granito de borda é interpretado como originado por autometassomatismo do albita-granito de núcleo, que teve a sua mineralogia peralcalina modificada por ação hidrotermal. Essa interpretação é apoiada, além das relações de campo, por evidências texturais indicativas de dissolução de fases primárias, principalmente quartzo e albita, formando cavidades preenchidas por fases tardias, principalmente quartzo. Além da dissolução das fases primárias observa-se também a desestabilização de micas, pirocloro e criolita, substituídos, respectivamente, por cloritas, columbita e fluorita.

As análises por microsonda eletrônica indicam que os feldspatos do albita-granito de núcleo são estequiometricamente puros. Os feldspatos potássicos (Or ~98%) em geral não são peritéticos e apresentam teores muito elevados de Rb_2O (~2%) e Fe_2O_3 (~0,6%), enquanto as albitas (Ab ~99%) mostram teores anormalmente altos de Fe_2O_3 (~1%) e relativamente baixos Al_2O_3 . Essas características composicionais indicam: (1) baixas temperaturas de cristalização para o albita-granito de núcleo, sendo razoável admitir temperaturas inferiores a 500°C ; (2) a deficiência em Al_2O_3 do líquido a partir do qual o albita-granito de núcleo cristalizou. As micas do albita-granito

de núcleo apresentam razões K/Rb extremamente baixas e altos teores de Fe, Zn e Li. São reconhecidos dois grupos de micas. As mais abundantes são micas da família da polilitionita, que pelos seus altos teores em Rb e Zn são definidas como Zn-Rb-polilitionitas. O segundo grupo é definido por micas com altos Fe, Zn, F, Rb e Li, caracterizadas por apresentarem o Fe como componente tetraédrico em função dos seus baixíssimos teores de Al_2O_3 . Por não apresentarem análogos na literatura, são definidas provisoriamente como micas tetraferíferas litiníferas (MTL). A ocorrência e as composições químicas mostradas por estes dois grupos de micas, bem como as composições dos feldspatos, indicam que a evolução do albita-granito de núcleo foi controlada por processos similares aos observados em sistemas pegmatíticos. Os elevados teores de Fe_2O_3 dos feldspatos e altas razões Fe_2O_3/FeO nas MTLs, além da presença de magnetita e cassiterita, indicam que o albita-granito cristalizou sob condições de fO^{2-} elevadas ($\sim NNO$ ou maior).

O albita-granito de núcleo apresenta teores muito elevados de F e altos de Na_2O , Fe_2O_3 , FeO , Sn, Nb, Zr, U, Th, Zn, ETR, Li e Rb, além de teores muito baixos ou nulos de CaO , MgO , TiO_2 , P_2O_5 , Ba e Sr, resultando em valores extremos para as razões K/Rb e Rb/Sr, refletindo o grau de fracionamento muito avançado do líquido a partir do qual o albita-granito cristalizou. Os ETR também mostram um acentuado fracionamento, com baixas razões La_N/Yb_N e Y/Ho, e padrões de distribuição em “*tetrads*” do tipo M, indicando que os mecanismos de fracionamento e distribuição dos elementos-traço do albita-granito de núcleo foram controlados por processos similares aos ocorrentes em sistemas predominantemente aquosos e, adicionalmente, que a evolução e cristalização do ABGn ocorreu em um sistema que permitiu um razoável grau de mobilidade dos ETR e, portanto, também dos demais elementos-traço.

Os isótopos de Nd indicam protólitos paleoproterozóicos crustais para as fácies precoces do granito Madeira, as quais apresentam valores de ϵ_{Nd} ligeiramente negativos. As amostras do albita-granito de núcleo e uma amostra do granito hipersolvus afastam-se do agrupamento formado pelas amostras das fácies precoces, apresentando valores positivos de ϵ_{Nd} . Por sua vez, as amostras do albita-granito de borda e uma segunda amostra do granito hipersolvus desviam-se no sentido de valores de ϵ_{Nd} extremamente negativos. Estes dados podem ser interpretados como: (1) indicando que o albita-granito e o granito hipersolvus têm fontes distintas daquelas das fácies precedentes; (2) que o sistema isotópico Sm-Nd do albita-granito e do granito hipersolvus foi extensamente perturbado.

O modelo petrogenético adotado, baseado em experimentos realizados no sistema albita-granito — H_2O — HF a 1 Kbar (Xiong et al., 1999), sugere que o albita-granito foi originado a partir de líquidos residuais derivados de magmas inicialmente ricos em F e empobrecidos em MgO , TiO_2 e principalmente CaO . A extrema concentração de F nos líquidos finais provoca o rebaixamento da viscosidade, densidade e o solidus do sistema, propiciando também a extrema diferenciação desses líquidos, que passam a ter sua evolução controlada por processos similares aos

ocorrentes em sistemas pegmatíticos. O concomitante aumento do teor de H₂O com o avanço da cristalização provoca a formação de fluídos aquosos, que ao serem liberados por alívio de pressão, formariam níveis pegmatíticos no interior do albita-granito. Por sua vez, a fase residual, rica em F, originaria os bolsões e veios de criolita maciça que são associados a eles.

Referências Bibliográficas

- BORGES, R. M. K. 1997 *Petrografia e química mineral dos greisens associados ao Granito Água Boa - mina Pitinga (AM): um estudo dos processos de formação de greisens*. Belém. (Dissertação de Mestrado. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 190 p.)
- COSTI, H.T. 2000. *Petrologia de Granitos Alcalinos com Alto Flúor Mineralizados em Metais Raros: o Exemplo do Albita-granito da Mina Pitinga, Amazonas, Brasil*. (Tese de Doutorado. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 375 p).
- COSTI, H. T., BORGES, R. M. K. & DALL'AGNOL, R. 1997. Primary mineralization of the Pitinga tin province, Amazonian Craton, North Brazil. *Second International Symposium on Granites and Associated Mineralizations*, p. 44-45.
- COSTI, H. T., DALL'AGNOL, R., TEIXEIRA, J. T. & POPINI, M. V. 1995. The albite granite of Pitinga mine: petrography, geochemistry and mineralization. *SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS*. 20-21.
- COSTI, H. T., DALL'AGNOL, R. & MOURA, C. A. V. 2000. Geology and Pb-Pb geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of the Pitinga Province, Amazonian craton, northern Brazil. *International Geology Review* 42:832-849.
- COSTI, H.T., DALLAGNOL, R.; BORGES, R.M.K.; MINUZZI, O.R.R. & TEIXEIRA, J.T. 2001 - Tin-bearing Sodic Episyenites Associated with the Proterozoic, A-type Água Boa Granite, Pitinga Mine, Amazonian Craton, Brazil. *Gondwana Research*, in press.
- DAOUD, W.K. 1988. *Granitos estaníferos de Pitinga, Amazonas: contexto geológico e depósitos minerais associados*. (Dissertação de mestrado. Departamento de Geologia, UNB. 194 p.)
- HORBE, M.A.; HORBE, A.C.; COSTI, H.T. & TEIXEIRA, J.T. 1991. Geochemical characteristics of cryolite-tin bearing granites from the Pitinga mine, northwestern Brazil: a review. *Journal of Geochemical Exploration*, 40: 227-249.
- LENHARO, S. L. 1998. *Evolução magmática e modelo metalogenético de granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil*. (Tese de Doutorado. Escola Politécnica da Universidade de São Paulo. 290p.)
- LENHARO, S.L.R.; POLLARD, P.J.; BORN, H. & COSTI, H.T. 1997. Topaz-bearing porphyritic phases within the Água Boa Granite, Pitinga tin mine, Amazonas, north Brazil. In: SECOND INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, Salvador, Extended Abstracts, SGM, p. 60-61.
- XIONG, X. L., ZHAO, Z. H., ZHU, J. C. & RAO, B. 1999. Phase relations in albite granite-H₂O-HF system and their petrogenetic applications. *Geochemical Journal* 33, 199-214.

Petrografia e Geoquímica dos Granitóides dos Depósitos Gameleira e Pojuca, Serra dos Carajás, PA

Fabrizio Mário Ely^{1,2}, Fernando Jacques Althoff¹, Zara Gerhardt Lindenmayer¹

¹Universidade do Vale do Rio dos Sinos – Geologia / ²Docegeo – Rio Doce Geologia e Mineração S.A.
fmario@cvrld.com.br, althoff@euler.unisinos.br, zara@euler.unisinos.br

Introdução

Em alguns depósitos minerais na região de Carajás é verificada a presença de granitóides. Estudos em testemunhos de sondagens assinalam a existência de dois granitóides não aflorantes no depósito de óxido de Fe Cu-Au do Gameleira (Lindenmayer *et al.* 2001). Um deles tem idade de 1,53 Ga (U/Pb em zircões, SHRIMP, Pimentel *et al.*, neste Simpósio); o outro, ainda não datado, tem sido relacionado ao magmatismo anorogênico proterozóico responsável por vários granitos conhecidos na região (Lindenmayer *et al.*, neste Simpósio). Junto ao depósito de Cu-Zn do Pojuca, localizado a aproximadamente 5 km a NW do depósito Gameleira, aflora o Granito Pojuca (1.874 ± 2 Ma, U/Pb em zircões, Machado *et al.*, 1991). Este trabalho traz a caracterização petrográfica e geoquímica destes granitóides.

Petrografia

O Granito Pojuca caracteriza-se pela cor branca a rosa clara, granulação média, estrutura isotrópica e textura equigranular hipidiomórfica com porções glomeroporfiríticas. A composição modal média (n = 3), com K-feldspato (44,27 %), quartzo (29,2 %), plagioclásio (22,77 %), turmalina (1,67 %), biotita (1,27 %), muscovita (0,83 %), clorita, fases opacas, fluorita roxa, uraninita e zircão (traços), indica que o Granito Pojuca é um monzo a sienogranito (fig.1).

O granitóide não datado do Gameleira tem as mesmas características macroscópicas observadas nos granitos anorogênicos proterozóicos. Tem cor rosa clara, granulação média a grossa, e estrutura isotrópica. Sua textura é inequigranular hipidiomórfica. A composição modal média (n = 3), com K-feldspato (60 %), quartzo (17,3 %), plagioclásio (16,2 %), fluorita (2,9 %), muscovita (1,8 %), carbonato (1,5 %) e turmalina (0,3 %), é a de um quartzo-sienito. Entretanto, as análises modais indicam variações composicionais que vão de alcali-feldspato granito a sienito (fig. 1).

O granitóide do Gameleira com 1,53 Ga tem cor rosa clara e a sua granulação é fina a média. Apresenta estrutura isotrópica e textura inequi a equigranular hipidiomórfica. Sua composição modal (n = 2), com K-feldspato (59,7 %), quartzo (25,2 %), plagioclásio (10,5 %), muscovita (2,6 %), fluorita (2 %), carbonato, turmalina e calcopirita (traços) é a de um sienogranito (fig. 1).

Geoquímica

Análises químicas médias para o Granito Pojuca, o quartzo-sienito e o sienogranito do Gameleira são apresentadas na Tabela 1. O Granito Pojuca e o sienogranito do Gameleira têm teores semelhantes de SiO_2 (~74,5 %), TiO_2 , MgO , CaO e P_2O_5 , mas apresentam uma diferença muito grande nas razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (Pojuca = 0,9; sienogr. Gam = 6,5). O teor de SiO_2 do quartzo-sienito do Gameleira é menor (68,5%), originando dois grupos bem definidos em diagramas de Harker (fig. 2). O quartzo-sienito tem razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 2,6$. O seu elevado teor de CaO (5,36 %) é relacionado à presença de veios com albita e à ocorrência de vênulas com carbonato, fluorita e turmalina. De acordo com o índice de Shand os três granitóides têm características metaluminosas.

O Granito Pojuca tem baixos teores de Sr (9 ppm) e Ba (132 ppm), enquanto que o quartzo-sienito do Gameleira tem teores bem mais elevados (Sr = 50, Ba = 988 ppm). O sienogranito do Gameleira apresenta baixo teor em Sr (19 ppm) e muito alto em Ba (1042 ppm). Os três granitóides plotam no campo intraplaca em diagramas de Pearce *et al.* (1984), sendo que as amostras referentes ao sienogranito do Gameleira situam-se no limite intraplaca / sin-colisional.

O Granito Pojuca tem padrões de ETR horizontalizados, com valores de ETRL semelhantes aos de ETRP ($\text{La}_n/\text{Yb}_n = 1,42$) e anomalia negativa de Eu bem pronunciada (fig. 3). O quartzo-sienito do Gameleira também apresenta anomalia negativa de Eu bem pronunciada mas, diferente do Granito Pojuca, tem um enriquecimento dos ETRP em relação aos ETRL ($\text{La}_n/\text{Yb}_n = 0,2$). Enriquecimento dos ETRP em relação aos ETRL também é observado no sienogranito do Gameleira ($\text{La}_n/\text{Yb}_n = 0,2$). Porém, o sienogranito do Gameleira tem duas características particulares, anomalia negativa de Eu praticamente ausente e ΣETR (40 ppm) muito baixo em comparação ao quartzo-sienito do Gameleira ($\Sigma\text{ETR} = 169$ ppm) ou ao Granito Pojuca ($\Sigma\text{ETR} = 126$ ppm).

Conclusões

As diferenças geoquímicas, tanto a nível de elementos maiores quanto de elementos traço, observadas entre o Granito Pojuca e o quartzo-sienito do Gameleira, não indicam uma correlação genética entre eles. O Granito Pojuca tem as características comuns à maioria dos típicos granitos anorogênicos proterozóicos que ocorrem na região de Carajás. Por outro lado, o quartzo-sienito do Gameleira tem composição que não é comum aos granitos anorogênicos proterozóicos da região e padrões de ETR que sugerem uma diferenciação magmática mais avançada que a do Granito Pojuca. A presença de turmalina e fluorita (Fl, Cl e B) no quartzo-sienito do Gameleira sugere que ele propiciou uma expressiva circulação de fluidos.

O sienogranito do Gameleira apresenta semelhanças geocronológicas, petrográficas e geoquímicas com granitos não-férteis da Supersuite Cloncurry, do Distrito de Cloncurry, na Austrália (Pollard *et al.*, 1998).

Agradecimentos

Agradecemos aos geólogos Carlos Alberto Monte Lopes, pelo apoio na realização deste trabalho, e Antônio Benvindo S. Santos, pelas discussões esclarecedoras e assistência no campo.

Referências Bibliográficas

- Lindenmayer, Z. G., Ronchi, L. H., Pimentel, M. M., Althoff, F. J., Fleck, A., Araújo, J. C., Laux, J. H., Baecker, C. A., Carvalho, D. B. 2001. Caracterização dos Distritos Auríferos Brasileiros. Subprojeto Gameleira. *Relatório Interno*. UNISINOS/PADCT/FINEP/ADIMB. 146 p.
- Machado, N., Lindenmayer, Z., Krogh, T.E., Lindenmayer, D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**:1-26.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G. 1984 Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*. **25**:956-983
- Pollard, P. J., Mark, G., Mitchell, L. C. 1998. Geochemistry of post-1540 Ma granites in the Cloncurry District, Northwest Queensland. *Economic Geology*, **93**:1330-1344.

Tabela 1 - Análises químicas médias.

	Pojuca		Gameleira	
	granito n=3	qz-sien. n=4	sienogr. n=3	
SiO ₂ (% peso)	74.47	68.46	74.86	
TiO ₂	0.02	0.002	0.002	
Al ₂ O ₃	13.73	13.68	13.26	
Fe ₂ O _{3t}	0.71	0.1	0.19	
FeO	0.5	0.44	0.31	
MnO	0.01	0.024	0.005	
MgO	0.01	1.21	0.01	
CaO	0.94	5.36	0.84	
Na ₂ O	4.97	2.58	1.43	
K ₂ O	4.51	6.80	9.25	
P ₂ O ₅	0.02	0.03	0.02	
P.F.	<u>0.62</u>	<u>1.15</u>	<u>0.4</u>	
Total	100.13	99.84	100.20	
Ba (ppm)	132	988	1042	
Rb	420	389	389	
Sr	9	50	19	
Y	251	260	60	
Zr	44	42	82	
Nb	29	42	20.3	
Th	36	7.04	23.5	
Pb	21	6	0	
Ga	26	27	20	
Ni	-	0	0	
V	-	0	0	
Cr	-	12	22	
Hf	-	7.3	8	
Sc	-	0	0	
Ta	-	28.5	8	
Co	-	0	0	
U	26	9.26	25.9	
La (ppm)	18.18	8.41	2.4	
Ce	36.84	17.28	3.46	
Pr	-	2.46	0.39	
Nd	18.69	12.54	1.82	
Sm	7.63	7.21	1.19	
Eu	0.44	1.05	0.511	
Gd	9.22	14.2	2.83	
Tb	-	3.93	0.88	
Dy	13.67	29.9	7.21	
Ho	2.84	7.34	1.88	
Er	8.42	25.43	6.78	
Tm	-	4.37	1.18	
Yb	9.18	30.83	8.26	
Lu	1.36	4.68	1.29	
(La/Yb) _n	1.42	0.20	0.21	
ΣETR	126.46	169.61	40.071	

Símbolos para as Figuras 1, 2 e 3.

- ▼ Granito Pojuca (1,87 Ga)
- ▽ Média Granito Pojuca
- Quartzo-sienito do Gameleira
- Média quartzo-sienito do Gameleira
- Sienogranito do Gameleira
- Média sienogranito do Gameleira

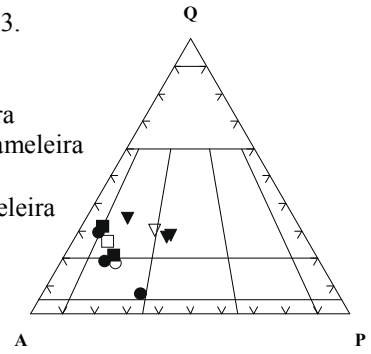


Figura 1 – Diagrama modal Q-A-P

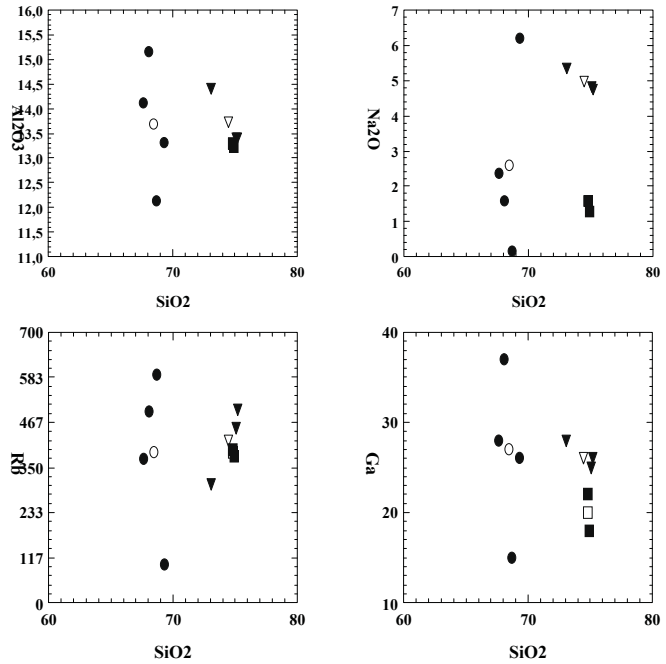


Figura 2 – Diagramas de Harker.

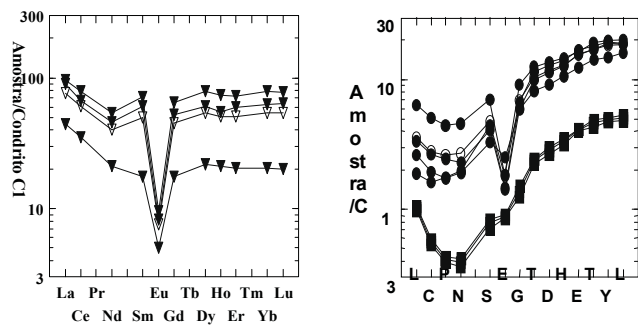


Figura 3 - Espectros de ETR.

Geologia das Mineralizações de Ouro da Área do Príncipe – TO

Heitor Flávio Grazziotin*; Basile Kotschoubey **

*Curso de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica - UFPA; hfgrazz@ufpa.br

**Centro de Geociências – Departamento de Geologia - UFPA; basile@ufpa.br

Introdução - A área do Príncipe situa-se na porção central-sudeste do Estado do Tocantins, 40 km a sudeste da cidade de Natividade (Fig.1). Foram definidas quatro unidades litoestratigráficas: o embasamento, vestígios de uma seqüência metavulcanossedimentar, cobertura metassedimentar e um corpo granítico intrusivo.

Geologia - O embasamento aflora sobretudo nas porções central, nordeste, oeste e sul-sudoeste da área. São rochas de composição tonalítica, textura isotrópica a orientada, granulação média a grossa, compostas por quartzo, plagioclásio, pouco k-feldspato, muscovita e biotita. Estas rochas foram afetadas por alteração hidrotermal de intensidade variável, destacando-se epidotização, sericitização, sulfetação e silicificação. Acredita-se que o embasamento tonalítico corresponda ao Complexo Manuel Alves de Costa (1985).

A seqüência metavulcanossedimentar apresenta-se sob a forma de faixas alongadas de direção aproximada NS a oeste do Príncipe, e em área menos expressiva a 5 km para sudeste daquela localidade. Exibe metamorfismo de fácies anfíbolito médio e possui semelhanças com a vizinha Seqüência Água Suja (Silva, 1987). Consiste de anfíbolitos em parte bandados, formações ferríferas (BIF), de fácies oxidada e silicática, contendo quartzo, hematita, \pm anfíbólio, provavelmente cumingtonita, gonditos (quartzo e granada espessartita), com bandamento marcante e delgados níveis de turmalinito.

A cobertura metassedimentar possivelmente correlacionável ao Grupo Natividade (Costa, 1976), é essencialmente metapsamítica, composta de quartzitos sericíticos, cianita-quartzitos e cianititos. Forma uma faixa contínua, submeridiana, distante 4 km a oeste do Príncipe, sustentando morros alinhados numa extensão de cerca de 8 km. Um corpo granítico intrusivo de dimensões quilométricas aflora a sul-sudeste do Príncipe, possui granulação fina a grossa, cortado por veios e bolsões pegmatóides e aplíticos. O granito contém quartzo, microclina, plagioclásio (oligoclásio sódico), e biotita.

Mineralizações de Ouro - Na área do Príncipe a mineralização aurífera está condicionada a veios de quartzo encaixados nas rochas tonalíticas do Complexo Manuel Alves. Estes veios são atualmente objeto de lavra subterrânea em vários garimpos situados nos arredores da sede do Príncipe: garimpos do Chico Ceará, Valdo, Zequinha; e na porção nordeste da área: garimpos da Foice, Fofoca e do Élton. Em toda a região encontram-se extensas escavações da época do Brasil-

Colônia. Os veios mineralizados (filões), se alojam em zonas de cisalhamento segundo os *trends* estruturais regionais de N15W e NS -N10E; em terceiro N30E. Na maioria dos garimpos a orientação preferencial dos veios explotados é a de N15W seguida pela de NS-N10E, e por último N30E. A espessura média dos veios observada nos *shafts* e galerias é de 20 cm, atingindo máximos de 50-80 cm, e a das frentes de lavra (encaixante + veio), em torno de 1.5 m, não ultrapassando 2 m. As profundidades maiores nos *shafts* chegam a 50-80 m. Os mergulhos dos veios variam entre 50-70° para os níveis mais superiores, em profundidade as inclinações tendem para vertical/subvertical. Segundo cálculos a partir de informações obtidas nos principais garimpos, o teor médio recuperado por concentração gravimétrica é de 16 ppm. Quanto ao diâmetro das partículas o ouro é predominantemente fino, típico dos depósitos primários filoneanos, cuja maioria situa-se abaixo da faixa granulométrica de 150 *mesh*, (diâmetro e peso médio de 0.1mm - 0.03mg). Vez por outra pode-se distinguir ouro visível.

Os veios são de quartzo maciço, leitoso e as vezes hialino, em forma de lentes tabulares e *boudins* concordantes com a foliação milonítica imposta pelo cisalhamento, o que faz com que localmente apresentem textura sacaroidal além de milonitização. As rochas tonalíticas encaixantes possuem textura milonítica acentuada no contato com os veios, cujo efeito diminui para as laterais a partir da zona mineralizada. No contato veio/encaixante desenvolve-se uma zona de silicificação e de alteração hidrotermal, comprovada pela presença de epidoto, clinozoisita, zoisita, muscovita, carbonatos e titanita. Nesta zona ocorrem sulfetos nas encaixantes, predominando a pirita na forma original e calcopirita subordinada. Em alguns pontos verificam-se estruturas de preenchimento como *box-work* de sulfetos e *gossan* (chapéu-de-ferro). Quimicamente os milonitos do contato com os veios são enriquecidos em Au, Cu e Zn quando comparados com os tonalitos isotrópicos.

Conclusões e Interpretações - A mineralização aurífera do Príncipe está condicionada a veios de quartzo de zonas de cisalhamento, encravados em tonalitos do embasamento.

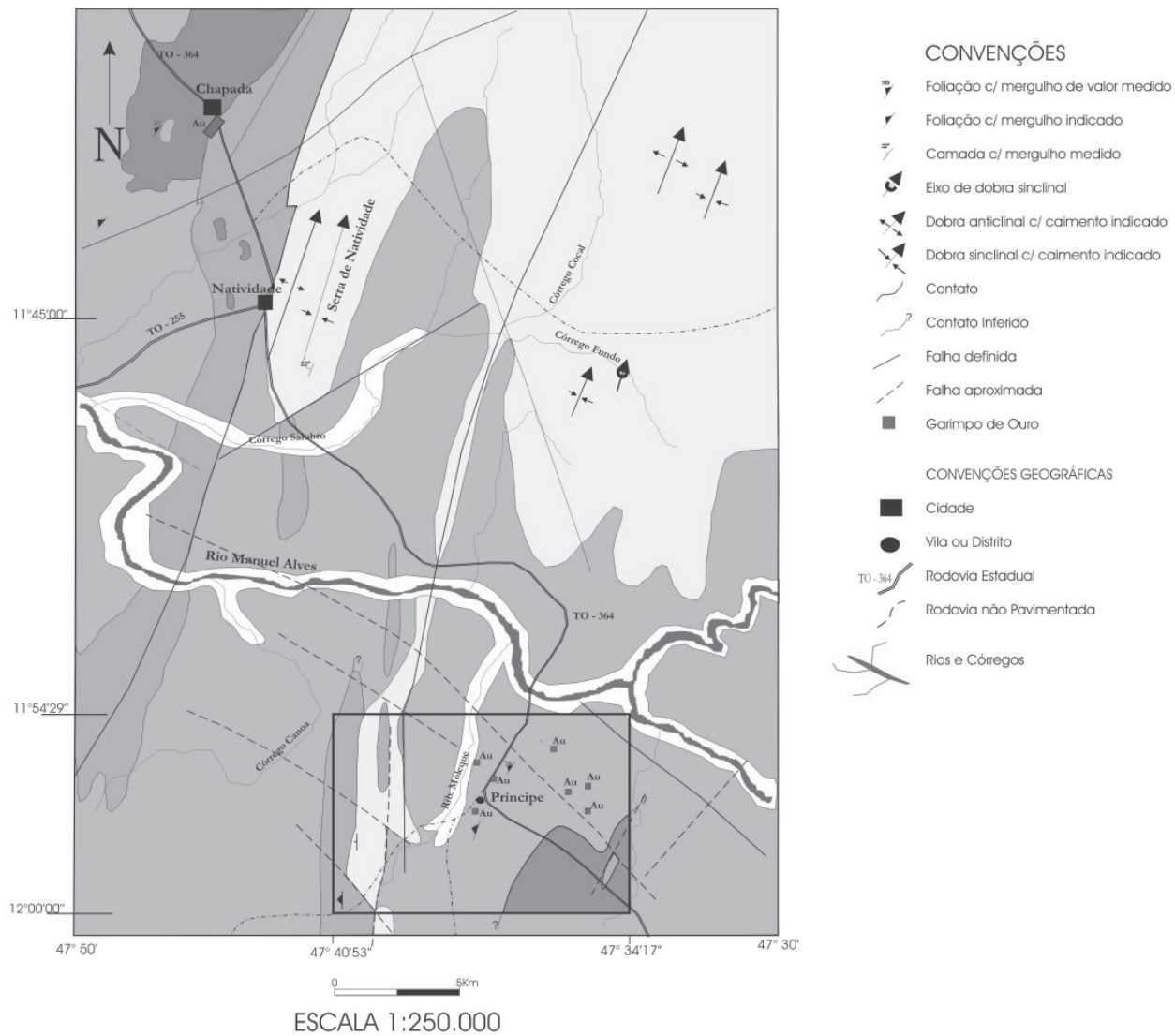
Na área afloram vestígios de uma seqüência vulcanossedimentar, que teria sido a fonte geradora do ouro e dos elementos metálicos.

Esta seqüência seria bem mais espessa e extensa, estendendo-se até os domínios do embasamento. Posteriormente teria sido erodida em quase toda a sua totalidade, resultando nos restos de erosão atualmente observáveis. Considerando a intensa milonitização, o forte hidrotermalismo e a orientação dos veios mineralizados, sugere-se que a mineralização tenha se formado durante um evento de cisalhamento regional, que afetou todas as unidades conhecidas na área, no final do Neoproterozóico.

De acordo com as características observadas até esta fase de investigações, atribui-se para a mineralização um modelo de depósito do tipo *lode* (Hodgson, 1989), de veios de quartzo aurífero alojados em zonas de cisalhamento, segundo os *trends* estruturais supracitados.

Referências Bibliográficas

- COSTA, L. A. M. et al. – 1976 – Projeto Leste do Tocantins, leste do Rio São Francisco. Relatório Final. Convênio DNPM/CPRM/PROSPEC. Rio de Janeiro – RJ
- COSTA, J. B. S. – 1985 – Aspectos Lito-Estruturais e Evolução Crustal da Região Centro-Norte de Goiás. CPGG - UFPA. 209p. Tese de Doutorado. Belém - PA.
- HODGSON, C. J. – 1989 – The Structure of Shear Related Vein-Type Gold Deposits. A Review. Ore Geology Review 4: 231 – 263.
- SILVA, E. R. P. da – 1987 – Estudo das ocorrências auríferas da área de Natividade – GO. CPGG-UFPA. 125p. Tese de Mestrado. Belém – PA.



- UNIDADES LITO-ESTRATIGRÁFICAS**
- Seqüências alúvio-coluvionares: sedimentos areno-argilosos e cascalhos inconsolidados ao longo das drenagens e encostas.
 - Cobertura metassedimentar: quartzitos sercíticos, cianita-quartzitos e cianititos.
 - Granito intrusivo: granito com porções pegmatóides e apíticas.
 - Seqüência metavulcanossedimentar: anfíbolitos, formações ferríferas, gonditos e turmalinitos.
 - Embasamento tonalítico: tonalitos com textura isotrópica a orientada.

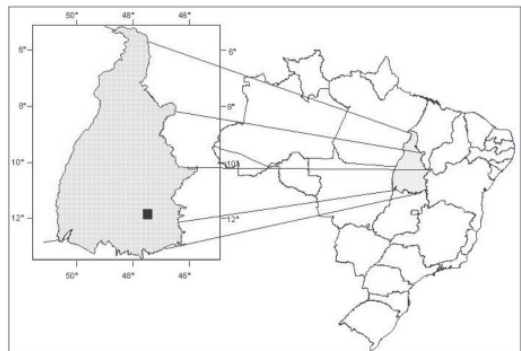


Fig. 1: Esboço geológico da área, modificado de CPRM (1982)

Metalogênese do ouro e metais de base associadas com o vulcano-plutonismo da porção W da Província Aurífera do Tapajós

Caetano Juliani

Departamento de Mineralogia e Geotectônica - Instituto de Geociências – USP (cjuliani@usp.br)

Introdução: A maioria das lavras de ouro da Província Aurífera do Tapajós foram feitas em aluviões e rochas alteradas, mas com o esgotamento dos depósitos secundários, várias pesquisas tem sido desenvolvidas visando os depósitos primários. Há estreito relacionamento entre as mineralizações de ouro e os granitos do Supergrupo Uatumã (Silva, 1982; Faraco *et al.*, 1997), mas são também encontradas lavras em rochas máficas da Suíte Ingarana, em sedimentos proterozóicos e, menos comumente, em vulcânicas do Grupo Iriri. A diversidade litotípica e geocronológica das hospedeiras das mineralizações, seus estreitos vínculos com zonas de cisalhamento de direção predominante NW-SE e as formas anastomosadas dos veio quartzo, geralmente delgados e sulfetados, permitem inferir que o principal metalócteto aurífero da Província relaciona-se às zonas de cisalhamento. Sua gênese é mesotermal e de níveis crustais relativamente profundos, o que tem sugerido baixa potencialidade de ocorrências nas rochas vulcânicas do Grupo Iriri (Coutinho *et al.*, 1997; Faraco *et al.*, 1997; Klein, 1999; Santos, 2000).

Estudos realizados em colaboração com a Rio Tinto Desenvolvidos Minerais Ltda demonstram a existência de sistemas epitermais *high sulfidation* (Nunes *et al.*, 2000; Juliani *et al.*, 2000) e *low-sulfidation* (Corrêa-Silva *et al.*, neste evento) relacionados a complexos de caldeiras vulcânicas. Estes complexos parecem ter sua gênese relacionada a intrusões graníticas cálcio-alcalinas subvulcânicas, nas quais alguns estudos indicam evolução fluidal semelhante à de pórfiros, mas com fluidos ainda muito primitivos, o que permite sugerir novos modelos prospectivos, tanto para as rochas graníticas não cisalhadas como as seqüências vulcânicas.

Contexto geológico: A Província Aurífera do Tapajós insere-se na Província Ventuari-Tapajós ou Tapajós-Parima, cuja orogênese ocorrida entre 2,10 e 1,87 Ga resultou na formação da associação metavulcano-sedimentar do Grupo Jacareacanga e em dois arcos magmáticos cálcio-alcalinos, representados pelo Complexo Cuiú-Cuiú (2,01 a 1,90 Ga), que inclui a Suíte Intrusiva Creporizão, e pela Suíte Intrusiva Parauari (1,92 a 1,88 Ga) (Santos, 2000). Posteriormente ocorreu o magmatismo anorogênico Uatumã (~ 1,87 Ga), que resultou no vulcanismo intermediário a ácido do Grupo Iriri e no plutonismo granítico da Suíte Intrusiva Maloquinha. Bacias tafrogênicas proterozóicas com seqüências fluviais a marinhas rasas da Formação Buiçu recobrem as vulcânicas do Grupo Iriri e os granitos Maloquinha (Bezerra, 1984; Faraco *et al.*, 1997). Alguns

episódios de magmatismo básico são reconhecidos na Província em ~ 1,89 Ga (Suíte Ingarana), ~ 1,78 Ga (Diabásio Crepori), ~ 1,1 Ga (Suíte Intrusiva Cachoeira Seca, além de diques menores e lamprófiros, com idades variando entre 514 e 134 Ma. (Santos & Loguercio, 1984; Quadros *et al.*, 1999; Almeida *et al.*, 2000; Bahia & Quadros, 2000; Santos, 2000). Seqüência sedimentares Paleozóicas e Cenozóicas e coberturas aluvionares e lateríticas recentes completam o quadro geológico regional.

Geologia e alterações hidrotermais das mineralizações de ouro: Além das ocorrências já conhecidas, recentemente alguns novos prospectos vem sendo estudados na Província, nos quais o embasamento é representado predominantemente por granodioritos e granitos foliados da Suíte Intrusiva Parauari. Este embasamento é recoberto por vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Iriri que, por sua vez são cortadas por granitos tardi- a pós-tectônicos, granófiros e pórfiros riódacíticos e riolíticos que parecem relacionar-se ao evento Parauari, e granitos anorogênicos da Suíte Intrusiva Maloquinha. As vulcânicas e vulcanoclásticas compõem duas seqüências, cuja gênese relaciona-se com a formação e evolução de complexos de caldeiras vulcânicas colapsadas. A seqüência mais antiga é formada por rochas ígneas e vulcanoclásticas de composições andesíticas a dacíticas com basaltos subordinados na base e riolíticas no topo. Esta seqüência é truncada pelas caldeiras e é recoberta por ignimbritos, tufos diversos, cinzas vulcânicas, hialoclastitos e sedimentos vulcanoclásticos e terrígenos, que também que preenchem as caldeiras abatidas. A seqüência mais tardia constitui vários estratovulcões e domos riolíticos, aos quais associam-se as mineralizações epitermais em zonas de brechas hidrotermais. Estas estruturas estão intensamente hidrotermalizadas em sistemas *high-sulfidation*, com alterações variando de propilitica nas porções distais a sericítica nas zonas mais profundas e argílica a argílica avançada de baixa a alta temperatura no topo. Nestes ocorrem zonas de intensa alunitização e silicificação nas partes centrais dos condutos de brechas hidrotermais, com *vuggy* sílica e sílica maciça, além de alunitização e *silica cap* oxidado no topo. Os dados isotópicos de ^{34}S em alunita e pirita indicam temperatura de formação variando de 330° C em profundidade até 140° C no topo e origem por fluidos magmáticos com pouca influência de água meteórica e estão presentes enargita-luzonita e woodhousenita-svanbergita, juntamente com pirita, calcopirita, bornita, covellita, galena, esfalerita e ouro e prata nativos. Os sistemas *low-sulfidation* ocorrem em contexto semelhante, em sub-províncias diferentes, e são caracterizados pela associação sericita-adulária superposta a zonas de alteração propilitica e sericítica em rochas vulcânicas ácidas e têm associados mineralizações de ouro, pirita, calcopirita, bornita e molibdenita. Na partes mais profundas destas estruturas vulcânicas ocorrem diques de pórfiros riolíticos a dacíticos afetados por metassomatismo potássico e propilitização geneticamente relacionadas às alterações epitermais. São também comuns corpos circunscritos de monzogranito subvulcânicos

com fortes alterações hidrotermais, iniciadas com metassomatismo sódico, que evoluiu para metassomatismo potássico, alterações propilíticas e sericíticas, em estilos e arranjos semelhantes à evolução das alterações de alta a baixa temperatura em pórfiros mineralizados em Cu e Au. Um granito com alterações semelhantes a estas foi estudado no Garimpo do Batalha, onde foi deduzida barometricamente uma colocação mais profunda que os associados à mineralizações epitermais e composição do fluido hidrotermal, baseada nos halógenos da biotita, muito semelhante às que ocorrem no estágios iniciais da evolução de pórfiros mineralizados em Cu-Au.

Discussões: Além dos metalotetos bem conhecidos, associados a rochas básicas, sedimentos e zonas de cisalhamento, devem ser considerados como alvos potenciais para prospecção de ouro e de metais de base em sistemas epitermais *high-* e *low-sulfidation* no Grupo Iriri. Nestes sistemas podem ocorrer depósitos filoneanos de alto teor, ou depósitos em zonas oxidadas associadas a zonas de *silica cap*. As zonas de cisalhamento com depósitos mesotermiais, apesar dos retrabalhamentos posteriores, podem, neste contexto, representar as raízes de condutos dos fluidos hidrotermais mais profundo e, potencialmente, podem constituir-se em alvos para ocorrência de depósitos filonianos maiores, especialmente onde sua evolução vincula-se com a formação das caldeiras e dos sistemas epitermais. Uma vez que os depósitos epitermais foram erodidos por sistemas de leques aluviais e fluviais durante o abatimento das caldeiras, há também potencial para ocorrência de depósitos de ouro em *paleo-placers*, semelhantes aos descritos no Castelo dos Sonhos (Araneda *et al.*, 1998). A preservação dos sistemas epitermais pode vincular-se com a formação de bacias *pull-apart*, desenvolvidas logo após a atividade vulcânica e a existência de abundantes hialoclastitos sugere que, em parte, o vulcanismo desenvolveu-se em ambiente subaquático e a evolução do ambiente fluvial para marinho raso pode potencialmente, ter possibilitado a formação de depósitos exalativos disseminados e de sulfetos maciços e metais de base em sedimentos de ambiente mais calmo, ou em caldeiras submersas. Os granitos e granófiros cálcio-alcálicos provavelmente relacionados aos estágios tardios do arco Parauari mostram seqüências de alteração hidrotermal pós-magmática pervasiva semelhantes às observadas em depósitos de Cu-Au *porphyry*, o que permite supor que granitos mais tardios e diferenciados, especialmente os associados à evolução dos complexos de caldeiras e à formação dos depósitos epitermais, possuem grande potencial para ocorrência de mineralizações de grande volume e baixo teor de Cu-Au ou Mo.

Há, entretanto, necessidade para os trabalhos de prospecção mineral, de uma melhor caracterização das seqüência vulcânicas, uma vez que hoje são já reconhecidos pelo menos dois eventos importantes de formação de vulcânicas em 2,00 e 1,88 Ga (Lamarão *et al.*, 1999), bem como da estratigrafia e da evolução de cada unidade, com distinção dos eventos pré-, sin- e pós-caldeira. Ademais, é fundamental o estudo da deformação e do metamorfismo no limite SW da

Província, para caracterização da subdução proposta por (Santos, 2000), que pode permitir o estabelecimento da granitogênese, das vulcânicas e dos sistemas epitermais como relacionados a períodos tardi- pós-colisionais ou intracratônicos e anorogênicos.

Agradecimentos: Esta pesquisa desenvolve-se o apoio da Rio Tinto Desenvolvimentos Minerais Ltda., FAPESP (Proc. 98/02567-6), CNPq (Bolsas de R.H. Corrêa Silva, C.M.D. Nunes e F.C. Freitas), FINEP/FADESP/UFGA (Proj. PADCT 0826/98), do Dr. Robert Rye (USGS) pelas análises isotópicas e discussões e ao Prof. Dr. Roberto Dall'Agnol (UFGA) pelo apoio e discussões.

Referências

- Almeida, M.E.; Brito, M.F.L.; Ferreira, A.L.; Monteiro, M.A.S. 2000. Geologia e Recursos Minerais da Folha Mamãe Anã (SB.21-V-D). Estados do Amazonas e Pará. Escala 1:250.000. Nota explicativa. In: M.E. Almeida (Ed.), Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. PROMIM Tapajós/CPRM., Brasília.
- Araneda, R.; Liz, J.C.; Madalosso, A.; Andrade, P.; Oliveira, G. 1998. Características geológicas e natureza das mineralizações auríferas de alguns prospectos da Província do Tapajós - PA. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40. *Anais...*, SBG/MG, Belo Horizonte, p. 144.
- Bahia, R.B.C. & Quadros, M.L.E.S. 2000. Geologia e recursos minerais da Folha Caracol (SB-21-X-C), Estado do Pará Escala 1:250.000. Nota explicativa. In: R.B.C. Bahia (Ed.), Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. PROMIM Tapajós/ CPRM, Brasília.
- Bezerra, P.E.L. 1984. Cronoestratigrafia das coberturas sedimentares Proterozóicas do Cráton Amazônico e seu relacionamento com o Supergrupo Uatumã (Amazônia Legal). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33. *Anais...*, SBG/RJ, Rio de Janeiro, p. 2121-2139.
- Corrêa-Silva, R.H.; Juliani, C.; Bettencourt, J.S.; Nunes, C.M.D.; Almeida, T.I.R., Neste evento. Caracterização de um sistema epitermal *low-sulfidation* (ou adularia sericita) hospedado em vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Iriri na Província Aurífera do Tapajós Pará. In: Simpósio de Geologia da Amazônia. *Anais...*, Belém (no prelo).
- Coutinho, M.G.; Liverton, T.; Souza, E.C. 1997. Granitic magmatism and related gold mineralization on the Tapajós Mineral Province, Amazonian Area, Brasil. In: International Symposium on the Granites and Associated Mineralizations, 2. *Extended Abstract and Program*, Salvador, p. 46-47.
- Faraco, M.T.L.; Carvalho, J.M.A.; Klein, E.L. 1997. Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós. In: M.L.A. Costa, R. S. (Ed.), Contribuições à geologia da Amazônia. FINEP/SBG-NO, Belém, PA, p. 423-437.
- Juliani, C.; Nunes, C.D.N.; Bettencourt, J.S.; Silva, R.H.C.; Monteiro, L.V.S.M.; Neumann, R.; Alcover Neto, A.; Rye, R.O. 2000. Early Proterozoic volcanic-hosted quartz-alunite epithermal deposits in the Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. In: GSA Annual Meeting, *Abstracts with programs*, Reno, Nevada.
- Klein, E.L. 1999. Estudos de inclusões fluidas em veio de quartzo aurífero do garimpo Guarim, região de Cuiú-Cuiú, Província Tapajós, SW do Estado do Pará. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6. *Anais...*SBG/NN, Manaus, p. 559-562.
- Klein, E.L.; Vasquez, M.L.; Santos, A.; Costa, L.T.R. 1999. Geologia e controle estrutural das mineralizações auríferas na Folha Vila Riozinho e NW da Folha Rio Novo, Província Tapajós. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6. *Anais...*, SBG/NN, Manaus, p. 128-131.
- Lamarão, C.N.; Lafon, J.M.; Lima, E.F. 1999. As associações vulcânicas e plutônicas de Vila Riozinho e Morais Almeida, Província Aurífera do Tapajós, SW do Estado do Pará. In: Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 1. *Boletim de Resumos*, Gramado, p. 93.
- Nunes, C.M.D.; Juliani, C.; Corrêa-Silva, R.H.; Bettencourt, J.S.; Jacobi, P. 2000. Paleoproterozoic quartz-alunite epithermal gold mineralization from Tapajós (Brazil). In: International Geological Congress, 31, *Abstracts*, CD-ROM, Rio de Janeiro, Brazil.
- Quadros, M.L.E.S.; Bahia, R.B.C.; Klein, E.L.; Vasquez, M.L.; Almeida, M.E.; Ricci, P.S.F.; Monteiro, M.A.S. 1999. As intrusões básicas da Província Mineral do Tapajós (PMT) e possibilidades de mineralizações associadas. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6. *Anais...*, SBG/NN, Manaus, p. 567-569.
- Santos, J.O.S. 2000. Os terrenos paleoproterozóicos da Província do Tapajós e as mineralizações de ouro associadas. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, v.1, 208 pp.
- Santos, J.O.S. & Loguercio, S.O.C. 1984. A parte meridional do Cráton Amazônico (Escudo Brasil Central) e as bacias do Alto Tapajós e Parecis-Alto Xingu. In: C.C. Schobbenhaus, D. A.; Derze, G. R.; Asmus, H. E. (Eds.), Geologia do Brasil : Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Adjacente Incluindo Depósitos Minerais, Escala 1:2.500.000. DNPM/MME, Brasília, p. 93-127.
- Silva, A.R.B. 1982. Considerações sobre as mineralizações auríferas da Região do Tapajós. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 1. *Anais...*, SBG/NN, Belém, p. 100-115.

Gênese e evolução da alteração hidrotermal no Granito Batalha, Província Aurífera do Tapajós (PA)

Caetano Juliani¹; Rafael H. Corrêa Silva¹; Lena V.S. Monteiro¹; Jorge S. Bettencourt¹; Carmem M.D. Nunes²

¹ Instituto de Geociências da USP (cjuliani@usp.br, Rua do Lago, 562, São Paulo, SP); ² Docegeo/CVRD, ex-aluna de pós-graduação do IGUSP

Introdução: Os principais depósitos de ouro primário da Província Aurífera do Tapajós estão associados principalmente a veios de quartzo mesotermiais a epitermais em zonas de cisalhamento (Almeida *et al.*, 1998; Faraco *et al.*, 1996; Klein *et al.*, 1999; Silva, 1982). O relacionamento das mineralizações com as intrusões graníticas da Suíte Maloquinha é evidenciado por diversos autores, mas o magmatismo é considerado como um agente remobilizador do ouro por Almeida *et al.* (1998), assim como as intrusões de rochas básicas. Algumas mineralizações em rochas graníticas anorogênicas da Suíte Intrusiva Maloquinha, entretanto, tem sido consideradas, com base nos padrões das alterações hidrotermais, como semelhantes a depósitos do tipo *porphyry gold* (Coutinho *et al.*, 1998; Jacobi, 1999; Corrêa-Silva *et al.*, 2000). Através de estudos petrográficos detalhados das alterações hidrotermais associadas às mineralizações primárias existentes no Granito Batalha (Corrêa-Silva, 1999; Corrêa-Silva *et al.*, 2000) concluem que a deposição do ouro ocorreu em estágios pós-magmáticos e que houve reconcentração do metal em zonas de cisalhamentos. Neste trabalho são apresentados resultados de estudos mineralógicos, geoquímicos, geotermobarométricos e da química dos halógenos da biotita, que indicam que o sistema hidrotermal inicial do Granito Batalha corresponde a fluidos relativamente iniciais, mas com características e tendências evolutivas semelhantes aos verificados em depósitos de *Cu Porphyry*.

Contexto geológico: O Granito Batalha faz parte da Província Geocronológica Tapajós-Parima (Santos *et al.*, 2000) e aflora como um corpo elíptico 7,8 x 4 Km, intrusivo em granitóides da Suíte Parauari (Almeida *et al.*, 2000). As encaixantes têm idade aproximada de 1897 ± 6 Ma (U/Pb em zircão) (Santos, 2000) e o Granito Batalha de 1883 ± 4 Ma (U/Pb SHRIMP em zircão) o que, juntamente com suas características petrográficas e geoquímicas, permitem correlacioná-lo com o Granito Rosa de Maio (1879 ± 11 , Pb/Pb em zircão) (Santos *et al.*, 2000), que representa o magmatismo cálcio-alcálico pós-tectônico do arco magmático Parauari. A principal fácies do corpo, que hospeda as mineralizações auríferas, é formada por hornblenda-biotita monzogranito cinza arroseado, com variações composicionais tendendo a sienogranito, com estrutura maciça, textura

fanerítica média, levemente porfirítica e com texturas granofíricas incipientes locais. Geralmente a biotita marrom + hornblenda verde azulada estão em teores inferiores a 5% vol., raramente alcançando 10%, o feldspato potássico é representado pelo ortoclásio peritítico a mesoperitítico de granulação um pouco mais grossa, oligoclásio, geralmente com núcleos saussuritizados e quartzo intersticial. Como acessórios estão presentes allanita, zircão, ilmenita e apatita. O granito possui características químicas limítrofes entre cálcio-alcálicas e subalcálicas e é metaluminoso a peraluminoso. A somatória das LHREE varia entre 206,2 e 313,1 ppm e a de HREE entre 23,6 e 33,2 ppm, valores estes inferiores às médias de granitos do tipo A descritos por (Dall'Agnol *et al.*, 1999; Rämö & Haapala, 1995; Teixeira, 1999). As razões $(Gd/Lu)_N = 1,19$ a $1,60$, $(La/Lu)_N = 6,99$ a $13,55$, $(La/Yb)_N = 7,14$ a $13,33$ e $Eu/Eu^* = 0,29$ a $0,40$ mostram também significativas diferenças comparativas com os granitos do tipo A e em diagramas discriminantes baseados nos teores de Rb, Nb, Y, Ta e Hf, exibem afinidades geoquímicas com granitos tardi- a pós-colisionais.

Evolução da alteração hidrotermal: O primeiro evento de alteração hidrotermal que afetou o Granito Batalha foi o metassomatismo sódico (Fig. 1), que ocorreu principalmente em estilo pervasivo, resultando na substituição parcial a total do plagioclásio e feldspato potássico ígneos, além da cristalização de albita nos interstícios e ao redor dos feldspatos. Com o relativo empobrecimento em Na no fluido, devido a cristalização de albita, houve enriquecimento em potássio e cristalização de microclina intersticial e biotita verde escura a acastanhada, além da substituição dos feldspatos por microclínio e do anfibólio e biotita ígneos, por biotita hidrotermal, em pressão em torno de 2,6 kbar e temperatura ao redor de 500°C. Este tipo de alteração confere à rocha cor vermelha intensa, devido a cristalização de hematita fina, produto da oxidação do Fe^{2+} exsolvido do retículo do feldspato alcalino. Com a redução da temperatura, o empobrecimento em álcalis e relativo enriquecimento de H_2O , CO_2 e S no fluido, a alteração tornou-se propilítica, com substituição parcial a total da biotita por clorita, do anfibólio e feldspatos por clorita + carbonatos + epidoto + fluorita + quartzo + sulfetos. Esta paragênese também preenche interstícios e fraturas onde ouro ocorre tanto na sua forma livre como em microfraturas na pirita. Estimativas da temperatura de formação destas paragêneses foram feitas através do equilíbrio biotita hidrotermal e clorita 1, resultando em valores entre 495 e 340°C, à pressão de 2,6 kbar. O último estágio da alteração hidrotermal pós-magmática que afetou o granito foi a sericitica, com sericita + quartzo + pirita, que ocorre em estilo fissural e grada a pervasivo ao redor das fraturas. Para este estágio hidrotermal foram obtidas temperaturas de cristalização das micas ao redor de 290°C. Sericitização tardia também ocorre associada a zonas de cisalhamento, onde são observados os maiores teores de ouro. Este tipo associa-se a fraturas com sulfetos e quartzo e sobrepõe-se às paragêneses de alteração. As estimativas de temperaturas de formação situam-se entre 150 e 65°C.

	Magmatic stage	Postmagmatic stage	Na ⁺ metasomatism	K ⁺ metasomatism	Propylitic alteration	Sericitic alteration
Oligoclase	■					
Albite	■					
Orthoclase	■					
Perthite	■	■				
Microcline		■		■		
Hornblende	■					
Biotite	■	■		■		
Quartz		■		■		■
Zircon		■		■		
Allanite		■				
Apatite		■				
Chlorite I					■	
Chlorite II					■	
Epidote/clinozoizite					■	
Sericite						■
Carbonates					■	
Fluorite			■			
Sulfides					■	
Gold					■	
Alteration style			Pervasive	Pervasive to fissural	Pervasive to fissural	Mainly Fissural

Figura 1 - Relações de cristalização dos minerais ígneos e hidrotermais do Granito Batalha.

A química dos halógenos da biotita hidrotermal, feitas com base nas intersecções do Cl e do F, mostram que os fluidos hidrotermais do Granito Batalha não correspondem a fluidos de depósitos minerais do tipo pórfiro, mas as suas tendências evolutivas se aproximam da composição dos fluidos dos pórfiros menos evoluídos, geralmente com mineralizações de cobre (Fig. 2).

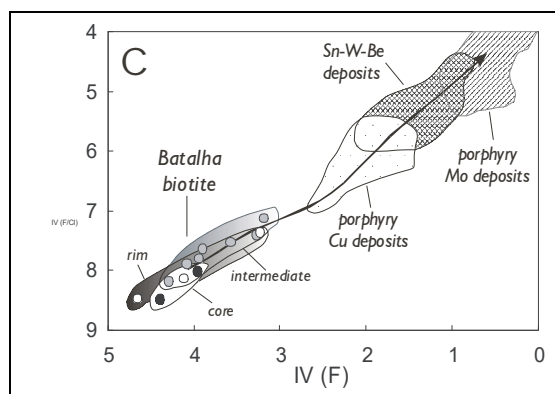


Figura 2 - Intersecções dos halógenos da biotita hidrotermal do Granito Batalha.

Conclusões: O granito Batalha, com base em sua idade, características cálcio-alcalinas a subalcalinas e ambiente de colocação tardi- a pós-tectônico, pode ser considerado como parte da Suíte Intrusiva Parauari e gerado nos estágios tardio da evolução do arco magmático (Santos *et al.*, 2000), distinguindo-se da Suíte Intrusiva Maloquinha, um pouco mais nova e características anorogênicas e alcalinas predominantes. A cor vermelha, que assemelha estes granitos aos da Suíte Maloquinha é devida à alteração potássica, gerada em estágios pós-magmáticos.

Os estágios iniciais de consolidação do magma granítico, indicada pelos minerais ígneos, ocorreu a aproximadamente 5,6 kbar e a temperaturas superiores a 800°C. A alteração hidrotermal iniciou-se com metassomatismo pouco intenso de Na, ao qual seguiu-se a alteração potássica e, com evolução química do fluido e decréscimo da temperatura, desenvolveu-se a alteração propilítica em estilo pervasivo e fissural, junto à qual já existe concentração de ouro. Entretanto, os teores mais elevados associam-se à alteração sericítica que seguiu-se à propilítica. Os veios de quartzo com

ouro grosso observados nos garimpos são produto da reconcentração em zona de cisalhamento, às quais associam-se alterações propilíticas subordinadas e, principalmente sericítica, superposta às anteriores, das quais pode-se distinguir não apenas texturalmente, como também pelas baixas temperaturas de formação, situadas entre 150 e 65°C. Muito embora os fluidos hidrotermais do Granito Batalha não correspondam aos fluidos de pórfiros conhecidos, suas características e, principalmente sua tendência evolutiva é muito semelhante à de fluidos de pórfiros menos evoluídos, caracteristicamente mineralizados em Cu e Au. Assim, pode-se inferir que granitos desta Suíte colocados em níveis crustais mais rasos que o Granito Batalha e, principalmente suas fácies mais tardias e evoluídas, podem, potencialmente, apresentar mineralizações de baixo teor e alta tonelagem, do tipo Cu-Au *porphyry*.

Agradecimentos: Os autores agradecem a Fapesp (Proc. 98/02567-6), pelo suporte financeiro, PADCT- 0826/98 (FINEP/FADESP/UFPA), ao CNPq, pela bolsa de mestrado a R. H. Corrêa-Silva, a Rio Tinto Desenvolvidos Minerais pela cessão das amostras e apoio nas etapas de campo.

Referências:

- Almeida, M.E.; Brito, M.F.L.; Ferreira, A.L.; Monteiro, M.A.S. 2000. Geologia e Recursos Minerais da Folha Mamãe Anã (SB.21-V-D). Estados do Amazonas e Pará. Escala 1:250.000. Nota explicativa. In: M.E. Almeida (Ed., Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. PROMIM Tapajós/ CPRM, Brasília.
- Almeida, M.E.; Brito, M.F.L.; Ferreira, A.L.; Monteiro, M.A.S.; Popini, M.V.F. 1998. Mineralizações auríferas associadas a vulcanismo ácido e intermediário na Folha Vila Mamãe Anã, Província Mineral do Tapajós. In: Congresso Brasileiro de Geologia. *Anais...*, SBG, Belo Horizonte, p. 148.
- Corrêa-Silva, R.H. 1999. *Estudo petrográfico de alterações hidrotermais e mineralizações de Au do Garimpo do Batalha, Tapajós (PA)*. Trabalho de Formatura, Universidade de São Paulo, São Paulo, 55 p.
- Corrêa-Silva, R.H.; Juliani, C.; Nunes, C.M.D.; Bettencourt, J.S. 2000. Petrographic characterization of the hydrothermal alteration zones associated with gold mineralization in granitic rocks of the Batalha Gold Field, Tapajós (Pará) - Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(2): 242-245.
- Coutinho, M.G.; Robert, F.; Santos, R.A. 1998. Província Mineral do Tapajós, Amazônia, Brasil: Novo enfoque geológico das mineralizações de ouro. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40. *Anais...*, SBG, Belo Horizonte, p. 160.
- Dall'Agnol, R.; Rämö, O.T.; Magalhães, M.S.; Macambira, M.J.B. 1999. Petrology of the anarogenic, oxidised Jamon and Musa Granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of proterozoic A-type granites. *Lithos*, **46**: 431-462.
- Faraco, M.T.L.; Carvalho, J.M.A.; Klein, E.L. 1996. Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5. *Anais...*, SBG/NN, Belém, p. 156-160.
- Jacobi, P. 1999. The discovery of epithermal Au-Cu-Mo proterozoic deposits in the Tapajós Province, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(2): 277-279.
- Klein, E.L.; Vasquez, M.L.; Santos, A.; Costa, L.T.R. 1999. Geologia e controle estrutural das mineralizações auríferas na Folha Vila Riozinho e NW da Folha Rio Novo, Província Tapajós. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6. *Anais...*, SBG/NN, Manaus, p. 128-131.
- Rämö, O.T. & Haapala, I. 1995. One hundred years of Rapakivi Granite. *Mineralogy and Petrology*, **52**: 129-185.
- Santos, J.O.S. 2000. Os terrenos paleoproterozóicos da Província do Tapajós e as mineralizações de ouro associadas. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, v. 1, 208 pp.
- Santos, J.O.S.; Hartmann, L.A.; Gaudette, H.E.; Groves, D.I.; McNaughton, N.; Fletcher, I.R. 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**(4): 453-488.
- Silva, A.R.B. 1982. Considerações sobre as mineralizações auríferas da Região do Tapajós. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 1. *Anais...*, SBG/NN, Belém, p. 100-115.
- Teixeira, N.P. 1999. Contribuição ao estudo das rochas granitóides e mineralizações associadas da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 508 pp.

Síntese geológica e geocronológica do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi: implicações para a litoestratigrafia e modelos geotectônicos

Evandro L. Klein*, Candido A. V. Moura**

*CPRM/Serviço Geológico do Brasil, Belém-PA. e-mail: eklein@amazon.com.br

**Universidade Federal do Pará

Introdução - Na região limítrofe entre os estados do Pará e Maranhão e próximo à cidade de São Luiz afloram rochas ígneas e metamórficas recobertas por sedimentação fanerozóica (Fig. 1). Estudos geocronológicos pioneiros (Hurley et al. 1967; Almeida et al. 1968; Cordani et al. 1968) permitiram a delimitação de dois domínios (províncias) geocronológicos distintos com relação aos métodos Rb-Sr e K-Ar empregados: um domínio Paleoproterozóico, com rochas de idades em torno de 2,0 Ga (Transamazônico); outro domínio Neoproterozóico, com rochas de idades variadas, principalmente entre 1000 e 500 Ma (Brasiliano). Esses domínios correspondem, respectivamente, ao Cráton São Luís e ao Cinturão Gurupi (Almeida et al. 1976).

O mapeamento geológico regional executado pela CPRM (Rodrigues et al. 1994; Pastana 1995; Almeida 2000; Costa 2000) reestruturou a litoestratigrafia regional previamente estabelecida por Costa et al. (1977) e Abreu et al. (1980), principalmente, mas, o empilhamento estratigráfico e a precisão cronológica do posicionamento da maioria das unidades litoestratigráficas e litodêmicas são ainda discutíveis (há unidades posicionadas no Arqueano/Paleoproterozóico), uma vez que muitas das relações de contato não puderam ser estabelecidas, dadas as peculiaridades geomorfológicas regionais (área arrasada e afetada por intemperismo), e visto que o empilhamento é baseado no acervo de dados Rb-Sr e K-Ar e na correlação com outras áreas melhor estudadas. Interpretações geotectônicas são também baseadas nessas (in)definições.

Contudo, os recém concluídos e/ou publicados estudos de Gorayeb et al. (1999), Palheta (2001) e Klein & Moura (2001), bem como dados inéditos apresentados neste trabalho, todos utilizando o método de evaporação de Pb em monocristais de zircão, propiciaram o reordenamento litoestratigráfico regional, mesmo que parcial, e, juntamente com dados isotópicos de Nd, permitem avançar no entendimento da evolução geológica regional. A síntese desses novos dados e suas implicações são o objeto deste trabalho.

Contexto geológico regional - A região do Gurupi ocupa parte da Província Estrutural Parnaíba (Hasui et al. 1984) que integra a atual Plataforma sul-americana (Almeida et al. 2000). Nesta região são individualizados três grandes domínios geotectônicos-geocronológicos que serão referidos como Cráton São Luís Cinturão Gurupi e cobertura sedimentar (Fig. 1).

O Cráton São Luís é constituído predominantemente por suítes de granitóides deformados ou não (Tromaí, Rosário, Tracuateua), que ocorrem associados a uma seqüência metavulcano-sedimentar (Grupo Aurizona) e a subordinadas rochas máficas-ultramáficas. Esta unidade é bordejada pelo

Cinturão Gurupi que constitui-se num terreno alongado segundo NNW/SSE, separado da, ou articulado à, área cratônica pela Zona de Cisalhamento Tentugal (Abreu & Lesquer 1985). Esse cinturão é formado por rochas vulcano-sedimentares (Grupo Gurupi) que se intercalam com gnaisses (Complexo Maracaçumê), metassedimentos de fácies anfibolito (Kinzigito Marajupema) e granitóides diversos. Diferentemente da área cratônica, os corpos rochosos apresentam-se caracteristicamente deformados, com marcante foliação paralela ao alongamento do cinturão.

Pequenas bacias sedimentares ocorrem recobrando parcialmente o Cráton São Luís e o Cinturão Gurupi (Viseu, Igarapé de Areia e Piriá). A idade da sedimentação dessas bacias não foi ainda definida, tendo sido atribuídas ao Mesoproterozóico, Neoproterozóico e Eopaleozóico. Uma grande extensão da região é recoberta pelas bacias sedimentares de idade paleozóica (Sinéclise do Parnaíba) e meso-cenozóica (São Luís e Bragança-Viseu).

Síntese da geocronologia - A Tabela 1 sintetiza os dados geocronológicos e isotópicos existentes para as diversas unidades litoestratigráficas e litodêmicas da região do Gurupi e apresenta dados inéditos em zircão e de Nd, para diversas unidades.

Tabela 1: sumário dos dados geocronológicos em zircão e idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) existentes para o Cráton São Luís e o Cinturão Gurupi. Idades em zircão em Ma; idades modelo em Ga.

unidade	idade	zircões herdados	Sm-Nd (T_{DM})	$\epsilon Nd(t)$	ref.
Cráton São Luís					
Grupo Aurizona	2240	-	-	-	1
Suíte Tromai	2148 - 2165	-	2,22 - 2,23	+2,62/+2,27	1, 2
Suíte Rosário	2079 - 2130	-	2,1	+2,47	3, 4
Suíte Tracuateua	2086 - 2081	-	2,31 - 2,50	-1,33/+1,15	5
Microtonalito Caxias	1985	-	2,28	+0,74	6
Cinturão Gurupi					
Complexo Maracaçumê	2129	-	2,22	+2,23	2
Kinzigito Marajupema	2159/1830	-	2,02	-	2
Grupo Gurupi	2148-2160	-	-	-	1
Tonalito Itamoari	2148	-	2,37	+0,42	1, 2
Granito Maria Suprema	1710*	-	2,30	+0,70	1, 2
Granito Cantão	2159	-	2,21 - 2,48	-0,93/-2,68	5, 7
Granito Japiim	2084	2351	2,22 - 3,23	-3,43/+1,89	5
Granito Jonasa	2061	2325 - 2446	2,09 - 2,40	-1,15/+3,17	5
Granito Ourém	2011	2459	-	-	5
Granito Ney Peixoto	549	-	1,68 - 1,70	-7,38/-8,50	5
Sienito Boca Nova	723*	-	-	-	8

Fontes: 1-Klein & Moura (2001); 2-este estudo; 3-Gorayeb et al. (1999); 4-Sato (1998); 5-Palheta (2001); 6-Klein et al. (no prelo); 7-Moura (inédito); 8-Lowell & Villas (1983); *-isócrona Rb-Sr (idade mínima).

Discussão e conclusões - Os principais avanços alcançados em relação à litoestratigrafia regional e evolução geológica da região do Gurupi através dos recentes estudos geocronológicos são sumarizados abaixo, sendo a nova proposta estratigráfica apontada na Tabela 2:

i – unidades anteriormente posicionadas no Arqueano (Complexo Maracaçumê e Kinzigito Marajupema) e aquelas posicionadas no Arqueano/Paleoproterozóico (grupos Aurizona e Gurupi) possuem evolução claramente proterozóica;

ii – apenas um dos granitóides (Ney Peixoto) anteriormente englobados na Suíte Brasileira é realmente Brasileiro; os demais (Japiim, Jonasa, Ourém e Cantão) são paleoproterozóicos;

- iii – granitóides calcio-alcálicos metaluminosos (suítes Tromai e Rosário) com características de ambiente de arco magmático/subducção apresentam idades de cristalização e modelo bastante próximas, sugerindo processo acrescionário juvenil por volta de 2,25 Ga;
- iv – granitóides peraluminosos (Tracuateua, Japiim, Jonasa, Ourém e Ney Peixoto) apresentam zircões herdados e/ou idades modelo significativamente mais antigas que as de cristalização, sugerindo envolvimento de fontes crustais mais antigas na geração dos magmas; esses granitóides reúnem características de granitóides colisionais;
- v – além de granitóides crustais, outros elementos existentes no Cinturão Gurupi, como ausência de magmatismo calcio-alcálico importante, metamorfismo inverso na seqüência vulcano-sedimentar, tectônica tangencial acompanhada e/ou seguida de tectônica transcorrente e descontinuidade estrutural e geofísica, são evidências de processo colisional;
- vi – esse processo orogênico progressivo acrescionário-colisional ocorreu possivelmente na borda de núcleo arqueano preservado do Cráton Oeste Africano (domínio Kénema-Man) e resultou na amalgamação de microcontinentes, arcos magmáticos, pequenas bacias oceânicas/continentais e cinturões colisionais, entre ~2,2 e 2,0 Ga, fazendo parte de um processo maior, que foi a formação do supercontinente Atlântica;
- vii – durante o ciclo Brasiliano, tectonismo acentuado e magmatismo granítico apenas localizado, provocaram a estruturação do Cinturão Gurupi como vista hoje e a abertura dos sistemas isotópicos Rb-Sr e K-Ar.

Contribuição ao PRONEX-CNPq-FADESP 66.2103/1998-0, processo 420.00/00.

Tabela 2: Proposta litoestratigráfica para a região do Gurupi.

<i>Após Pastana (1995), Costa (2000) e Almeida (2000)</i>			<i>Após Klein & Moura (2001), Palheta (2001) e este estudo</i>		
	São Luís	Gurupi		São Luís	Gurupi
Eopal		Formação Piriá			Formação Piriá
Neo		Suíte Brasileira Sienito Boca Nova	549 723		Granito Ney Peixoto Sienito Boca Nova
Meso	Formação Ig. Areia Formação Viseu			Formação Ig. Areia Formação Viseu	
Paleoproterozóico			1830 1985 2011	Microtonalito Caxias	Kinzigito Marajupema Granito Ourém Granito Jonasa Granito Japiim Granito Maria Suprema
			2086 2130 2148 2159 2165	Suíte Tracuateua Suíte Rosário	Complexo Maracaçumé Tonalito Itamoari Granito Cantão
	Grupo Aurizona	Grupo Gurupi	2240	Suíte Tromai Grupo Aurizona	Grupo Gurupi
Arq		Kinzigito Marajupema Complexo Maracaçumé			

Referências Bibliográficas

- Abreu F.A.M, Villas R.N.N., Hasui Y. 1980. Esboço estratigráfico do Precambriano da região do Gurupi, Estados do Pará e Maranhão: In: SBG, Congr. Bras. Geol., 31, Camboriú, *Anais*, 2: 647-658.
- Almeida F.F.M., Melcher G.C., Cordani U.G., Kawashita K., Vandomos P. 1968. Radiometric age determinations from northern Brazil: *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 1: 3-14.

- Almeida H.G.G. 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. São Luís, folha SA.23, escala 1: 1.000.000. Estados do Pará e Maranhão: CPRM. (em CD-ROM).
- Cordani U.G., Melcher G.C., Almeida F.F.M. 1968. Outline of the Precambrian geochronology of South America: *Canadian J. Earth Sci.*, **5**: 629-632.
- Costa J.L. 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Castanhal, Folha SA.23-V-C. Estado do Pará. Belém: Brasília/CPRM (em CD-ROM).
- Gorayeb P.S.S., Gaudette H.E., Moura C.A.V., Abreu F.A.M. 1999 Geologia e geocronologia da Suíte Rosário, nordeste do Brasil, e sua contextualização geotectônica: *Rev. Bras. Geociências*, **29**: 571-578.
- Hurley P.M., Almeida F.F.M., Melcher G.C., Cordani U.G., Rand J.R., Kawashita K., Vandoros P., Pinson W.H., Fairbairn H.W. 1967. Test of continental drift by comparison of radiometric ages: *Science*, v. 157, p. 495-500.
- Klein E.L., Koppe J.C., Moura C.A.V. (no prelo) Geology and geochemistry of the Caxias gold deposit, and geochronology of the gold-hosting Caxias Microtonalite, São Luís craton, northern Brazil. *J. Southam. Earth Science*.
- Klein E.L., Moura C.A.V. 2001. Age constraints on granitoids and metavolcanic rocks of the São Luís craton and Gurupi belt, northern Brazil: implications for lithostratigraphy and geological evolution. *Intern. Geol. Review*, **43**: 237-253.
- Lowell G.R., Villas R.N.N. 1983. Petrology of nepheline syenite gneiss from Amazonian Brazil. *Geological Journal*, **18**: 53-75.
- Palheta E.S.M. 2001. *Evolução geológica da região nordeste do Estado do Pará com base em estudos estruturais e isotópicos de granitóides*. Centro de Geociências, UFPA, Belém, Tese de Mestrado.
- Pastana J.M.N. 1995, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Turiaçu/Pinheiro, folhas SA.23-V-D/SA.23-Y-B. Estados do Pará e Maranhão: Brasília:CPRM, 205p.
- Rodrigues T.L.N., Araújo C.C., Camozzato E., Ramgrab G.E. 1994. Programa Levantamentos Geológicos Básicos. São Luís, Folha SA.23-Z-A. Cururupu, Folha SA.23-X-C. Estado do Maranhão – Escala 1:250.000: Brasília: CPRM, 185 p.
- Sato K. 1998. *Evolução crustal da Plataforma Sul Americana com base na geoquímica Sm-Nd*. Instituto de Geociências, USP, São Paulo, Tese de Doutorado, 301 p.

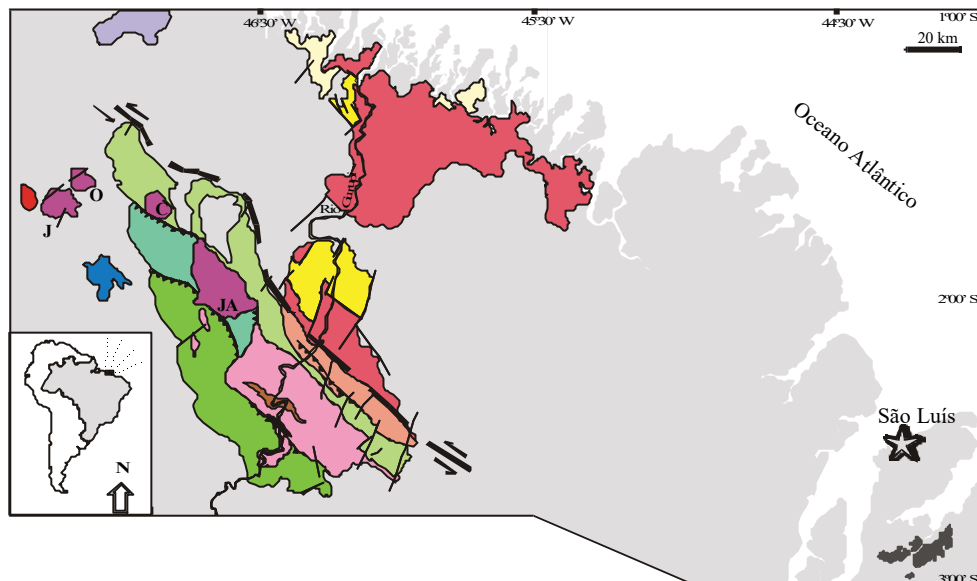
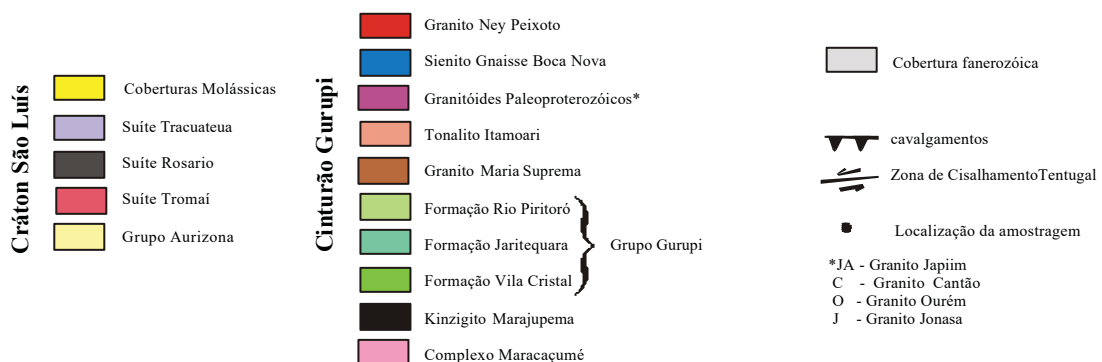


Fig. 1: mapa geológico da região do Gurupi. Cartografia modificada a partir de Rodrigues et al (1994), Pastana (1995), Costa (2000) e Almeida (2000). Estratigrafia modificada de acordo com dados deste estudo, Klein & Moura (2001), Gorayeb et al. (1999) e Palheta (2001).



Geocronologia e Geoquímica das Associações Vulcânicas e Plutônicas da Região de Vila Riozinho, Província Aurífera do Tapajós

Claudio Nery Lamarão, Roberto Dall’Agnol, Jean Michel Lafon
UFPA-lamarao@ufpa.br

1 – Introdução

A Província Aurífera do Tapajós (PAT) localiza-se na porção central do Cráton Amazônico e abrange parte das províncias Ventuari-Tapajós (Tassinari & Macambira, 1999) ou Tapajós-Parima (Santos et al, 2000) e Amazônia Central. É constituída por um extenso magmatismo vulcano-plutônico paleoproterozóico ainda pouco conhecido geologicamente.

2 – Geologia da Região de Vila Riozinho

A região de Vila Riozinho, situada na porção nordeste da PAT, engloba as localidades de Jardim do Ouro, Moraes Almeida e Vila Riozinho e é formada pelas seguintes unidades (Figura 2): (1) **Granitóides cálcico-alcálicos** – são representados pelos granitos São Jorge *Antigo* e São Jorge *Jovem*, aflorantes nas porções sul e sudoeste da área. Predominam anfibólio-biotita-monzogranitos; (2) **Formação Vila Riozinho** – É representada por andesitos basálticos, traquiandesitos basálticos, traquitos, riolitos, tufos e brechas espacialmente associados ao Granito São Jorge; (3) **Formação Moraes Almeida** – Ocorre no norte da área e é formada por ignimbritos, com riolitos e traquitos subordinados; (4) **Granito Maloquinha** – Associa-se às vulcânicas da Formação Moraes Almeida. Apresenta similaridades com os granitos do tipo-A; (5) **Granito Jardim do Ouro** – Aflora às margens do rio Jamanxim, na porção noroeste da área. Predominam anfibólio-biotita-monzogranitos. (6) **Granitos Pórfiros** – Aparecem associados tanto ao Granito São Jorge *Antigo* e à Formação Vila Riozinho, quanto às rochas ácidas da porção norte da área.

3 – Geocronologia

As idades obtidas constam da Figura 2. As datações foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica do CG da UFPA empregando-se o método de evaporação de Pb em zircão (Gaudette et al. 1993; Moura et al. 1996). (1) Formação Vila Riozinho – Duas amostras de traquitos apresentaram idades de 1998 ± 3 Ma e 2000 ± 4 Ma, interpretadas como idades de cristalização desta Formação. Zircões arqueanos identificados na primeira sugerem a presença de uma crosta antiga em profundidade; (2) Granito São Jorge *Antigo* – Duas amostras datadas forneceram idades em torno de 1,98 Ga, considerada idade de cristalização; (3) Granito São Jorge *Jovem* – A amostra datada pertence ao furo 09 da área mineralizada do garimpo São Jorge. Corresponde a um anfibólio-biotita-monzogranito isento de alterações hidrotermais e com idade de 1891 ± 3 Ma, considerada idade de cristalização do corpo; (4) Formação Moraes Almeida – Foram datados um riolito da

rodovia Tansgarimpeira (39a), um traquito do norte de Moraes Almeida (48) e um ignimbrito dos arredores desta localidade (15). O primeiro apresentou idade de 1890 ± 6 Ma e os dois últimos 1881 ± 4 Ma e 1875 ± 4 Ma, respectivamente; (5) Granito Jardim do Ouro – Quatro zircões analisados reproduziram uma idade de 1880 ± 3 Ma, interpretada como idade de cristalização. Um único grão forneceu uma idade de 1977 ± 3 Ma, sugerindo tratar-se de um zircão assimilado de material mais antigo; (6) Granito Maloquinha – A amostra 06a da rodovia Transgarimpeira forneceu uma idade de 1880 ± 9 Ma, considerada idade de cristalização deste granito.

(4) Geoquímica

As análises químicas foram realizadas nos laboratórios da Lakefield-Geosol. A Formação Vila Riozinho e o Granito São Jorge *Antigo* são metaluminosos a levemente peraluminosos, mostram razões $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ entre 0,6 e 0,9 e plotam no campo dos granitos de arco vulcânico (Figura 1a). O Granito São Jorge *Jovem* e o Granito Jardim do Ouro posicionam-se no limite entre os campos metaluminoso e peraluminoso, possuem razões $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ similares a das rochas do Granito São Jorge *Antigo* com igual teor de sílica, porém o Granito São Jorge *Jovem* é mais rico em Mg. Na Figura 1a, este último plota numa área distinta dentro do domínio dos granitos de arco vulcânico, com suas rochas mais evoluídas atingindo o campo dos granitos sin-colisionais. O Granito Jardim do Ouro aproxima-se do campo intra-placas. A Formação Moraes Almeida e o Granito Maloquinha são, em sua maioria, peraluminosos, possuem razões $FeO_t/(FeO_t+MgO) > 0,8$ e ocupam o campo dos granitos intra-placas (Figura 1a). A Formação Vila Riozinho e os granitos São Jorge *Antigo*, *Jovem* e Jardim do Ouro possuem razões Rb/Sr similares, porém mostram um crescimento da razão Rb/Zr no sentido Formação Vila Riozinho-Granito São Jorge *Antigo*-Granito São Jorge *Jovem* (Figura 1b). Tal comportamento indica que essas unidades possuem afinidades geoquímicas, porém sugere derivação a partir de magmas diferentes. A Formação Moraes Almeida e o Granito Maloquinha apresentam razões comparativamente mais elevadas. Os granitos pórfiros ligados ao Granito São Jorge *Antigo* e aquele associado aos ignimbritos e ao Granito Maloquinha possuem assinaturas geoquímicas distintas, sugerindo a existência de mais de uma geração de granitos pórfiros na região. O traquito de Moraes Almeida é composicionalmente diferente dos ignimbritos e riolitos associados, porém sua geoquímica assemelha-se a das rochas da Formação Vila Riozinho (Figura 1b).

A Formação Vila Riozinho, o Granito São Jorge *Antigo* e o granito pórfiro associado possuem padrões similares de ETR, porém distintos do padrão do Granito São Jorge *Jovem*, o qual possui ETRP mais fracionados (Figura 1c). Os riolitos e ignimbritos da Formação Moraes Almeida e o Granito Maloquinha apresentam padrões similares, porém o fracionamento dos ETRP é mais acentuado neste último (Figura 1d). O padrão de ETR do Granito Jardim do Ouro e do granito

pórfiro associado aos ignimbritos e Granito Maloquinha são semelhantes, enquanto o do traquito de Moraes Almeida é similar ao das vulcânicas da Formação Vila Riozinho (Figura 1d).

Os dados obtidos demonstram a existência na região de Vila Riozinho de, pelo menos, duas seqüências vulcânicas composicional e temporalmente distintas, implicando numa redefinição do Supergrupo Uatumã.

Referências

- Gaudette H. E., Lafon J. M., Moura C. A. V., Scheller T. 1993. Datação de monocristais de zircão por evaporação de Pb no Laboratório de Geologia Isotópica-UFPA; metodologia e primeiros resultados. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 4, Brasília. Vol. Resumos Expandidos. p. 236-237.
- Moura C. A. V., Gaudette H. E., Macambira M. J. B., Lafon J. M., Scheller T. 1996. Datação de monocristais de zircão por evaporação de Pb em filamento simples: comparação com resultados U-Pb. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador. Anais. 2:41-489
- Santos J. O. S., Hartman L. A., Gaudette H. E., Groves D. I., McNaughton N. J., Fletcher I. R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gond. Res.*, 3:453-488.
- Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22:174-182.

Figura 1a

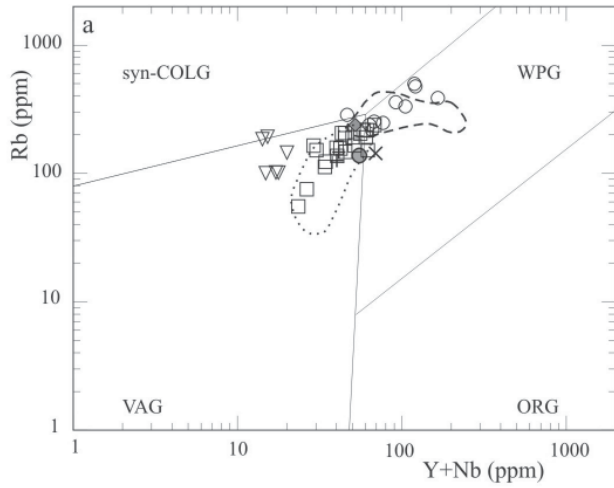


Figura 1b

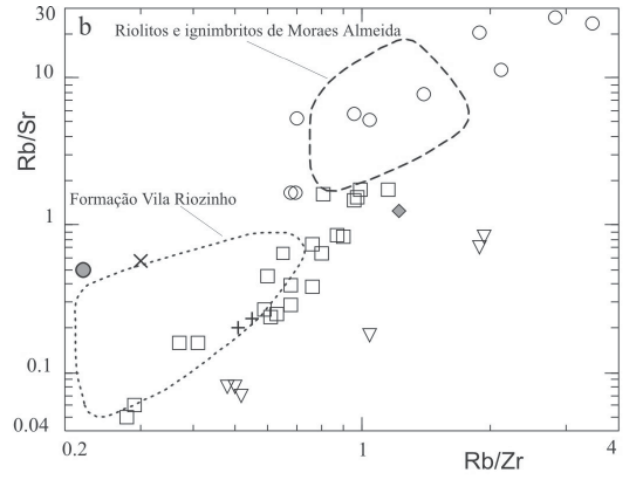


Figura 1c

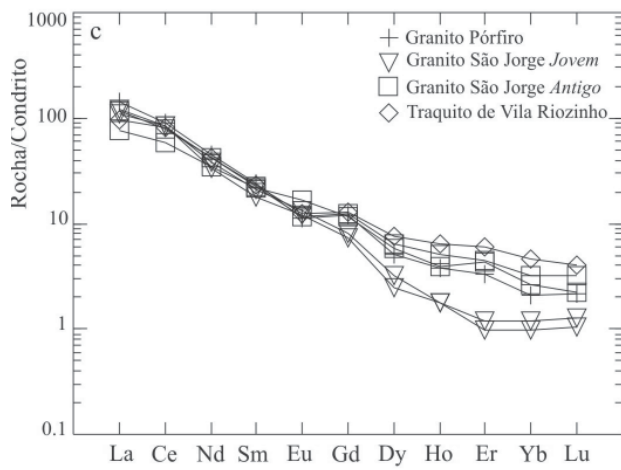


Figura 1d

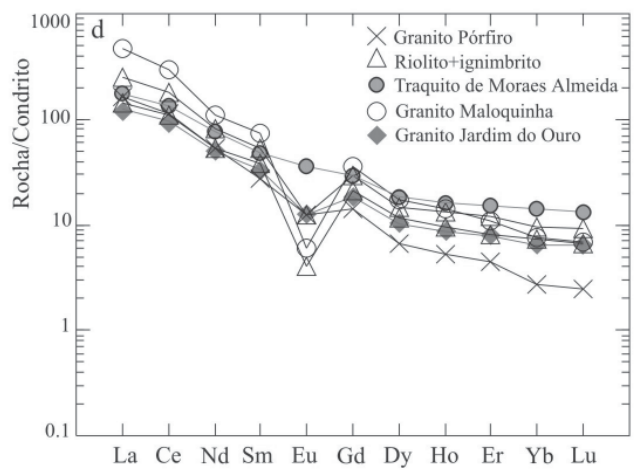


Figura 1 - Diagramas (a) Rb x Y+Nb (Pearce et al., 1984), (b) Rb/Sr x Rb/Zr, (c) e (d) Padrões de elementos Terras Raras normalizados ao condrito (Evensen et al., 1978) para as diferentes rochas estudadas.

Arcabouço estrutural, geocronologia e petrogênese dos granitóides arqueanos de Xinguara-PA: implicações para a evolução geológica do Terreno Granito-Gresntone de Rio Maria, SE do estado do Pará

Albano Antonio da Silva Leite¹ (albano@ufpa.br); Fernando J. Althoff^{1,2}; Roberto Dall'Agnol¹; Moacir J. B. Macambira³; O. Tapani Rämö⁴; Armínio G. Vale⁵.

¹ – Grupo de Pesquisa Petrologia de Rochas Granitóides (GPPG), ² – Universidade Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS), ³ – Laboratório de Geologia Isotópica (PARA-ISO/CG-UFPA); ⁴ – University of Helsinki; ⁵ - Serviço Geológico do Brasil (CPRM/Belém).

Introdução

Os terrenos granito-*greenstone* arqueanos de vários locais do mundo são constituídos por granitóides dominados por tonalitos, trondhjemitos e granodioritos, que formam as associações TTG, e por *greenstone belts* (Martin 1994, Choukroune et al. 1997, Dall'Agnol et al. 1997, Althoff et al. 2000). Entretanto, maciços graníticos *stricto sensu*, embora menos discutidos, também possuem uma distribuição areal importante nesses terrenos (Sylvester 1994, Leite 1995).

No terreno granito-*greenstone* de Rio Maria (TGGRM), Souza et al. (1990) e Duarte et al. (1991) identificaram os granitos Xinguara e Mata Surrão, bem como corpos leucograníticos na região de Identidade, como representantes deste magmatismo granítico potássico arqueano (~2,87 Ga), inteiramente distinto da associação TTG. Na região de Marajoara Althoff et al (2000) identificaram os leucogranitos Guarantã e Mata Surrão. Na região da Serra dos Carajás e adjacências foi identificada uma outra seqüência de leucogranitos arqueanos, definida como Suíte Plaqué (Araújo et al. 1994), com idade de 2,73 Ga (Avelar et al. 1999). Idades similares foram obtidas para o Granito Planalto (2,75 Ga, Huhn et al. 1999) e para o Complexo Granítico Estrela (2,76 Ga, Barros et al. inédito).

A importância do magmatismo potássico na evolução do TGGRM acha-se, portanto, confirmada, reproduzindo-se um quadro similar ao verificado em outros continentes. Apesar disso, carece-se de estudos petrográficos e geoquímicos detalhados, bem como de estudos das estruturas e do mecanismo de colocação de corpos representativos desse magmatismo. O presente trabalho trata destas questões, tendo por base os granitóides arqueanos de Xinguara.

Geologia dos Granitóides Arqueanos de Xinguara

Na região de Xinguara os granitóides e gnaisses, anteriormente agrupados no Complexo Xinguara, foram individualizados em duas novas unidades: (i) Complexo Tonalítico Caracol (CTc), que possui enclaves de *greenstone belts* (GB); (ii) Trondhjemitos Água Fria (THaf), intrusivo no GB de Sapucaia e no CTc, como atestam enclaves, e contemporâneo do Granito Xinguara (Gxg), como indicam os dados estruturais e geocronológicos. Corpos granodioríticos idênticos ao Granodiorito Rio Maria (GDrm), presentes nas regiões de Rio Maria e Marajoara, também ocorrem na região de Xinguara, justificando a

sua correlação com o mesmo. Na região de Xinguara, o GDrM é intrusivo no CTc, sendo cortado pelo THaf e pelo Gxg.

Geocronologia Pb-Pb por evaporação de zircão

As relações de campo e os dados isotópicos Pb-Pb por evaporação de zircão indicam dois períodos importantes de formação de rochas granitóides arqueanas na região de Xinguara: (i) 2.948 ± 5 a 2.924 ± 2 Ma, geração, colocação e deformação do CTc, correlacionado ao Tonalito Arco Verde, situado na região de Marajoara na parte sul do TGGRM (Althoff et al. 2000) e aos granitóides TTG da região de São Félix do Xingu (Avelar et al. 1999). As idades obtidas confirmam um intenso magmatismo TTG Arqueano no TGGRM no período de 2,97 a 2,92 Ga (Machado et al. 1991, Macambira & Lancelot 1996, Dall’Agnol et al. 1997 e Althoff et al. 2000); (ii) 2.878 ± 4 a 2.865 ± 1 Ma, geração, colocação e deformação em um curto período de tempo (10-15 Ma) do GDrM, THaf e do Gxg, cerca de 50 Ma após a formação dos primeiros granitóides TTG.

Geologia Estrutural

O CTc mostra um bandamento N-S, preservado em seu domínio NW. Esta estrutura é transposta para um *trend* WNW-ESE regional, registrado em diferentes plútons graníticos da região e também no domínio sul do CTc. O GDrM mostra enclaves máficos fortemente achatados, definindo uma foliação paralela ao *trend* regional. O THaf apresenta um bandamento magmático também de orientação próxima ao *trend* regional. O Gxg possui forma alongada segundo este mesmo *trend*. A foliação é mal desenvolvida, sendo subhorizontal na área central e com mergulhos fortes na borda da intrusão. Microscopicamente, o Gxg mostra recristalização variável, mas muitas vezes moderada dos feldspatos. Quanto aos esforços regionais predominantes na época de colocação dos granitóides, o eixo principal (σ_1) tinha orientação aproximada N40E horizontal. A orientação dos esforços pouco variou durante as etapas de evolução arqueana da região de Xinguara. Esse esforço regional atuou durante o estágio submagmático do CTc, pois afetou o seu bandamento, formando dobras e *boudins*. Este esforço foi também responsável pela transposição de estruturas N-S para a estruturação WNW-ESE. Esforços com estas mesmas orientações geraram também as principais estruturas de deformação, desde o estágio submagmático ao *subsólido*, no GDrM, THaf e no Gxg.

As variações observadas na atitude da foliação do CTc sugerem que os seus corpos formaram estruturas dômicas, posteriormente obliteradas pela deformação e pelas intrusões dos granitóides mais jovens. Para o GDrM, os dados de geobarometria em anfibólio indicam uma pressão de cerca de 3 kbar, que corresponde a uma profundidade de 10 km e, portanto, a uma colocação em ambiente de transição entre epi e catazona. Esta afirmativa é coerente com os efeitos de metamorfismo de contato registrados nas rochas metabásicas do GB de Identidade, que sugerem uma colocação não-diapírica

para este granitóide. Algumas características estruturais do Gxg, tais como a variação na intensidade e na atitude da foliação e a deformação nas suas encaixantes sugerem uma colocação por *ballooning*. A colocação do Thaf deu-se provavelmente por diapirismo.

Geoquímica e Petrogênese

O CTc é um típico granitóide TTG da série trondhjemítica. Entretanto, o comportamento dos elementos litófilos e, sobretudo, terras raras (TR), revelou duas assinaturas geoquímicas distintas em rochas desta unidade: grupos com altas e baixas razões La_n/Yb_n . O GDrm ao contrário, segue o *trend* cálcico-alcálico, é comparativamente mais rico em MgO e mostra características distintas das associações TTG. É similar aos granodioritos ricos em Mg de Suítes Sanukitóides. O THaf, apesar de mais novo, mostra-se similar ao CTc, no sentido de possuir afinidade com os granitóides TTG. No entanto difere do CTc, pelo enriquecimento relativo em K_2O . O Gxg mostra afinidade geoquímica com os granitóides cálcico-alcálicos fortemente fracionados, onde o alto K_2O e padrão de TR são indicativos de uma origem crustal.

O líquido gerador das rochas dominantes no CTc (altas razões La_n/Yb_n) seria oriundo da fusão de metabasaltos (mbas) não enriquecidos, previamente transformados em granada-anfibolito. Fontes com composição similar à da média de mbas arqueanos ou a dos mbas do GB de Identidade seriam adequadas para gerar tal líquido, porém a partir de diferentes graus de fusão, respectivamente 25-30% ou 10-15%. O líquido formador do CTc com baixas razões La_n/Yb_n poderia também ser derivado de uma fonte similar às mencionadas, porém sem granada. Os dados de Nd indicam para o primeiro grupo fonte mantélica com pouco tempo de residência crustal. Uma amostra isolada do segundo grupo e um enclave no Gxg apresentaram valores de ϵNd negativos e idades $T_{DM} > 3,2$ Ga, sugerindo participação de uma fonte mais antiga e com maior tempo de residência crustal. O THaf pode ter sido gerado a partir de 5 a 10% de fusão de mbas de composição química similar aos do GB de Identidade, transformados em granada-anfibolito. Os líquidos do Gxg tiveram origem a partir de diferentes graus de fusão de fonte de composição similar aos granitóides TTG mais antigos.

Evolução Geológica

A evolução geológica das rochas arqueanas da região de Xinguara é marcada por duas etapas importantes. A primeira, que ocorreu no período de $< 2,95$ a $2,91$ Ga, mostra várias analogias com a evolução dos crátons Pilbara (Austrália) e Dharwar (Índia) (Choukroune et al. 1997). Neste período foi formado um terreno à base de domos TTG e bacias *greenstone belts*, associado com um tectônica predominantemente vertical. A segunda etapa ocorreu por volta de $\sim 2,88$ Ga e mostra fortes evidências de mudanças no comportamento de evolução da crosta, pois ao contrário da etapa anterior, em um curto espaço de tempo são formados vários granitóides geneticamente diferentes. Incluem-se aí, leucogranitos de derivação crustal, os quais marcam a estabilização crustal do TGGRM, que ao

contrário de outros crátons, deu-se bem antes do final do Arqueano. Neste estágio se daria o espessamento e estabilização da crosta arqueana de Xinguara, que se tornaria mais rígida. A partir daí o processo de convergência e subducção de placas seria mais efetivo. Neste contexto, dar-se-ia a fusão de um manto enriquecido em elementos incompatíveis que geraria o magma parental do GDrM. A fusão da crosta oceânica subductante, transformada em granada-anfibolito geraria o magma dos granitóides TTG mais jovens (THaf), que ascenderia diapiricamente para o seu local de alojamento na crosta. A ascensão dos magmas do THaf e a do GDrM geraria calor suficiente para promover a fusão em diferentes graus dos granitóides TTG da base da crosta, o que proporcionaria a geração dos magmas graníticos do pluton Xinguara.

Referências Bibliográficas

- Althoff, F.J., Barbey, P.; Boullier, A.M. 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral province, Brazil). *Precambrian Research*, **104**:187-206.
- Araújo, O.J.B.; Macambira, E.M.B.; Vale, A.G.; Oliveira, J.R.; Silva Neto, C.S.; Costa, E.J.S.; Santos, A.; Pena Filho, J.I.C.; Neves, A.P.; Jorge João, X.S.; Costa, J.B.S. 1994. Primeira integração das investigações geológicas do Programa Grande Carajás na região SSE do Estado do Pará. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 4, Belém, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 299-301.
- Avelar, V.G.; Lafon, J.M.; Correia JR., F.C.; Macambira, E.M.B. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã – Província Mineral de Carajás: Novos dados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(4): 453-460.
- Barros, C.E.M.; Macambira, M.J.B.; Barbey, P. Idade de zircões do Complexo Granítico Estrela, Província Metalogenética de Carajás, Brasil: implicações tectônicas e petrológicas. (submetido a *Revista Brasileira de Geociências*).
- Choukroune, P.; Ludden, J.N.; Chardon, D.; Calvert, A.J.; Bouhallier, H. 1997. Archean crustal growth and tectonics processes: a comparison of the Superior Province, Canada and the Dharwar Craton, India. In: Burg, J.P., Ford, M. (Eds.), *Orogeny Through Time*, vol. 121. Geological Society Special Publish, London, pp. 63-98.
- Dall'Agnol, R.; Souza, Z. S.; Althoff, F. J.; Barros, C. E. M.; Leite, A. A. S.; Jorge João, X. S. 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás metallogenic province. In: International Symposium on Granite and Associated Mineralizations, 2. *Extended abstracts and program*, Salvador, 1997, pp. 135-161.
- Huhn, S.B.; Macambira, M.J.B.; Dall'Agnol, R. 1999. Geologia e geocronologia Pb/Pb do Granito Alcalino Planalto, Região da Serra do Rabo, Carajás-Pa. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus. *Boletim de Resumos Expandidos...* SBG. p. 463-466.
- Leite, A.A.S. 1995. *Geologia e geoquímica do maciço granítico arqueano Xinguara - sudeste do Estado do Pará*. Universidade Federal do Pará, Tese de Mestrado, 209p.
- Macambira, M.J.B.; Lancelot, J.R. 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, southeastern Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, **38**: 1134-1142.
- Machado, N.; Lindenmayer, Z.; Krogh, T.E.; Lindenmayer, D. 1991. U/Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás Área, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**: 329-354.
- Martin, H. 1994. The Archean grey gneisses and the gneisses of continental crust. In: Condie, K. C. (ed.) *Developments in precambrian geology 11*. Archean crustal evolution, Elsevier, p. 205-259.
- Sylvester, R. P.J. 1994. Archean granite plutons. In: Condie, K. C. (ed.) *Developments in precambrian geology 11*. Archean crustal evolution, Elsevier, p. 261-314.

Hidrotermalitos: nova denominação para as formações ferríferas do Grupo Salobo-Pojuca, Serra dos Carajás, Pará

Zara Gerhardt Lindenmayer*¹, Márcio Martins Pimentel**², Fernando Jacques Althoff *³, João Batista Guimarães Teixeira***⁴

*Universidade do Vale do Rio dos Sinos. 1 zara@euler.unisinos.br, 3 althoff@euler.unisinos.br

**Universidade de Brasília. 2 marcio@unb.br.

***Universidade Federal da Bahia. 3 jbt@pppg.ufba.br.

Introdução

Desde a descoberta dos primeiros depósitos de cobre e cobre-zinco em Carajás, o Grupo Salobo-Pojuca (Hirata et al. 1982) foi definido como composto por rochas metavulcânicas, quartzitos, anfíbolitos, xistos e formações ferríferas, submetidos a metamorfismo de alto grau. Com a evolução do conhecimento geológico da área, a presença dessas formações ferríferas foi um dos principais fatores a condicionar a classificação dos depósitos de Cu-Zn do Pojuca e Cu-Au do Salobo como do tipo VMS (Hutchinson 1979; Lindenmayer 1981; Farias 1981; Farias e Saueressig 1982 e Vieira *et al.* 1988). Tendo por base a associação mineral, idêntica àquela descrita na literatura geológica, diversas fácies dessas formações ferríferas foram também definidas como fácies silicato e óxido no Salobo e fácies óxido e sulfeto no Pojuca (Farias e Saueressig 1982, DOCEGEO, 1988). Lindenmayer (1990) propôs até classificar a formação ferrífera do depósito de Cu-Au do Salobo, em dois tipos: silicatado e aluminoso.

Todavia, se por um lado a associação mineral: magnetita, faialita, grunerita, quartzo, Fe-biotita, almandina, chamosita, greenalita e estilpnomelano, encontrada tanto na literatura geológica quanto em Carajás, caracterizava as formações ferríferas, por outro lado faltava nestas últimas o bandamento característico (Lindenmayer e Teixeira 1999). A sua assinatura geoquímica peculiar também mostrava afinidades graníticas e crustais, como enriquecimento em ETR, U e F, diferindo muito das formações ferríferas senso estrito, como por exemplo, as da Formação Carajás (Lindenmayer *et al.* 2001).

Dados recentes, obtidos no depósito de Cu-Au do Gameleira, hospedado no Grupo Salobo-Pojuca, permitiram melhor compreender e propor uma redefinição para essas rochas.

Contexto Geológico

O depósito de Cu-Au do Gameleira corresponde à extensão leste do Depósito de Cu-Zn do Pojuca. Ambos encontram-se hospedados no Grupo Salobo-Pojuca, unidade considerada como a base da seqüência vulcano-sedimentar da Serra dos Carajás (DOCEGEO 1988), composta por anfíbolitos, quartzitos, biotita-xistos e formações ferríferas (DOCEGEO 1988), cujo metamorfismo foi datado no período de 2.732-2.742 Ma (Machado *et al.* 1991).

As rochas classificadas anteriormente como formações ferríferas, aqui denominadas de hidrotermalitos, ocorrem no contato entre um *sill* gabróico e vulcânicas andesíticas, ambos hidrotermalmente alterados. Eles podem ser considerados como um veio bandado de grandes proporções com idade isotópica paleoproterozóica (1.837 ± 30 Ma, Sm-Nd isócrona, rocha total, Pimentel *et al.* (neste Simpósio)).

O processo hidrotermal foi relacionado a um granitóide de composição sienítica, que intruiu cerca de 900 Ma após a intrusão do *sill* gabróico.

Hidrotermalitos

Os hidrotermalitos são rochas bandadas, compostas por quartzo, grunerita, biotita verde, magnetita e calcopirita, além de bornita, pirita, cobaltita, cobalto-pentlandita e Au, em proporções variadas, tendo estilpnomelano, apatita, uraninita e fluorita como acessórios. Eles se caracterizam pela heterogeneidade da espessura de suas bandas, que chegam a variar de 0,3 mm a 10 cm. Nessas rochas, grãos de quartzo em mosaico, livres de *strain* e muito finos, que poderiam ser definidos como *chert*, resultaram da cristalização a partir de um fluido hidrotermal.

Entre as bandas de quartzo poligonais e magnetita ocorre grunerita, geralmente em franjas difusas e nitidamente como produto da reação: magnetita + SiO_2 + H_2O \Rightarrow grunerita. Exibem ainda biotita verde com abundantes inclusões de uraninita.

Muitos hidrotermalitos não contêm magnetita, sendo formados por bandas alternadas de biotita verde e quartzo poligonal.

Geoquímica

A assinatura geoquímica dos hidrotermalitos mostra forte contribuição crustal, granítica, tal como a formação ferrífera do depósito de Cu-Au do Salobo (Lindenmayer, 1990).

Os hidrotermalitos, assim como as formações ferríferas, são formados predominantemente por SiO_2 (50,28-66,11%) e FeO^t (24,90-43,30%), tendo MgO (1,86-4,61%) como o terceiro componente em importância. Eles apresentam padrões de ETR, normalizados pelo condrito, muito semelhantes aos do sienito aplítico, com uma inclinação negativa, ou ligeiramente côncava dos ETRL ($\text{La}/\text{Sm}_{\text{cn}} = 0,14 - 1,30$), anomalia negativa pronunciada de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,085 - 0,47$) e enriquecimento dos ETRP ($\text{Gd}/\text{Yb}_{\text{cn}} = 0,10 - 0,63$) (Figuras 1 A e B). Todavia, os hidrotermalitos possuem um conteúdo médio menor de ETR do que o sienito aplítico, entre 3 a 10 vezes o condrito. Essa semelhança de padrões de fracionamento indica interação entre os fluidos formadores do hidrotermalito e o sienito.

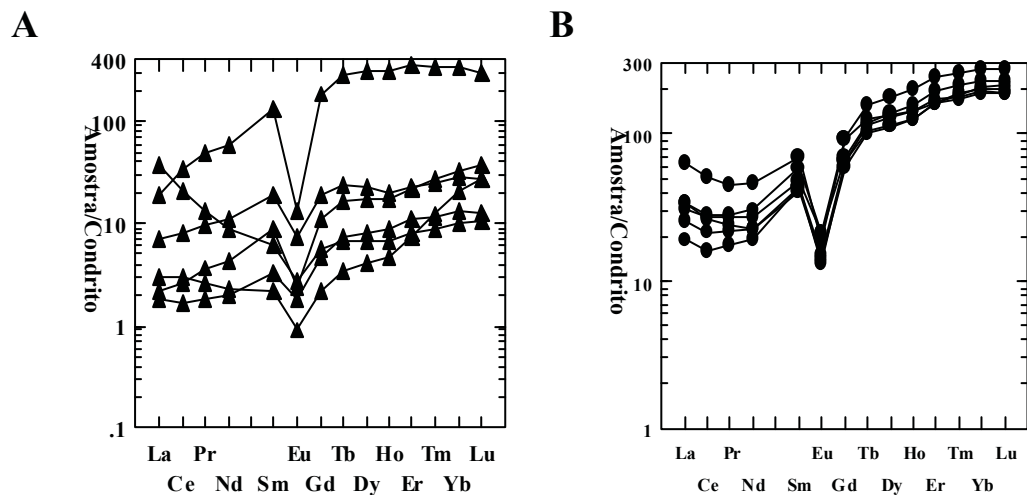


Figura 1 – Os padrões de ETR dos hidrotermalitos (A) e do sienito aplítico (B). O conteúdo em ETR dos hidrotermalitos é maior, mas os padrões são extremamente semelhantes.

Discussão

A deposição de minerais a partir de fluidos hidrotermais geralmente ocorre através do preenchimento de espaços vazios, em temperaturas inferiores a 250°C. Em temperaturas superiores a esta, as rochas encaixantes têm menos vazios e a deposição é mais freqüentemente efetuada por substituição (Seward e Barnes 1997). Como os hidrotermalitos são cortados por veios de quartzo-fluorita, pode-se inferir que eles se depositaram à temperatura superior a 250°C, como substituição da zona de contato entre as rochas intrusivas e os xistos, num regime dúctil ou dúctil-rúptil, enquanto que os veios teriam sido preenchidos em um sistema rúptil.

A existência do *sill* gabróide, atuando como um corpo rígido e impermeável, possivelmente teve papel importante na canalização da circulação dos fluidos hidrotermais que originaram os hidrotermalitos.

Conclusões

As rochas classificadas anteriormente como formações ferríferas, existentes no contato entre os xistos e o *sill* gabróico, são hidrotermalitos formados a partir de processos de silicificação, ferrificação e sulfetação. A idade Sm-Nd destes hidrotermalitos (1.837 ± 30 Ma, isócrona, rocha total) liga este evento hidrotermal à época da colocação dos granitóides neoproterozóicos da região e em particular ao sienito aplítico e ao Granito Pojuca, situados junto ao depósito do Gameleira.

As características estruturais e microestruturais encontradas no depósito de Cu-Au do Gameleira, permitem considerar que os biotita-xistos marcam os domínios de uma grande zona de falha transcorrente, importante em escala regional. Esta zona de falha, que teve diversas

reativações, foi utilizada como conduto para fluidos hidrotermais e magmas graníticos. Os últimos, colocados em níveis crustais não muito profundos, provavelmente em contexto extensional.

Referências Bibliográficas

- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, *Anexo aos Anais*, 11-54.
- Farias, N. F. 1981. Projeto Cobre Carajás - Jazida Salobo -3A e Salobo -4A- Relatório de pesquisa. Rio Doce Geologia e Mineração S/A.DOCEGEO.
- Farias, N.F., Saueressig, R. 1982. Pesquisa geológica na Jazida de Cobre Salobo -3A- In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, Belém, *Anais*, 2: 39-45.
- Hirata, W.K. 1982. Província Mineral de Carajás, Pará. Geologia Regional. In: SBG/Núcleo Pará, I Simpósio de Geologia da Amazônia, *Anexo aos Anais*, 9-20.
- Hutchinson, R. W. 1979. Report on Docegeo Copper projects MM1, Salobo and Regional Geological Relationships, Pará, Brasil. DOCEGEO (Relatório interno).
- Lindenmayer, Z.G. 1981. Geologia do depósito do Salobo 3 Alfa. DOCEGEO (Relatório interno).
- Lindenmayer, Z.G. 1990. *Salobo, Carajás, Brazil: Geology, Geochemistry and metamorphism*. University of Western Ontario, London, Canada, Ph.D. Thesis, 407 p.
- Lindenmayer, Z.G., Teixeira, J.B.G. 1999. Ore Genesis at the Salobo Copper Deposit, Serra dos Carajás. In: Silva, M.G & Misi, A. (eds.). Base Metal Deposits of Brazil. Belo Horizonte, MME/CPRM/DNPM, p. 33-43.
- Lindenmayer, Z. G., Laux, J. H., Teixeira, J.B.T. 2001. Considerações sobre a origem das Formações Ferríferas da Formação Carajás, Serra dos Carajás, Pará. *Rev. Bras. Geociências* 30 (1): (aceito para publicação)
- Machado, N., Lindenmayer, Z., Krogh, T.E., Lindenmayer, D. 1991. U - Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, 49:1-26.
- Seward e Barnes, 1997. Metal transport by hydrothermal ore fluids. In: H. L. Barnes (ed.) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. New York, John Wiley & Sons,
- Vieira, A.E.P., Saueressig, R., Siqueira, J.B., Silva, E.R.P., Rêgo, J.L., Castro, F.D.C. 1988. Caracterização geológica da Jazida Polimetálica do Salobo 3A - Reavaliação. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, *Anexo aos Anais*, 97-114.

Gênese e evolução geológica do depósito de Cu-Au de Gameleira, Serra dos Carajás, Pará

Zara Gerhardt Lindenmayer*¹, Márcio Martins Pimentel**², Luiz Henrique Ronchi*³, Jorge Henrique Laux**⁴, Fernando Jacques Althoff*⁵, Janice Caldas Araújo*⁶, André Fleck*⁷

*Universidade do Vale do Rio dos Sinos. 1. zara@euler.unisinos.br; 3 ronchi@euler.unisinos.br ;5 althoff@euler.unisinos.br; 6 jcaldasaraujo@yahoo.com; andre@euler.unisinos.br
**Universidade de Brasília. 2 marcio@unb.br ; 4 lauxjh@unb.br

O depósito de Cu-Au do Alvo Gameleira, Serra dos Carajás, apresenta mineralização paleoproterozóica (1,8 Ga) epigenética, venular, *estratabound* e subordinadamente disseminada, hospedada numa seqüência vulcânica andesítica e sub-vulcânica gábrica, neoarqueana, localizada numa zona de cisalhamento. A mineralização venular, composta por calcopirita, bornita, Au, molibdenita, pirita, cobaltita e cobalto-pentlandita, associada à uraninita, fluorita, turmalina, quartzo e biotita verde, pós-data a mineralização *estratabound* em hidrotermalitos bandados (1.837 ± 30 Ma, Sm-Nd, isócrona rocha total), provenientes de ferrificação sulfetação e silicificação. Nos hidrotermalitos concentra-se a mineralização cupro-aurífera em bandas ricas em magnetita, que ocorrem no contato entre o pacote vulcânico e um *sill* máfico. Os veios mineralizados (1.693 ± 30 Ma, Sm-Nd em biotita verde e sulfeto) e o hidrotermalito, têm sua fonte numa intrusão sienítica paleoproterozóica.

O gabro e as vulcânicas andesíticas são comagmáticas ($\epsilon_{Nd}(T) = -1,8$ e $-1,7$, respectivamente), e provenientes de um magma cálcio-alcálico. O valor negativo do parâmetro ($\epsilon_{Nd}(T)$) indica contaminação do magma original com crosta continental mais antiga. Isto é corroborado pelas razões Zr/Y dos gabros (3,04) e andesitos (6,88), coincidentes com àquelas características de magmas de arcos continentais de Condie (1989), embora as razões Ta/Yb (0,008); Th/Yb (0,617); Ti/Zr (84,88) e La/Ta (63,83) do gabro e Ta/Yb (0,206); Th/Yb (2,79); Ti/Zr (41,49) e La/Ta (102,50) dos andesitos, sejam geoquimicamente análogas aos magmas de arcos-de-ilhas de Condie (1989).

Duas intrusões graníticas ocorrem na área do depósito. Uma delas, de composição sienítica e portadora de calcopirita, fluorita e turmalina, é relacionada no tempo, aos granitóides paleoproterozóicos, colocados há 1,8 Ga. A outra é formada por um alcali-feldspato-leucogranito a muscovita mesoproterozóico. O sienito tem afinidades químicas com os granitos do tipo A, é metaluminoso a peralcalino e têm enriquecimento muito pronunciado em ETRP.

Intensa biotitização paleoproterozóica (1,73 Ga, Ar-Ar) é observada em todo o pacote. As rochas vulcânicas são compostas por biotita, quartzo, albita, turmalina±almandina, muitas vezes apresentando texturas porfiríticas, ofíticas e subofíticas reliquiares. Quando deformadas constituem

biotita-xistos e granada-biotita-xistos. A intrusiva máfica é um gabro hidrotermalmente alterado e biotitizado em graus variados, composto por oligoclásio-andesina, actinolita e biotita, além de epidoto e clorita. Os hidrotermalitos bandados são formados por quartzo-magnetita-grunerita-biotita.

Os altos conteúdos de Cl (até 2%) e K (até 1%) apresentados pelos anfibólios cálcicos, juntamente com a temperatura de equilíbrio de $540 \pm 25^\circ\text{C}$, obtida nos pares hornblenda-granada e biotita-granada, indicam que o anfibólio e a biotita se formaram durante o mesmo evento hidrotermal que originou a mineralização e não devido a um processo metamórfico anterior.

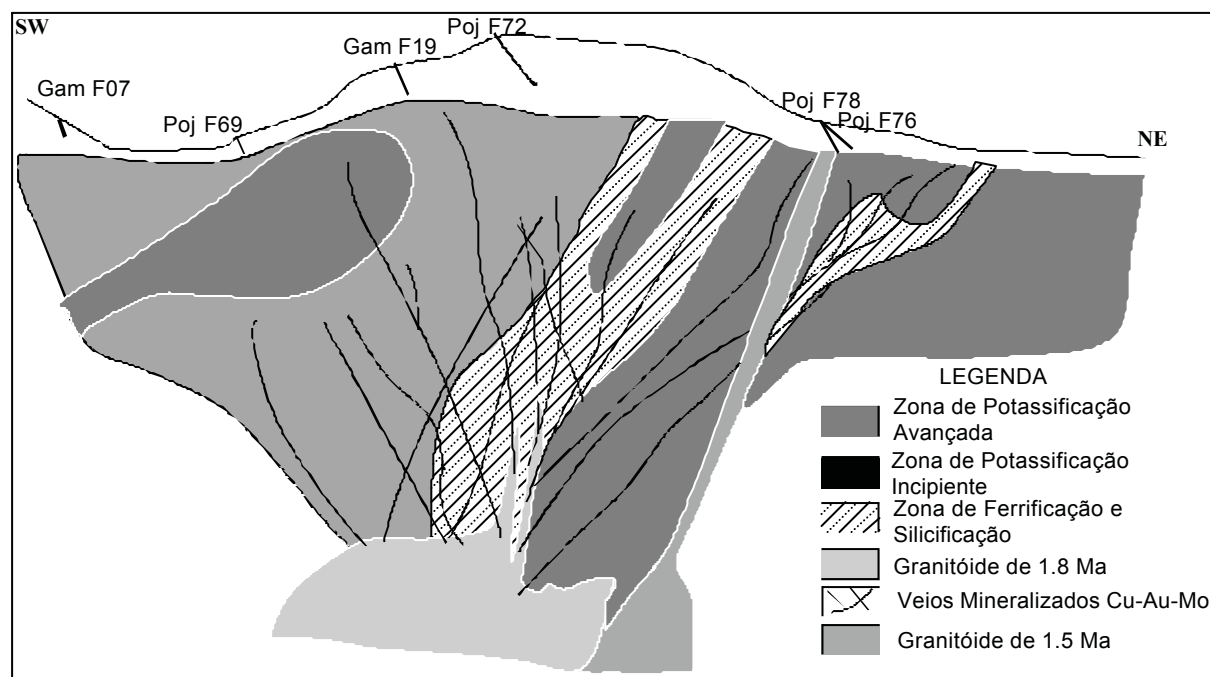


Figura 1 - Seção geológica idealizada do depósito de Cu - Au do Gameleira.

Os dados isotópicos de enxofre nos sulfetos ($\delta S^{34} = +3,08$ nas calcopiritas, $+3,74$ nas bornitas e $+4,81$ nas molibdenitas) e de carbono e oxigênio nos carbonatos ($\delta O^{18}_{SMOW} = +8,912$ a $+10,030$ e $\delta C^{13}_{PDB} = -8,414$ a $-9,449$) indicam fonte magmática para o enxofre e fonte profunda tanto para o carbono como para o oxigênio. Isto sugere que o sistema hidrotermal evoluiu numa região moderadamente profunda da crosta onde os fluidos eram predominantemente magmáticos, e sem influência de águas meteóricas

A profundidade de evolução do sistema hidrotermal foi de cerca de 7 km, estimada pela predominância das substituições edeníticas sobre as glaucofaníticas nos anfibólios cálcicos dos gabros, que indicaram uma pressão próxima de 2 kbar. A temperatura mais elevada registrada no sistema foi de 540°C (geotermômetros hornblenda-granada e biotita-granada). A temperatura dos veios mineralizados variou entre 235°C e 190°C (geotermômetro da clorita), indicando resfriamento progressivo do sistema.

Os fluidos de alta temperatura tiveram o Cl como o principal agente complexante dos metais, juntamente com o F. Esse último tornou-se mais importante, com a diminuição de temperatura, principalmente no transporte do U, Mo e ETR, o que é evidenciado pelo enriquecimento em F dos minerais hidratados tardios. O enriquecimento de todas as rochas em K, Ga, ETRL, U, F, Au, Cu indica fortemente influência de fonte granítica. Por outro lado, as boas correlações entre Cr, MgO, CaO, Au e a presença de sulfetos portadores de cobalto sugerem que as rochas encaixantes máficas contribuíram como fonte dos metais e contaminado os fluidos do sistema hidrotermal.

Três tipos principais de inclusões fluidas cogenéticas ocorrem nos veios mineralizados: bifásicas aquosas, salinidade entre 1 e 23% peso eq. NaCl e TH entre 100 e 250°C, inclusões saturadas (halita), salinidade entre 30 e 40% peso eq. NaCl e TH da fase vapor ente 150 e 210°C e inclusões monofásicas aquosas, revelando forte influência de fluidos magmáticos (Ronchi *et al.* neste Simpósio).

As características estruturais e microestruturais descritas no Alvo Gameleira, permitem considerar que os biotita-xistos marcam os domínios de uma grande zona de falha transcorrente, importante em escala regional. Trata-se, possivelmente, de uma estrutura de segunda ordem ligada à Falha Carajás. Esta zona de falha, que teve diversas reativações, foi utilizada como conduto para fluidos hidrotermais e magmas graníticos. Os últimos foram provavelmente colocados em contexto extensional, em níveis crustais não muito profundos,.

Gameleira corresponde a um depósito mineral da classe óxido de Fe Cu-Au, portador de forte controle magmático, sendo caracterizado pelo baixo conteúdo de S e elevados teores em F-U-ETR.

A assembléia de minerais de alteração, a paragênese sulfetada e a associação de metais (Fe-Cu-Au Mo-Co-U-F-ETR) encontrada no Alvo Gameleira, assemelha-se aos depósitos do distrito de Cloncurry, na Austrália, formados em temperaturas e profundidades semelhantes, tais como Ernest Henry, Monakoff e Mount Kalbadon descritos por Williams (1998). Gameleira mostra grande semelhança também com o depósito de Mo de Allebuoda, na Suécia, descrito por Öhlander *et al.* (1989).

Referências Bibliográficas

- Condie, K.C. 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: Identification and significance. *Lithos*, **23**:1-18.
- Öhlander, B., Billström, K., Hålenius, E. 1989. Behavior of rare-earth elements in highly evolved granitic systems: Evidence from Proterozoic molybdenite mineralized aplites and associated granites in northern Sweden. *Lithos*, **23**: 267-280.
- Williams, P.J. 1998. Introduction to Fe Oxide-Cu-Au Deposits. Short Course on Fe-Oxide-Cu-Au deposits. Economic Geology Research Unit. James Cook University. Part A.
- Williams, P.J. 1998. The Cloncurry Cu-Au Systems. Short Course on Fe-Oxide-Cu-Au deposits. Economic Geology Research Unit. James Cook University. Part G.

Fracionamento Magmático dos Corpos Máfico-Ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté – Sul do Pará: implicações geotectônicas e metalogenéticas

Edesio Maria Buenano Macambira & Cesar Fonseca Ferreira Filho

CPRM – Serviço Geológico do Brasil/Belém-Pará: fecmac@zaz.com.br
Instituto de Geociências – Universidade de Brasília: cesarf@unb.br

Contexto Geológico Regional

A formalização da Suíte Intrusiva Cateté – SIC deve-se a Macambira & Vale(1997) quando realizaram o mapeamento geológico da Folha São Felix do Xingu (SB.22-Y-B), situada na porção sudoeste da Província Mineral de Carajás. Sob o ponto de vista geotectônico está localizada na porção sul do Cráton Amazônico e, mais particularmente, na região central do Bloco Araguacema. (Hasui et al.,1984). No âmbito geocronológico pertence a Província Amazônia Central (Tassinari & Macambira, 1999).

De acordo com os mapeamentos executados por Araújo & Maia (1991) e Macambira & Vale (1997), na região de trabalho, foram identificadas as seguintes unidades geotectônicas (Figura 1): Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará, Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas e Bacia do Medio Xingu.

O Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará, de idade arqueana, ocupa a porção sudeste da área em estudo e está constituído por rochas metavulcano-sedimentares do Grupo Tucumã intrudidas pelo Granodiorito Rio Maria. O Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, também de idade arqueana, ocupa a maior porção da região de trabalho, apresenta-se fortemente lenticularizado segundo E-W e está estratigraficamente constituído, da base para o topo, pelo Complexo Pium (granulitos), Grupo Sapucaia (seqüência metavulcano-sedimentar), Complexo Xingu (gnaisses e migmatitos), Gnaisse Estrela, grupos Grão Pará, Aquiri, São Felix (seqüências metavulcano-sedimentares) e Granito Plaquê (granitóides sincolisionais). Na porção ocidental da região em estudo localiza-se a Bacia do Medio Xingu, constituída por rochas vulcânicas do Grupo Uatumã e sedimentares da Formação Triunfo.

Associado ao evento distensivo do Proterozóico estão presentes corpos da Suíte Intrusiva Cateté e granitóides intrusivos do Granito Parauari e da Suíte Intrusiva Velho Guilherme. Ao Mesozóico estão relacionados os diques do Diabásio Cururu e ao Terciário, as coberturas lateríticas.

A SIC é constituída por um conjunto de corpos com dimensões geralmente superiores a 10km, alongados, orientados preferencialmente segundo as direções N-S e E-W, obedecendo aos principais *trends* estruturais do Cinturão Itacaiúnas. Exibem um posicionamento intraplaca, são intrusivos, anorogênicos, de natureza máfico-ultramáfica, acamadados, não deformados, não

metamorfisados, litologicamente constituído, da base para o topo, por serpentinitos, peridotitos, piroxenitos e gabros. Apresentam idade proterozóica, e vocação metalogenética para EGP, sulfetos de Ni-Cu e cromita.

Os corpos da SIC, de acordo com a sua natureza litoestratigráfica, podem ser divididos em 3 tipos: Serra da Onça, Serra do Puma e Serra do Jacaré.

Aspectos Litoestratigráficos do Corpo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça

Constitui um corpo longilinear com aproximadamente 25km de extensão e uma largura inferior a 4km. Apresenta-se orientado segundo a direção E-W e com mergulho de 40°-45° para sul. Está intrudido em rochas arqueanas do Complexo Xingu e do Granito Plaqué. Estratigraficamente está constituído, da base para o topo, por uma seqüência de serpentinitos, peridotitos, piroxenitos e gabronoritos, sendo estes últimos os litótipos predominantes.

Os diversos tipos rochosos exibem uma grande homogeneidade textural e mineralógica, ocorrem em faixas paralelas acompanhando a direção E-W do corpo máfico-ultramáfico, configurando um padrão acamadado. Salienta-se que, ao longo do empilhamento estratigráfico, repetem-se as camadas de serpentinito e piroxenito. A seqüência de fases cúmulus indica o seguinte fracionamento para o corpo da Serra da Onça: ol + cr na base; opx cumulado; opx + cpx cumulado; e opx + cpx + pl cumulado no topo. Na seqüência destaca-se a presença de um intervalo de mt cúmulus e pigeonita invertida na porção intermediária da zona máfica do corpo.

Aspectos Litoestratigráficos do Corpo Máfico-Ultramáfico da Serra do Puma

Exibe uma forma alongada, com cerca de 27km de extensão e largura variável de 1,5 a 2,5km, disposto segundo ENE-WSW, com mergulho de 30°-35° para sul e intrusivo nas rochas arqueanas do Complexo Xingu e do Granito Plaqué. A base do empilhamento estratigráfico está constituído por dunitos e harzburgitos, sobrepostos por uma alternância de peridotitos, e noritos, gabros e olivina gabros, com estes últimos no topo. Estes litótipos ocorrem como faixas, segundo a maior direção do corpo, dispostas de maneira paralela, configurando um padrão acamadado. A presença de piroxenitos é subordinada, em forma de pequenos corpos no âmbito das rochas noríticas. A seqüência de fases cúmulus indica um fracionamento para o corpo da Serra do Puma, com predomínio de ol + cr cumulado na base, sobreposto por diversos tipos de cumulados máficos (opx + pl, cpx + pl e cpx + pl + ol).

Aspectos Litoestratigráficos do Corpo Máfico-Ultramáfico da Serra do Jacaré

Este corpo, juntamente com os corpos máfico-ultramáficos do Igarapé Carapanã e da Serra do Jacarezinho, formam um grupo de intrusões distintas dos modelos descritos. Tratam-se de corpos

alongados, com comprimentos variando de 9 a 21km, larguras de 1,5 a 3,5km, dispostos aproximadamente segundo a direção N-S e intrusivos em rochas arqueanas do Granito Plaquê e do Grupo São Felix. Sob o ponto de vista litológico são constituídos por serpentinitos (antigos peridotitos) e, secundariamente, por pequenos corpos de piroxenitos e gabronoritos. Os cumulos são representados essencialmente por ol + cr cumulos, com cumulo máficos muito subordinados.

Discussões e Conclusões

As rochas constituintes dos diversos corpos da SIC são essencialmente formadas por cristais cúmulo, originados através de processo de fracionamento magmático e organizados em texturas adcumuláticas e mesocumuláticas.

O evidente acamamento dos corpos e a repetição das camadas é bastante sugestivo de que a origem desses corpos esteja associada a um processo de múltiplas intrusões magmáticas. Os estudos de Macambira (1997) sugerem para a Serra da Onça, uma origem a partir de um magma toleítico, de proveniência mantélica, sendo que esta hipótese pode ser estendida aos demais corpos da SIC.

Observa-se para os diversos corpos máfico-ultramáficos, distintos padrões de fracionamento, o que indica que cada corpo representa uma câmara magmática com evolução própria. Este fato sugere que cada corpo possui uma vocação metalogenética própria, a qual precisa ser avaliada individualmente para cada corpo. Em conseqüência, aumenta consideravelmente o potencial metalogenético da Suíte Intrusiva Cateté, visto que os vários corpos poderão armazenar deferentes depósitos minerais.

No atual estágio da pesquisa, estão sendo desenvolvidos estudos detalhados acerca da variação críptica das fases cúmulo com o objetivo de estabelecer as características do fracionamento magmático de cada corpo e, paralelamente, subsidiar os trabalhos de exploração mineral com a determinação dos horizontes litoestratigráficos mais favoráveis de conterem depósitos magmáticos de EGP, sulfetos de Ni-Cu e cromita.

Referências Bibliográficas

- Araújo, O.J.B. de; Maia, R.G.N. 1991. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Serra dos Carajás. Folha SB.22-Z-A. Estado do Pará. DNPM/CPRM. Brasília.136p.
- Hasui, Y.; Haralyi, N.L.E.; Schobbenhaus, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: Subsídio para o modelo geotectônico, In: Symposium Amazônico, 2, *Anais*. DNPM/CNPq. P. 129-141.
- Macambira, E.M.B. 1997. Geologia e Aspectos Metalogenéticos dos Elementos do Grupo da Platina no Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça – Sul do Pará. Tese de Mestrado. Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará. 178p.
- Macambira, E.M.B.; Vale, A.G.1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Felix do Xingu. Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará. DNPM/CPRM. Brasília.384p.
- Tassinari, G.C.G & Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22 (3): 174-182.

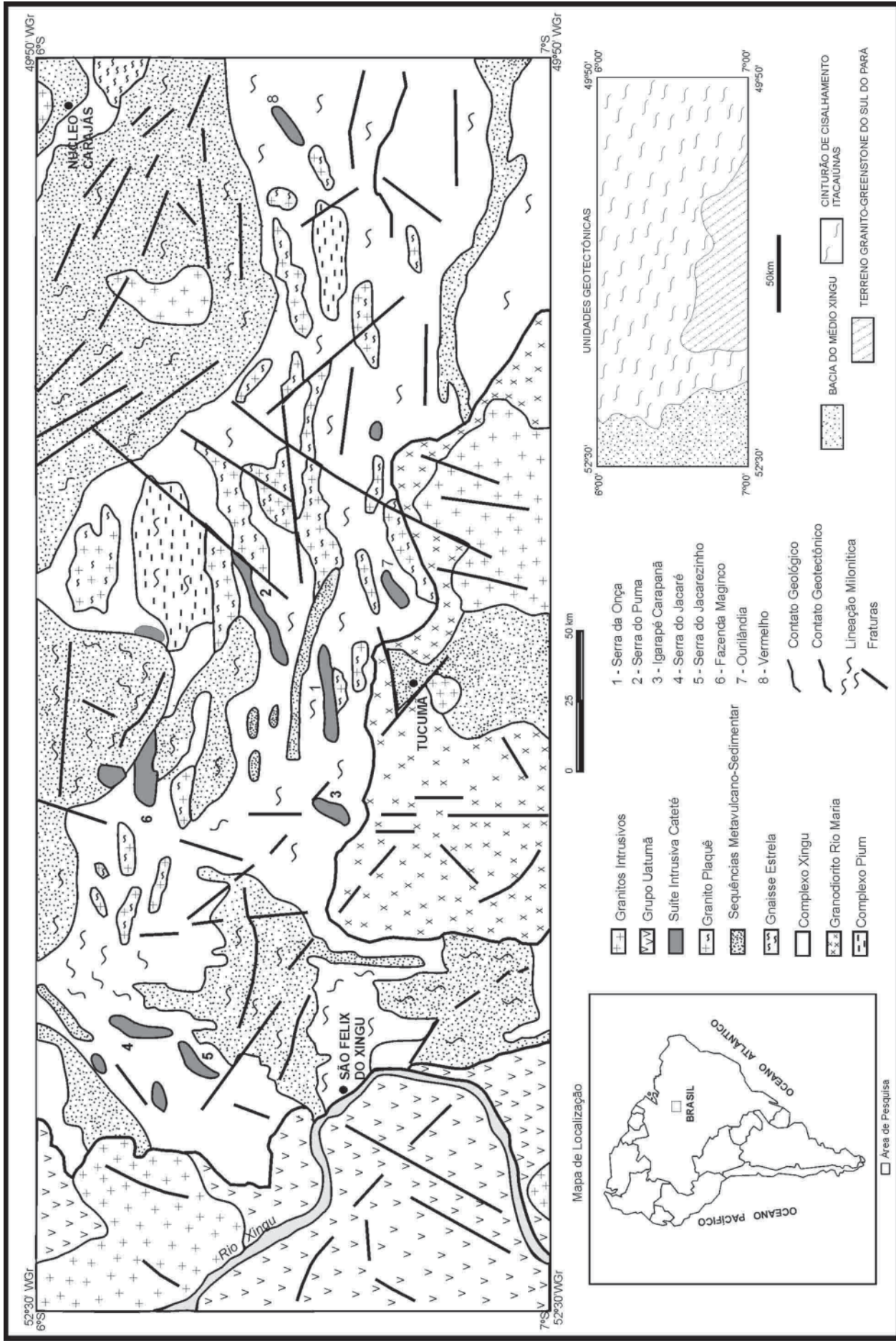


FIGURA 01 - Mapa Geológico simplificado da região sudoeste da Província Mineral de Carajás (Modificado de ARAÚJO & MAIA, 1991 e MACAMBIRA & VALE, 1997).

Novos dados geológicos e geocronológicos para a região ao norte da Província de Carajás; evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-Paleoproterozóico no sudeste do Cráton Amazônico

Moacir José B. Macambira^{1,2}, Carlos Eduardo Barros^{1,3}, Daniela Cristina C. da Silva^{1,2}, Márcia Cristina da C. Santos^{1,3}

¹Centro de Geociências-Universidade Federal do Pará; ²Laboratório Para-Iso/moamac@ufpa.br ³Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides/cadu@ufpa.br

Introdução

O modelo de evolução geotectônica com base em províncias geocronológicas, inicialmente proposto no fim dos anos setenta (Cordani et al. 1979), tem se firmado como aquele que aparentemente mais se adapta às grandes feições geológicas do Cráton Amazônico. Ao longo dos anos, esse modelo tem sido aperfeiçoado e vem conquistando adeptos (p. ex. Lima 1984, Teixeira et al. 1989, Tassinari & Macambira 1999, Santos et al. 2000, Dall'Agnol et al. 2000), apesar de não ser consenso dos estudiosos.

As regiões limítrofes dessas províncias, que marcam mudanças importantes do tempo, do regime tectônico e seus produtos, são, portanto, áreas-chave para o entendimento da evolução da cráton como um todo. Contudo, via de regra, essas áreas são geologicamente pouco conhecidas em especial no que se refere à natureza e localização geográfica dos limites das províncias. Uma dessas regiões é o limite entre a província arqueana de Carajás e os domínios paleoproterozóicos situados ao norte (Província Maroni-Itacaiúnas ou Transamazônica). Cordani et al. (1984), com base em dados geocronológicos K-Ar e Rb-Sr, propuseram-no como sendo uma linha próxima ao paralelo 5° S, na parte norte da Província de Carajás. Mapeamentos posteriores como aqueles realizados pela CPRM (Oliveira et al. 1994) mostraram que nessa região dominam rochas típicas da região de Carajás, devendo ser, portanto, arqueanas. Tassinari et al. (2000) mantiveram, com ressalvas, o mesmo limite. Por outro lado, idades arqueanas obtidas em um embasamento formado por granulitos e granitóides no Estado do Amapá e em cristais detríticos de zircão de quartzito, na Guiana Francesa (p. ex. Lafon et al. 1998), levaram Santos et al. (2000) a propor esse limite como estando na parte central do Amapá unindo, dessa forma, o centro-sul do estado à região de Carajás em uma só província (Carajás-Imataca) que envolveria também a região de Imataca, na Venezuela.

Este trabalho apresenta novos dados geológicos e geocronológicos para a região situada ao norte da Província de Carajás, Estado do Pará, na faixa coberta pela Rodovia Transamazônica, na busca de evidências para definir o limite entre os domínios arqueano e paleoproterozóico no sudeste do Cráton Amazônico.

Geologia

As rochas granitóides que se encontram ao longo da Rodovia Transamazônica entre a cidade de Novo Repartimento e as margens do Rio Xingu apresentam em geral coloração cinza claro, com variações locais para rosa claro ou cinza rosado claro e composição predominante monzogranítica a granodiorítica. A granulação dessas rochas geralmente é média, porém também são observadas rochas heterogranulares a porfíricas de granulação grossa. Localmente mobilizados aplíticos se associam aos granitóides.

Essas rochas granitóides apresentam uma foliação homogênea, contínua e penetrativa na escala regional, que obedece duas direções principais N60W e N80W. Nas rochas menos deformadas pode-se identificar uma foliação magmática (S_0) subvertical marcada pela alternância de níveis descontínuos enriquecidos em minerais máficos e níveis enriquecidos em quartzo e feldspatos. Em alguns raros afloramentos esse bandamento primário (S_0) possui mergulhos subhorizontais e pode estar afetado por uma xistosidade de plano axial S_1 , subvertical, a qual é associada a dobras irregulares e abertas. A xistosidade (S_1) é desenhada pela orientação preferencial fraca a intensa de minerais ferromagnesianos e pelos grãos achatados de quartzo. Com o aumento da deformação no estado completamente cristalizado, a xistosidade S_1 pode evoluir para bandas miloníticas (S_{1m}) de espessura métrica a decimétrica e concordantes à S_1 . As superfícies S_1 e S_{1m} são muito desenvolvidas, ao passo que as lineações são fracamente marcadas, o que confere a elas um caráter oblato (tectonito S). A forte recristalização de feldspatos e de minerais ferromagnesianos indica que esses milonitos se formaram em temperaturas relativamente elevadas (~ 600°C). O comportamento estrutural, controlado por um aumento das taxas de deformação e por temperaturas decrescentes (Gapais 1989), evidencia uma assinatura sintectônica para essas rochas.

Geocronologia

O estudo geocronológico foi desenvolvido pelo método de evaporação de zircão no Laboratório Para-Iso da Universidade Federal do Pará. A amostra escolhida, coletada a cerca de 9 km a oeste de Novo Repartimento, é um granodiorito (?) de coloração cinza de granulação média mostrando localmente um bandamento subhorizontal. Os cristais de zircão foram extraídos por técnicas convencionais (trituração, peneiramento, elutriação, separação magnética e com líquido pesado, triagem sob lupa binocular e fixação em filamento de Re para a análise espectrométrica) e analisados em um espectrômetro de massa Finnigan MAT 262. Os cristais são euédricos a subeuédricos, semi-transparentes, apresentam coloração marrom claro a esbranquiçado, quando metamíticos, são fraturados e contêm inclusões diversas. Dos nove cristais escolhidos para análise, seis permitiram a obtenção de resultados. A idade média calculada com cinco

deles foi de 2076 ± 6 Ma (2 sigmas), uma vez que o sexto mostrou-se um pouco mais velho (2110 ± 11 Ma). A idade de 2076 ± 6 Ma foi interpretada como aquela de colocação do granitóide, enquanto que o sexto cristal pode representar um grão herdado de uma geração de granitóides mais precoce.

Discussão e conclusões

A região estudada constitui uma faixa de direção NW compreendida entre as cidades de Novo Repartimento e Belo Monte, ao longo da Rodovia Transamazônica, e perfazendo mais de 250 km. A geologia dessa área é relativamente monótona e constituída predominantemente pelos granitóides descritos, enquadrados anteriormente por Reis et al. (1974) no Pré-cambriano Indiferenciado. Para o norte, tem-se a cobertura fanerozóica da Bacia do Amazonas, enquanto que para o sul, afloram as rochas arqueanas da Província de Carajás, cujo limite com os granitóides estudados não está identificado. Já para oeste, nas margens do rio Xingu, os granitóides parecem estar intercalados com rochas metamórficas variadas com idades Rb-Sr entre 1,9 e 2,0 Ga, servindo de embasamento às manifestações vulcânicas e plutônicas Uatumã (Santos et al. 1988). Finalmente, para leste, os granitóides estão cobertos pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba.

Pelos dados levantados, as rochas estudadas são muito similares, devendo representar um volume expressivo de rochas cogenéticas colocadas em um episódio de magmatismo granítico acompanhado de compressão ocorrido há 2076 ± 6 Ma. A comparação com rochas similares às que ocorrem na parte norte da Província Maroni-Itacaiúnas ou Transamazônica, na Guiana Francesa, permite correlacioná-las com um evento do final do Transamazônico. Na Guiana, os granitóides teriam sido produzidos em um processo envolvendo encurtamento crustal, anatexia e colocação de plútons graníticos ao longo de zonas de cisalhamento entre 2,09 e 2,08 Ga, como propuseram Vanderhaeghe et al. (1998), em um modelo similar ao dos orógenos modernos. Ou originados a partir de material juvenil produzido em um processo de pluma mantélica, como admitiram Delor et al. (1998). Já para a região estudada, os dados disponíveis não permitem definir se os granitóides são produtos de material juvenil ou sua geração envolveu uma crosta mais antiga retrabalhada, o que só será possível quando novos dados forem obtidos, como os dos isótopos de Nd, que corresponde a uma outra etapa deste estudo. Contudo, a área de ocorrência desses granitóides é significativa e marca um domínio tectônico diferente daquele existente na Província dos Carajás, podendo ter funcionado como um arco que amalgamou os domínios arqueanos situados a norte e a sul da região estudada.

Referências bibliográficas

Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Basei M.A.S., Kawashita, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Cong. Geol. Chileno, 2, Arica, *Actas*, 4:137-148.

- Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Kawashita K. 1984. A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra*, **9**:6-11.
- Dall'Agnol R., Lafon J.M., Fraga L.M., Scandola J.E., Barros C.E.M. 2000. The Precambrian evolution of the Amazonian Craton. In: Intern. Geol. Cong., 31, R. de Janeiro, *CD-Rom*.
- Cocherie A., Capdevilla R. Peucat J.J., Vidal M. 1988. The French Guyana basement revisited: New petrostructural and geochronological results, and correlations with the West African shield. In: Cong. Bras. Geol., 40, B. Horizonte, *Anais*, p.49.
- Gapais D. 1989. Les orthogneiss - structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. *Mémoires et Documents du Centre Armoricaín d'Etude Structurale des Socles*, n°28, 366p.
- Lafon J.M., Rossi Ph., Delor C., Avelar V.G. Faraco M.T.L. 1998. Novas testemunhas de relíquias arqueanas na crosta continental paleoproterozóica da Província Maroni-Itacaiúnas (Sudeste do Escudo das Guianas). In: Cong. Bras. Geol., 40, B. Horizonte, *Anais*, p. 64.
- Lima M.I.C. 1984. Províncias geológicas do Cráton Amazônico em território brasileiro. In: Symp. Amaz., 2, Manaus, *Anais*, 9-23.
- Oliveira, J.R., Silva Neto, C.S., Costa, E.J.S. 1994. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Folha SB.22-X-C Serra Pelada*. Belém, CPRM .
- Reis R.M., Silva G.H., Lobato T. A.M. 1974. *Projeto Transamazônica; trecho Estreito-Itaituba*. Belém, MME/CPRM. Relatório Final. 106p.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Res.*, **3**:453-488.
- Santos M.V., Tassinari C.C.G. Souza Filho E.E., Teixeira W., Ribeiro A.C.O., Payolla B.L., Vasconi A.V. 1988. Litoestratigrafia da rochas pré-cambrianas na bacia do médio rio Xingu – Altamira - PA. In: Cong. Latino-Amer. de Geol., 7, Belém, *Anais*, p.363-377.
- Tassinari, C.C.G., Bettencourt, J.S. Geraldés, M.C. Macambira, M.J.B. Lafon, J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.) 2000. *Tectonic Evolution of South America*. Ac. Bras. Cienc. etc. Rio de Janeiro. p.41-96.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**:174-182.
- Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita K. 1989. A review of geochronology of the Amazonian Craton; tectonic implications. *Precambrian Res.*, **42**:213-227.
- Vanderhaeghe O., Ledru P., Thiéblemont D., Egal E., Cocherie A., Tegye M., Milési J.P. 1998. Contrasting mechanism of crustal growth: geodynamic evolution of the paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana. *Precambrian Res.*, **92**:165-193.

Idades de Cristais Detríticos de Zircão da Serra dos Carajás, Pará; Evidências sobre a Formação da Crosta

Moacir José B. Macambira^{1,2}, Lilianne M. Lima^{1,2}, Roberto Vizeu L. Pinheiro^{1,3}, Fabrício D. Lima^{1,3}

¹Universidade Federal do Pará, CG, ²Lab. de Geologia Isotópica –Pará-Iso, moamac@ufpa.br

³Grupo de Geologia Estrutural – GES, vizeu@ufpa.br

Introdução - Em função da grande resistência ao intemperismo físico e químico, o zircão consegue reter suas características isotópicas primárias através de vários processos geológicos. Com base nessas propriedades, a datação de cristais detríticos de zircão tem sido empregada com sucesso na determinação da idade das rochas-fonte de seqüências sedimentares, permitindo especular-se sobre o regime tectônico reinante no momento de sua deposição. Além disso, é possível obter-se um espectro das unidades mais antigas que a seqüência que contem os cristais de zircão datados, sugerindo limites para a própria formação da crosta da região estudada. Nesse aspecto, essa metodologia apresenta uma vantagem em relação às idades modelo Nd, pois indica idades em geral mais exatas e precisas, facilitando a correlação com rochas reconhecidas na região. Por outro lado, como o zircão é raro nas rochas máficas, essas rochas são pouco ou não são representadas em uma população de zircão detrítico.

Neste trabalho, datou-se cristais detríticos de zircão de amostras de rochas sedimentares das formações Águas Claras e Gorotire, aflorantes na parte norte da Província Mineral Carajás (PMC). Ele representa uma continuidade dos estudos iniciados na parte sul da província (Macambira & Lancelot 1991, Macambira et al. 1998) e permite discutir a formação da sua crosta como um todo. As análises foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso) pelo método de evaporação de zircão com o auxílio de um espectrômetro de massa Finnigan MAT 262.

Contexto geológico - A PMC teve sua principal evolução no Arqueano (p. ex. Macambira & Lafon 1995), sendo afetada, no Paleoproterozóico, por um evento extensional acompanhado da intrusão de granitos. A província foi dividida no Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, ao norte, e nos terrenos granito-*greenstones* de Rio Maria e Tucumã, ao sul. Na parte norte ocorrem seqüências vulcanossedimentares tipo Grupo Grão Pará (2,76 Ga) e Formação Águas Claras (> 2,70 Ga) cobrindo um embasamento formado por gnaisses do Complexo Xingu (2,85 Ga) e granulitos do Complexo Pium (2,85 e 3,00 Ga), e cortadas granitóides (2,55 e 2,74-2,76 Ga) e complexos máfico-ultramáficos (2,76 Ga). A SE da Serra dos Carajás, na região da Serra do Rabo, afloram rochas sedimentares enquadradas por Pinheiro (1996) na Formação Gorotire, de idade ainda indefinida, podendo ser arqueana ou proterozóica. Na parte sul da PMC, onde existem as rochas mais antigas, ocorrem seqüências *greenstones* (2,90-2,97 Ga) associadas a granitóides tipo Tonalito Arco Verde (2,96 Ga) e intrudidas por granodioritos, trondhjemitos e granitos (2,85-2,87 Ga). Eventos metamórficos propostos para a parte norte (p. ex. Machado et al. 1991) teriam

ocorrido em 2,86 Ga, 2,76-2,73 Ga e 2,58-2,50 Ga, enquanto que a granulitização do Complexo Pium teria ocorrido em 2,86 Ga (Pidgeon et al. 2000).

Amostras estudadas e resultados obtidos - Uma amostra de Formação Águas Claras e duas da Formação Gorotire foram coletas para extração e datação de seus cristais de zircão segundo a metodologia habitual empregada no Pará-Iso como trituração, peneiramento, elutriação, separação magnética e com líquido pesado, triagem sob lupa binocular e fixação em filamento de Re para a análise espectrométrica.

Formação Águas Claras – A Formação Águas Claras (Araújo et al. 1988) aflora na parte central da Serra dos Carajás formando um pacote de cerca de 1500 m de espessura (Docege 1988) constituída predominantemente por arenitos e pelitos. Nogueira et al. (1995) dividiram a formação nos Membros Inferior (marinho) e Superior (litorâneo e fluvial). A amostra estudada foi gentilmente cedida pelo geólogo S. Huhn (Docege) e proveio de um furo de sondagem realizado pela empresa no Depósito Águas Claras, no centro da Serra dos Carajás. Trata-se de um quartzito arenito de granulometria fina a localmente grossa, apresentando cores variadas, laminação plano-paralela e estratificação cruzada centimétricas. Quatorze cristais de zircão arredondados a subarredondados foram selecionados para análise, mas em apenas sete foi possível realizar-se medidas isotópicas, sendo que um deles foi desprezado por apresentar $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superior a 0,0004. As idades obtidas nas etapas de mais alta temperatura dos seis cristais restantes podem ser divididas em três grupos, como segue:

- **Grupo 1 (2,87 Ga)** constituído pelos cristais 1 (2874 ± 3 Ma), 12 (2872 ± 2 Ma) e 13 (2871 ± 3 Ma);
- **Grupo 2 (2,96 Ga)** constituído pelo cristal 3 (2964 ± 3 Ma), e
- **Grupo 3 (3,05 Ga)** constituído pelos cristais 2 (3044 ± 2 Ma) e 4 (3048 ± 2 Ma).

Formação Gorotire – Na região da Serra do Rabo, a Formação Gorotire está encaixada entre segmentos da Falha Carajás, que corta toda a província servindo, portanto, como marcador desse importante acidente. Segundo Lima & Pinheiro (1999), nessa região a formação apresenta tipos variados de arenitos e conglomerados, com seixos de rochas máficas, formações ferríferas bandadas e granitóides, entre outros. Os dois primeiros tipos são supostamente arqueanos, enquanto que os granitóides podem ser paleoproterozóicos ou arqueanos. Das duas amostras da Formação Gorotire (arenito e conglomerado) coletadas na pedreira “jazida do Romário”, apenas o arenito apresentou um número razoável de cristais de zircão que permitiram o estudo geocronológico. Essa rocha é um arenito arcoseano bem litificado, de granulometria grossa a microconglomerática, pobremente selecionado, com seixos de rochas máficas, granitos, quartzito, arenitos, feldspato alcalino e formação ferrífera. Dos onze cristais de selecionados para análise, sete produziram resultados aproveitáveis para o cálculo de idade. Em função da similaridade das idades obtidas, os resultados foram agrupados da seguinte forma:

- **Grupo 1 (2,74 Ga)** - constituído pelos cristais 3 (2743 ± 3 Ma), 5 (2737 ± 8 Ma) e 14 (2735 ± 2 Ma);
- **Grupo 2 (2,86 Ga)** - constituído pelos cristais 4 (2859 ± 4 Ma) e 7 (2856 ± 5 Ma), e

- O cristal 15 (2981 ± 7 Ma), de idade intermediária entre as dos grupos 2 e 3, não será considerado como um grupo a parte até que novas análises o confirmem, e
- **Grupo 3 (3,00 Ga)** - constituído do cristal 8 (3007 ± 2 Ma).

Discussão e conclusões - A comparação das idades estabelecidas pelos cristais de zircão das duas amostras estudadas, em que pese a distância dos pontos de coleta e o desconhecimento das correntes que transportaram os sedimentos, bem como suas idades de deposição, apresentou similaridades permitido reagrupá-las. Por outro lado, levando-se em conta as idades previamente determinadas por métodos que utilizam análise de zircão (evaporação, U-Pb convencional e SHRIMP) para unidades aflorantes na parte norte da PMC é possível associar, respectivamente, os grupos propostos com as prováveis fontes:

- **Grupo A (2,74 Ga)** – Granito Planalto (2747 ± 2 Ma, Huhn et al. 1999). Vulcânicas do Grupo Grão Pará ou rochas do Complexo máfico-ultramáfico Luanga (2,76 Ga, Machado et al. 1991, Trendall et al. 1998), embora ligeiramente mais velhas, podem também ter sido a fonte desse grupo;
- **Grupo B (2,86-2,87 Ga)** – Gnaisses do Complexo Xingu (2859 ± 2 Ma, Machado et al. 1991), cristais ou bordas de cristais (sobrecrescimento) de zircão possivelmente associados à granulitização do Complexo Pium (2859 ± 9 Ma, Pidgeon et al. 2000). Granitóides da região de Rio Maria, na parte sul da PMC, apresentam também idades similares (p. ex. Macambira & Lancelot 1996);
- **Grupo C (2,96 Ga)** – Rochas com essa idade ainda não foram definidas na parte norte da PMC. Idades similares foram registradas em gnaisses enquadrados no Complexo Xingu da região de Tucumã (Avelar et al. 1999), e em vulcânicas do *greenstone* e no Tonalito Arco Verde da região de Rio Maria (Macambira & Lancelot 1996), e
- **Grupo D (3,00-3,05 Ga)** – Núcleos de cristais de zircão do Granulito Pium (3002 ± 14 Ma, Pidgeon et al. 2000), cuja idade é interpretada como a do protólito desse granulito.

Uma deposição limitada no intervalo de 2,70 a 2,76 Ga foi proposto anteriormente por Mougeot et al. (1996) e Dias et al. (1996) para a Formação Águas Claras com base na idade de seu embasamento e nas datações de diques que a seccionam, na área do Depósito Águas Claras. Quanto à Formação Gorotire, os dados apresentados sugerem como idade máxima de deposição, aquela de 2737 ± 4 Ma (Grupo A), que é a de menor valor entre os cristais analisados. Não é possível, no entanto, descartar que a seqüência seja mais jovem. Quanto à Falha Carajás, que corta essa formação, os dados obtidos permitem estabelecer apenas sua idade máxima que seria em torno de 2,74 Ga.

O espectro de idades obtido para as rochas-fonte (2,74 a 3,05 Ga) dessas formações vem confirmar aquele observado por Mougeot et al. (1996), que dataram cristais de zircão detríticos da Formação Águas Claras. As maiores idades coincidem com aquelas do protólito do Granulito Pium, na parte norte da PMC, e com as associações granito-greenstones mais antigas da parte sul. Por outro lado, levando em conta as idades-modelo Nd disponíveis para a província como um todo, que tem valores máximos em

torno de 3,05 Ga (p. ex. Tassinari et al. 2000), não se observa igualmente uma diferença cronológica importante entre os dois setores da mesma, a não ser pelo fato da parte norte ter sofrido uma evolução mais dinâmica no fim do Arqueano, porém sobre uma crosta contemporânea àquela da parte sul. Contudo, a descoberta de cristais detríticos de zircão de até 3,7 Ga na região de Rio Maria (Macambira et al. 1998), abre perspectivas de que exista uma crosta mais antiga na PMC. Porém, como rochas dessa idade ainda não foram registradas até então, esses cristais antigos poderiam ter vindo de rochas hoje inexistentes ou mesmo distantes de Carajás.

Referências Bibliográficas

- Araújo, O.J.B., Maia, R., Jorge João, X.S., Costa, J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. Cong. Latinoamer. Geol., VII, Anais. Belém, Brazil, 324-333.
- Avelar, V.G., Lafon, J.M., Correia Jr., F.C., Macambira, E.M.B. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã, Província Mineral de Carajás - Brasil: Novos resultados geocronológicos. Rev. Bras. Geoc.
- Dias, G.S., Macambira, M.J.B., Dall'Agnol, R., Soares, A.D.V., Barros, C.E.M. 1996. Datação de zircões de sill de metagabro: comprovação da idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás, Pará. Simp. Geol. Amaz., 5, Bol. de Resumos Expand., Belém, SBG, p.376-379.
- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. Cong. Bras. Geol., XXXV, Anexo aos anais, Belém, SBG, p.11-56.
- Huhn, S.B., Macambira, M.J.B., Dall'Agnol, R. 1999. Geologia e geocronologia Pb/Pb do Granito Alcalino Arqueano Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás, PA. 1999. Simp. Geol. Amaz., 6, Bol. Res. Expand. Belém, SBG, p.463-466.
- Lima, F.D. & Pinheiro, R.V.L. 1999. As rochas mesoproterozóicas na terminação leste da Falha Carajás, Serra dos Carajás - Estado do Pará. In: Simp. Geol. Amaz., 6, Manaus, 1999. Bol. Res. Expand.... Manaus, SBG, p.274-277.
- Macambira, M.J.B. & Lafon, J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: Síntese dos dados e novos desafios. Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi, 7:263-288.
- Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., Pidgeon, R. 1998. Crescimento crustal arqueano registrado em zircões de sedimentos da região de Rio Maria, Província de Carajás, Pará. Cong. Bras. Geol., 40, Bol. Res. Exp... B. Horizonte, SBG, p.55.
- Macambira, M.J.B. & Lancelot, J.R. 1991. História arqueana da região de Rio Maria, SE do Estado do Pará, registrada em zircões detríticos de greenstone belt e de cobertura plataformar. In: Simp. Geol. Amaz., 3. Belém, 1991. Anais... Belém, SBG, p.59-69.
- Macambira, M.J.B. & Lancelot, J.R. 1996. Time Constraints for the Formation of the Archean Rio Maria Crust, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. International Geology Review, 38:1134-1142.
- Machado, N., Lindenmayer, Z., Krogh, T.E., Lindenmayer, D. 1991. U-Pb geochronology of Archaean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil, Precamb. Res., 49:329-354.
- Mougeot, R., Respaut, J.P., Briquieu, L., Ledru, P., Milesi, J.P., Macambira, M.J.B., Huhn, S.B. 1996. Geochronological constraints for the age of the Aguas Claras formation (Carajás Province, Pará, Brazil). Cong. Bras. Geol., 39, Bol. Res. Expand. Salvador, SBG, 6:579-581.
- Nogueira, A.C.R., Truckenbrodt, W., Pinheiro, R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás. Redescritção e redefinição. Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi, 7:177-197.
- Pidgeon, R., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M. 1998. Datação U-Pb de estruturas
- Pinheiro, R.V.L. 1996. TESE...
- Tassinari, C.C.G., Bettencourt, J.S. Gerald, M.C. Macambira, M.J.B. Lafon, J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.) 2000. Tectonic Evolution of South America. Ac. Bras. Cienc. etc. Rio de Janeiro. p.41-96.
- Trendall, A.F., Basei, M.A.S., De Laeter, J.R., Nelson, D.R. 1998. SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. Jour. South Amer. Earth Sc., 11:265-277.

Geotectonics and Mineralization in the Ophiolite Assemblages of the Araguaia Marginal Basin, Pará and Tocantins States, Central Brazil.

Grant Alan Osborne

WMC Mineração Limitada (WMCM), Rio de Janeiro, Brazil. Grant.Osborne@wmc.com

Introduction The Meso-NeoProterozoic Araguaia Fold Belt, composed predominantly of metamorphosed psammitic and pelitic sediments with minor carbonates, extends for 1,200 km x 100 km along the eastern border of the Amazon Craton, and is divided into the basal Estrondo Group (to the east) and upper Tocantins Group (to the west). The existence of an ophiolite assemblage within the fold belt has been suggested since the early 1970s (Almeida, 1974; Berbert, 1970; Silva et al, 1974, Cordeiro and McCandless, 1976), and its tectonic setting has been discussed by several authors (Gorayeb, 1989; Hasui and Costa, 1990). The idea gained further credence following detailed descriptions of the ultramafic complexes, mafic pillow lavas and siliceous exhalatives (Teixeira, 1996; Koutschoubey et al, 1996). Most authors note that whilst the ophiolite assemblages possess basal ultramafic complexes and upper mafic pillow lavas associated with pelagic, hemi-pelagic or volcanogenic sediments, they lack the middle sheeted dyke and massive gabbro sections of ideal ophiolite sequences (Moores, 1982), ascribing this to tectonic dismemberment.

Past base metal exploration concentrated on the nickel laterite potential of the lateritic caps developed on the ultramafic bodies, or on podiform Cr ± PGE mineralization contained within them (Cordeiro and McCandless, 1976), and on the anomalous Cu, Zn geochemistry associated with a widespread jasper unit (CPRM, 1976). Recent exploration by WMCM has revealed that the jasper forms part of an areally extensive pile of felsic pyroclastics, epiclastic sediments and chemical exhalites that may have been developed above a submarine spreading-centre. Concentrations of Mn, Ba, Fe, Cu, Zn, Pb, As, Ag and Au have been encountered locally, and veins of Hematite-Magnetite-Chalcopyrite-Pyrite and fragments of detrital base metal sulphide mineralization are consistent with this geological environment. The presence of this submarine pile implies that during the evolution of the Araguaia Fold Belt, a back-arc basin developed into a marginal basin with the generation of oceanic crust at a mid-ocean spreading centre. The initial magma composition was tholeiitic but fractionated to rhyolitic as the basin developed. Basin inversion occurred during the Neo-Proterozoic Trans-Brasiliano (Pan-African) Orogeny when the submarine pile and its oceanic crust were obducted as an ophiolite assemblage.

Regional Geology WMCM executed fieldwork and drilling in the Conceição do Araguaia (CdA) region in 1999-2000 investigating coincident aerial magnetic and stream sediment geochemical

anomalies identified from public domain data (PGBC) supplemented by proprietary airborne magnetics, ground geophysics/geochemistry and geological mapping.

Interest centred on the São Martim area (63km W CdA) where a Cu ± Zn-bearing gossan covering 1 sq. km. caps a small hill on the edge of a prominent aeromagnetic anomaly. Subsequent drilling revealed the gossan to represent a complex zone of heterolithic, matrix-supported, carbonaceous breccias, dolomite and black shale, tectonically overlying interbedded turbidites and pelagic siltstones/mudstones (pelagites) largely derived from reworking of felsic pyroclastics/epiclastics. The breccias contain fragments of banded iron formation, felsic tuff and ignimbrite, andesite, dolerite, epithermal quartz-carbonate-pyrite ± chalcopyrite mineralization, massive syngenetic/diagenetic framboidal pyrite with rare framboids of sphalerite, and syngenetic banded sphalerite-arsenopyrite-galena-chalcopyrite-pyrite mineralization typical of black shale/SEDEX/VHMS environments. They are interpreted as debris flows that formed proximal to a volcanic vent triggered by coeval pyroclastic eruption and slumping, or oceanic fault talus breccias developed during seafloor spreading. The turbidite-pelagite sequence overlies a thin felsic pyroclastic unit, which unconformably overlies a thick, deformed banded iron formation, which ultimately proved to be the source of the aeromagnetic anomaly. To the east of the hill, and overlying the complex breccia zone, drilling revealed the presence of a succession of rhyolitic tuffs and epiclastic sediments which can be traced further eastwards to a tectonic contact with brecciated pyritic chert and cumulate ultramafics forming the base of the obducted Quatipuru Intrusive Suite.

In the Serra do Sobral region (56km WNW CdA) blood-red magnetite-hematite jaspers with spheroidal textures and siliceous exhalatives are associated with hematite-magnetite-pyrite-chalcopyrite veins, whilst pillow basalts, hyaloclastites, and gabbro occur locally. Similar jaspers have been found near the Serra do Quatipuru, Araguaçema, and at Rio Bananal (together with banded iron formation), and are directly comparable with those of seafloor hydrothermal origin (e.g. Løkken Ophiolite, Norway, Grenne and Slack, 2001).

At Fazenda Três Lagoas (45km NNW CdA), a quartz-siderite-hematite-pyrite breccia outcrops cutting through the lower ultramafic part of the Quatipuru Intrusive Suite. It is surrounded by epiclastic slump breccias and welded pyritic, carbonate-altered felsic tuffs, and capped by a silica-carbonate sinter. It is interpreted to represent a submarine feeder zone to the overlying hydrothermal jaspers, and pelagic sediments. Similar quartz-siderite-hematite-magnetite-pyrite “gossan” veins have been found elsewhere in this region, and at Arapoema and at Córrego do Chã (respectively 76km and 100km NNE CdA) in Tocantins State, associated directly with both jaspers and cumulate ultramafics. They commonly generate Cr-phengite alteration in the latter, which was confused by earlier workers with malachite at Arapoema, although chrysocolla and covellite do occur locally associated with dolerite.

At Campos Altos, Grotão Oito, and Serra do Roncador (respectively 51km NW, 53km N, 60km NNW CdA), pelagic sediments rich in manganese, hematite, magnetite and silica occur associated

with tholeiitic basalts, whilst a spectacular basalt slump breccia is located near Gorgulho associated with massive hematite.

Geochronology Several samples from outcropping epiclastic sediments in the region, and from drill core at São Martim were submitted for U/Pb geochronology in zircon via SHRIMP analysis at the PRISE laboratory (ANU, Canberra; Fanning, 2000 and pers. comm., 2001). As expected, zircons extracted from epiclastics at Três Lagoas and Quatipuru revealed them to be surface transported grains dominated by rounded and pitted (sedimentary), rather than original pyroclastic crystals. A range of ages from ca 2085Ma to ca 604Ma was obtained, but significantly no Archean zircons were noted, suggesting that the provenance of these sediments did not contain such older rocks. Mixed simple igneous and structurally complex igneous/metamorphic zircons extracted from the rhyolitic pyroclastics overlying the complex breccia zone at São Martim revealed minimum ages of 634 ± 21 Ma and 624 ± 11 Ma with a maximum age outlier of ca 2,000Ma, confirming the NeoProterozoic nature of both the volcanism and related epiclastic sedimentation. Plutonic zircons extracted from the banded iron formation that underlies the pyroclastics, epiclastics, and turbidites at São Martim, however, yielded MesoArchean ages ($2,952.3 \pm 7.3$ Ma and $2,994.0 \pm 5.8$ Ma) compatible with those of the granites from the Archean Rio Maria Granite Greenstone Terrain located immediately to the west (Dall'Agnol et al, 1997). This banded iron formation has a strong terrigenous contribution possibly suggesting it was deposited in a shallow environment (pers. comm. F.J.Althoff, 2001), possibly as a platformal sequence on the margin of the Amazon Craton.

Interpretation Whilst a complete intact stratigraphic section through the Araguaia Belt ophiolite assemblage is still lacking, ample evidence now exists documenting that the area was once a mid-ocean spreading centre. This signifies that the Araguaia Basin was either a marginal rift basin or a back-arc basin developed on the eastern border of the Amazon Craton, with the presence of an ophiolite assemblage supporting the latter hypothesis. Recent studies (Rivers and Corrigan, 2000) of back-arc development document a four stage process: 1)initial crustal melting generating mafic dyke swarms, bimodal volcanics and continental sedimentation, 2)subaerial flood basalts, clastic and pelagic sedimentation, 3)continued crustal extension generates subsidence and olivine tholeiitic volcanism with marine sedimentation, 4)a marginal basin floored by true oceanic crust develops with gabbros, sheeted dyke complexes and MORB pillow basalts. Alvarenga et al, (2000) suggest that the initial continental rift event in the Araguaia basin occurred at ca 1000Ma, followed by the deposition of the Estrondo and Tocantins Groups. The younger dates obtained from the volcanic pile presented in this paper (634-624Ma) may suggest that a back-arc basin developed from the continental basin due to extension contemporaneous with subduction of the Goianídes ocean under the eastern margin of the Amazon Craton. Basin inversion occurred during the Trans-Brasiliano (Pan-African) Orogeny when the submarine pile and its oceanic crust were obducted as an ophiolite

assemblage. This resulted in the inverted stratigraphic sequence observed from Quatipuru to São Martim where cumulate ultramafics overly pelagites, which are in turn successively overlain by pyroclastic and epiclastic sediments, submarine breccias, turbidites/pelagites and platformal banded iron formation, a sequence common in tectonic stacking of thrust sheets of different provenance beneath ophiolites (Twiss and Moores, 1992).

Acknowledgements The author wishes to thank geologists Paulo Ilídio de Brito, Luke Mortimer, and Nick Hayward for discussions on outcrops and over drill core, petrologists Mike Page and Celina Marchetto for thin section descriptions, whilst Bob Morrow and Keith Martin are thanked for help with geochemical and geophysical data respectively. WMCM is thanked for permission to publish this article. The São Martim area is currently subject of a joint research project between WMCM and the UFPA.

References

- Almeida, F.F.M.de, 1974. Sistema tectônico marginal do cráton do Guaporé. In: SBG. Congresso Brasileira Geologia, 28, Porto Alegre, *Anais*, **6**:2535-2549.
- Alvarenga, C.J.S., Moura, C.A.V., Gorayeb, P.S.S. and Abreu. F.A.M. de. 2000. Paraguay and Araguaia Belts. In: U.G Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, and D. de A. Campos, (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000, 183-193.
- Berbert, C.O. 1970. Geologia dos complexos básicos-ultrabásicos de Goiás. In:SBG. Congresso Brasileira Geologia, 24, Brasília, *Anais*, 41-50.
- Cordeiro, A.A.C., and McCandless, G.C. 1976. Maçico ultramáfico de Quatipuru. In: SBG. Congresso Brasileira Geologia, 29, Ouro Preto, *Anais*, **3**:9-15.
- CPRM, 1976. Projeto Arapoema. Relatório Final de Pesquisa. Rio de Janeiro. 6v.
- Dall'Agnol, R., Souza, Z.S., Althoff, F.F., Barros, C.E.M., Leite, A.A.S. & Jorge João, X.S. 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás Metallogenic Province. Intern. Symp. on Granites and Associated Mineralizations, **2**. Salvador, 1997, Excursions Guide. Salvador, Superintendência de Geologia e Recursos Minerais-SGM. 135-161.
- Fanning, C.M. 2000. SHRIMP U-Pb age determinations of three volcanic rocks. Report A99-740:Part 1, Unpublished report from PRISE to WMC, 3rd. February 2000.
- Gorayeb, P.S.S. 1989. Corpos serpentínicos da Faixa Araguaia na Região de Araguaçema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia (Goiás-Pará). *Revista Brasileira de Geociências*, **19**:51-62.
- Grenne, T. and Slack, J.F. 2001. Textural and Geochemical Evolution of Seafloor-Hydrothermal Jaspers from the Ordovician Løkken Ophiolite, West-Central Norway. In: North Atlantic Minerals Symposium held in conjunction with Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada Annual Meeting, St. John's, Extended Abstracts, 58.
- Hasui, Y., Costa, J.B.S., 1990. O Cinturão Araguaia: um novo enfoque estrutural-estratigráfico. In: SBG. Congresso Brasileira Geologia, 36, Natal, *Anais*, **6**:2535-2549.
- Koutschoubey, B., Hieronimus, B., Rodrigues. O.B., and Amaral, R.T. 1996. Basaltos e serpentinitos da área da Serra do Tapa (PA). Prováveis testemunhos de um complexo ofiolítico pouco evoluído e desmembrado. In: SBG. Congresso Brasileira Geologia, 32, Salvador, *Anais*, **6**:25-28.
- Moores, E.M. 1982. Origin and emplacement of ophiolites. *Rev. Geophys. and Space Physics*, **20**:735-760.
- Rivers, T., and Corrigan, D. 2000. Convergent margin on Southeastern Laurentia during the Mesoproterozoic: tectonic implications. *Canadian Journal Earth Sciences*, **37**:357-383.
- Silva, G.G., da, Lima, M.J.C., Andrade, A.R.F., and Issler, R.S. 1974. *Folha SB22 Araguaia parte da SC23 Tocantins*. Geologia. RADAMBRASIL, Levant. Rec. Naturais, Rio de Janeiro, 4, 22-131.
- Teixeira, N.A. 1996. Assoalho Oceânico no Complexo Ultramáfico do Quatipuru (PA). Implicações Geotectônicas para a Faixa Móvel Araguaia. In: SBG. Congresso Brasileira Geologia, 32, Salvador, *Anais*, **6**:117-120.
- Twiss, R.J., and Moores, E.M. 1992. *Structural Geology*. New York. W.H.Freeman and Company.

Geologia e Mineralização da Área de Chapada-TO

*Joedy Patrícia Cruz Queiroz,**Basile Kotschoubey e **Jean Michel Lafon

*Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da UFPa, joedy@bol.com.br

** Departamento de Geoquímica da UFPa, basile@ufpa.br

*** Departamento de Geoquímica da UFPa, lafon@ufpa.br

Introdução:

Na porção norte da Zona Externa da Faixa Brasília (parte central da Província Tocantins) aflora amplamente o embasamento tonalítico/granodiorítico no qual estão encravadas seqüências metavulcanossedimentares exibindo um grau de preservação variável. Tanto nestas seqüências como no próprio embasamento encontram-se encaixados inúmeros veios auríferos conhecidos e em grande parte explorados desde a primeira metade do século XVIII quando bandeirantes ocuparam a região. Junto com os distritos de Almas, Dianópolis, Conceição do Tocantins, entre outros, o de Natividade/Chapada foi ao longo de cerca de 250 anos uma importante fonte de ouro.

Na área de Chapada, situada a cerca de 15 km a NW da cidade de Natividade a extração do ouro prossegue através de garimpagem mecanizada.

Contexto geológico regional:

O quadro geológico regional consiste em rochas de idade exclusivamente proterozóica. A unidade basal é representada pelo Complexo Manoel Alves composto de rochas gnáissicas e granito-gnáissicas localmente miloníticas, de composição tonalítica com anfibolitos associados.

Sobre o Complexo Manoel Alves repousa a Seqüência Metavulcanossedimentar Água Suja (Silva 1987) que forma uma faixa de cerca de 10 km de largura de direção geral NE/SW. Esta Seqüência consiste em xistos variados, anfibolitos, formações ferríferas e gonditos. Corpos intrusivos da Suíte Xobó cortam as unidades mais antigas. Trata-se, sobretudo, de granitos de granulação média a pegmatóides fortemente foliados, por vezes cataclasados, com pegmatitos associados.

Sobrepostas às unidades supracitadas, encontram-se as rochas do Grupo Natividade composto principalmente de quartzitos, com níveis de metaconglomerados, filitos e mármores dolomíticos, dobrados e falhados. Veios de quartzo mineralizados a ouro estão hospedados nos xistos da Seqüência Água Suja e nos quartzitos do Grupo Natividade.

Geologia da área de Chapada:

A Seqüência Água Suja é representada, basicamente, por biotita xistos e por rochas vulcânicas ácidas metamorfisadas. Muscovita-biotita milonitos ocorrem, via de regra, no contato com os veios de quartzo.

Os vulcanitos ácidos são metadacitos maciços, de coloração cinza clara a escura, por vezes levemente foliados. Essas rochas são constituídas principalmente por quartzo, plagioclásio, alcali-feldspato, clorita e muscovita.

Os metadacitos originalmente microporfíricos sofreram cataclase, porém a sua textura original ficou em parte preservada. Os porfiroclastos estão bastante cominuídos e exibem sinais de recristalização, enquanto a matriz de granulação fina mostra-se fortemente recristalizada e deformada. Os minerais da matriz foram identificados através de difração de raios-X como quartzo, plagioclásio e clorita. Os porfiroclastos são essencialmente de quartzo e feldspato. Os minerais secundários são titanita, clinzoísita, mica branca e argilo-minerais, e o principal mineral acessório é o zircão.

Os biotita-quartzo xistos são rochas de coloração cinza clara a escura, exibem uma foliação variavelmente acentuada. Ao microscópio as rochas apresentam textura granolepidoblástica e bandamento milimétrico definido pela alternância de biotita e de quartzo. Os minerais essenciais são quartzo, biotita, plagioclásio e muscovita. Titanita, alanita e opacos são minerais acessórios. A clinzoísita é o principal mineral secundário.

Os biotitas-quartzo xistos sendo derivados de rochas pelíticas, os cristais de zircão nessas rochas foram herdados de formações pretéritas, provavelmente do embasamento tonalítico. A idade de 2172 ± 5 Ma obtida para os zircões pelo método Pb-Pb por evaporação foi, portanto, interpretada como idade das rochas fontes dos sedimentos originais, sendo, deste modo, a Seqüência Água Suja mais nova. Análises isotópicas das rochas vulcânicas, atualmente em andamento deverão fornecer uma idade mais precisa para a seqüência.

Os muscovita biotita milonitos formam uma zona de borda até 50cm de espessura. A foliação dessas rochas é marcante e mostra-se localmente micro-ondulada e crenulada. Embora a textura milonítica seja predominante, localmente se observa uma textura cataclástica sublinhada pela presença de cristais fragmentados. A rocha é constituída principalmente por biotita, muscovita, quartzo e plagioclásio. Como minerais acessórios mais comum ocorrem os minerais opacos. A clinzoísita e o epidoto são os principais minerais secundários. Os principais tipos de alteração hidrotermal que afetaram os milonitos encaixantes são epidotização, silicificação, sericitização e biotitização. Observam-se igualmente sinais de sulfetação e de cloritização.

Nas proximidades de Chapada, a Suíte Xobó é representada por muscovita granito de granulação média a grossa, granito pegmatóide e biotita granito de granulação média a fina. Essas rochas são isotrópicas a fortemente foliadas. Diques ou veios pegmatíticos e aplíticos cortam comumente os xistos.

Quando muito deformados os granitos apresentam textura cataclástica a milonítica definida por cristais cominuídos ou estirados segundo uma direção preferencial. São constituídos por

quartzo, microclina, plagioclásio, muscovita e/ou biotita. Os minerais acessórios são apatita, zircão, granada, turmalina e minerais opacos, e os minerais de alteração hidrotermal são epidoto, carbonato e sericita.

A datação do granito Xobó pelo método Pb-Pb por evaporação em zircões forneceu idade de 2.012 ± 3 Ma, correspondendo à idade máxima de cristalização do granito.

A mineralização de sulfetos + ouro de Chapada é do tipo disseminada e encontra-se tanto nos veios de quartzo como nos milonitos encaixantes. Os veios de quartzo possuem até dois metros de espessura e constituem um sistema anastomosado irregular de direção geral N30°E. São bastante fraturados, exibem coloração acinzentada e fina laminação.

Cristais isolados ou diminutos agregados de arsenopirita, calcopirita, magnetita e pirita encontram-se disseminados tanto na rocha encaixante, próximo ao contato com os veios, como nos próprios veios. A ganga de quartzo contém raras palhetas de biotita e/ou muscovita bem como diminutos cristais de plagioclásio disseminados. O ouro ocorre em finas partículas dispersas na ganga de quartzo ou preenchendo fraturas na mesma. Encontra-se, igualmente em finas inclusões na arsenopirita.

O estudo geocronológico pelo método Rb-Sr em biotitas de milonitos, deu uma idade de 517 ± 40 Ma. interpretada como a idade do cisalhamento pela formação dos veios e da mineralização. Este cisalhamento de amplitude regional ocorrido no final do Evento Brasileiro corresponderia à estruturação do Lineamento Transbrasiliano (Dardenne 2000). Uma idade semelhante foi determinada por Sachett (1996) em minerais da zona de borda de veios auríferos na região de Monte do Carmo.

Evolução Geológica da área:

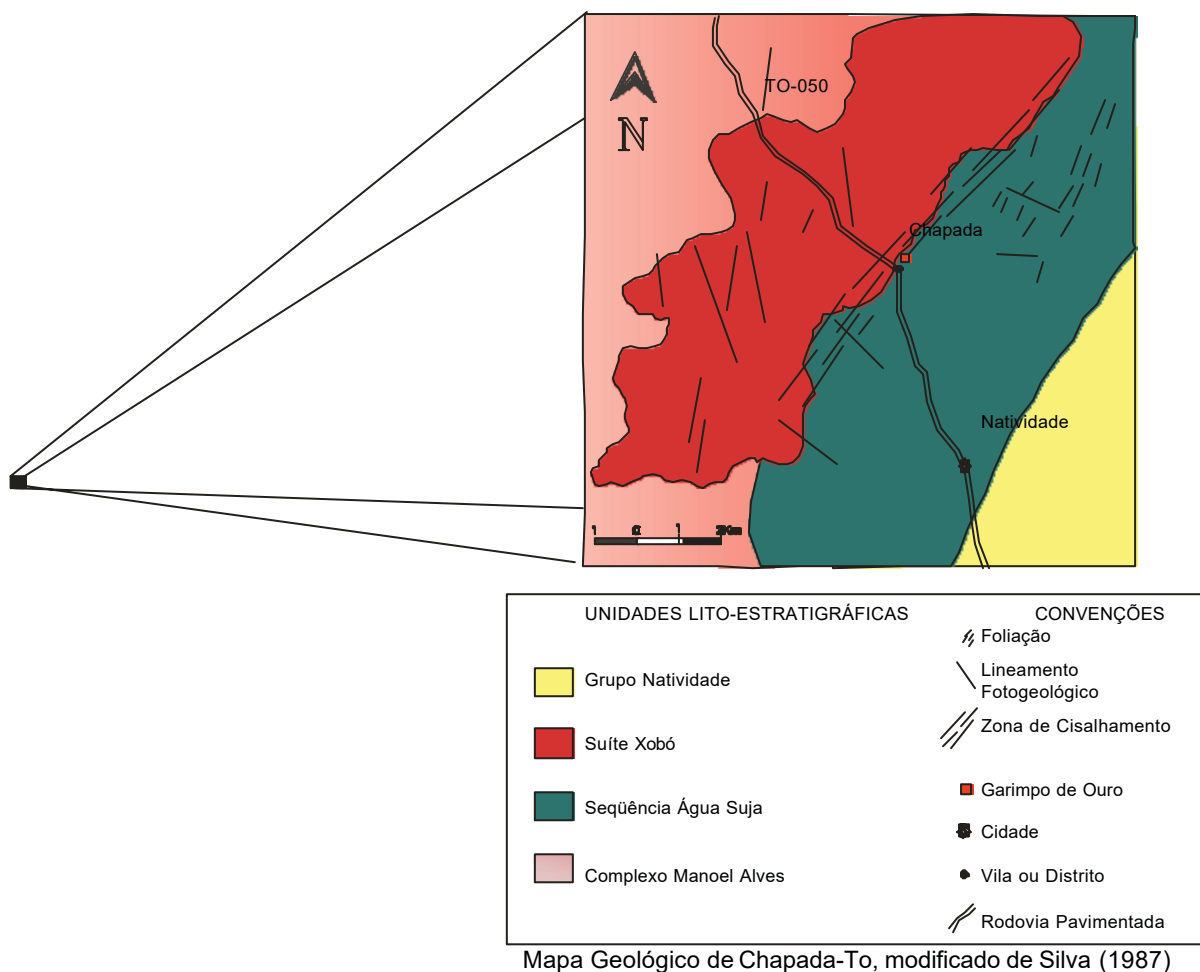
No intervalo entre cerca de 2.172Ma e 2.012Ma formou-se a Seqüência Água Suja. De início sobre o embasamento predominantemente tonalítico depositaram-se rochas vulcânicas ácidas e básicas, bem como sedimentos siliciclásticos e químicos. Em seguida, estas formações sofreram um metamorfismo regional de fácies xisto verde alto a anfíbolito médio, responsável pela formação dos anfíbolitos, gonditos e xistos diversos constituintes da atual seqüência metavulcanossedimentar. As rochas pelíticas da área de Chapada foram transformadas em biotita xistos.

Em torno de 2.000 Ma atrás, ocorreu a intrusão da suíte granítica Xobó. Após um período erosivo, espessos sedimentos psamíticos com conglomerados intercalados depositaram-se sobre as formações supracitadas (Silva 1987). Possivelmente no início do Neoproterozóico, um importante evento termo-tectônico resultou em intensa deformação e metamorfismo de fácies xisto verde do pacote sedimentar (Dardenne 2000). Por volta de 500 Ma, no final do Evento Brasileiro, movimentos transcorrentes de direção geral N30-40E levaram à individualização, na área de

Chapada, de uma zona de cisalhamento. O metamorfismo dinâmico gerou um intenso hidrotermalismo responsável pela formação dos veios auríferos e pela milonitização e alteração das formações encaixantes. No domínio do Grupo Natividade, o evento mineralizante traduziu-se pela formação de veios de quartzo auríferos em fraturas de distensão grosseiramente perpendiculares à direção dos veios da área de Chapada (Silva 1987).

Referências Bibliográficas

- COSTA, J. B. S.; HASUI, Y 1988 Aspecto do Lineamento Transbrasiliano na Região de Porto Nacional-Natividade, GO. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35. Belém. *Anais*. SBG.V.5, p. 2208-2216.
- DARDENNE, M. A. 2000. The Brasilia Fold Belt. In: Cordani, U.T.; Milani, E. J.; Campos, D. A. (ed). *Tectonic Evolution of South American*. Rio de Janeiro, BRASIL. p. 231-263.
- SACHETT, C. R. 1996. *Geologia, Geoquímica Isotópica e Aspectos Metalogenéticos das Rochas Ígneas e Mineralizações Auríferas Associadas-Região de Monte do Carmo-TO*. Belém. 92p (Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará).
- SILVA, E. R. P. 1987. *Estudos das ocorrências Auríferas da área de Natividade-GO*. Belém. 125p . (Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará).



O Depósito de Serra Verde – Implicações estruturais no contexto tectônico regional da Serra dos Carajás (PA).

Felipe Nobre Reis¹ Roberto Vizeu L. Pinheiro² Raimundo Netuno Villas²

¹ Curso de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, CG-UFPA, felipe@ufpa.br

² Departamento de Geologia, CG-UFPA, vizeu@ufpa.br e netuno@ufpa.br

Introdução O depósito de Serra Verde está localizado no Km 43 da rodovia PA-275, entre as cidades de Curionópolis e Parauapebas. Associa-se a rochas metavulcanossedimentares arqueanas do Grupo Rio Novo, aflorantes ao norte do Complexo Granítico Estrela - CGE (Barros 1997), na borda leste da estrutura sigmoidal de Carajás (Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas).

Esse cinturão é marcado por rochas com estruturas de trama dúctil compressional oblíqua a transpressiva sinistral, dentre as quais se destacam aquelas dos complexos Pium e Xingu, de idade arqueana (Araújo *et al.* 1988, Araújo & Maia 1991, Pinheiro 1997, Pinheiro & Holdsworth 1997). Embora discutível, a deformação dúctil de alto a médio grau nessa região tem sido vinculada à colocação de corpos graníticos arqueanos (Barros 1997). A evolução geológica proposta por Barros (1997) e Barros & Barbey (1998) para as rochas da área de Curionópolis enuncia que os litotipos vulcanossedimentares encaixante do CGE foram metamorfisados, deformados e rotacionados para a vertical durante a intrusão desse complexo. Esses litotipos apresentam estruturas pré e sin-intrusão (e.g. acamamento composicional e foliação estrutural) acompanhando o contorno do conjunto intrusivo que caracteriza o CGE.

Em se tratando de rochas tectonicamente deformadas, é possível reconhecer o papel de destaque da Falha Carajás, cujos vários pulsos de reativações tectônico-hidrotermais imprimiram nas rochas tramas tardias distintas (Pinheiro 1997). Nesse sentido é importante o registro de idades isotópicas Rb-Sr em rocha total e K-Ar em minerais da região entre 2200 e 2000 Ma na região de Carajás (Cordani *et al.* 1984).

Pretende-se neste trabalho apresentar e discutir informações referentes ao quadro tectônico e deformacional observado nas rochas encaixantes a norte do CGE, no sentido de tentar entender os aspectos particulares dessa área e sua importância no contexto evolutivo daquele cinturão.

Estruturas de meso e micro-escalas Na área de Curionópolis, onde está localizado o depósito de Serra Verde, afloram rochas do Grupo Rio Novo com tramas primárias e deformacionais heterogêneas e distintas (Reis 2000).

Como estruturas primárias presentes nas rochas observam-se a laminação das formações ferríferas, o aleitamento composicional nas rochas graníticas do CGE e ainda o aleitamento

observado nas rochas metavulcanossedimentares do Grupo Rio Novo (contatos entre derrames). No geral, essas estruturas estão dispostas subparalelamente à foliação regional.

Existem dois tipos principais de foliação impressos nas rochas (Fig. 1). O primeiro e mais antigo (tipo I), observado particularmente nas rochas do depósito, corresponde a uma foliação fina e regularmente espaçada, no mais das vezes contínua. No depósito e suas circunvizinhanças, apresenta direção geral NW-SE e mergulhos moderados para SE, porém, em outros locais, pode exibir direção variável, muitas vezes concordante com o contorno do CGE. Vale mencionar que a maior lente de sulfetos maciços de Serra Verde, que ainda está sendo explorada, ocorre concordantemente a essa foliação. O outro (tipo II) corresponde à foliação milonítica rúptil-dúctil que muitas vezes ocorre cortando a foliação do tipo I. O tipo II compreende três conjuntos de acordo com suas orientações: 1) N10-50°W; 2) N25-60°E; e 3) ENE a E-W, com mergulhos variáveis. Ocasionalmente essa foliação pode ter orientação N-S.

Lineações são mais raras e quando observadas apresentam caimentos baixos a moderados tanto para NW, NE e SE a SSE (Fig. 1).

As rochas encontram-se localmente dobradas. Dobras desenhadas pela foliação podem ser observadas em rocha metabásica do Grupo Rio Novo (PA-275 nos arredores do depósito). São estruturas decimétricas, com eixos de atitudes de 60°/160-170°Az e planos axiais com atitude 350°Az/ 80°SE. No CGE foram encontrados dois tipos de dobras. O primeiro tipo, em Z, tem escala decimétrica, que deforma o bandamento composicional desse complexo. Seu plano axial tem direção N-S e mergulho subvertical, apresentando eixo com caimento forte para W. O segundo tipo é marcado por dobras também decimétricas, desenhadas por veios de quartzo, com plano axial N-S subvertical.

Particularmente no CGE e em suas rochas encaixantes são observados feixes de fraturas, alguns dispendo-se em forma de duplexes, romboedros e estruturas ramificadas. Apresentam orientações E-W e N-S. A largura dos feixes varia de centímetros a decímetros, com espaçamento < 1 cm. Podem estar preenchidas com epidoto.

Dados de Sensores Remotos A interpretação de imagem de satélite LANDSAT (1:100.000) e de fotos aéreas (1:60.000) da área de Curionópolis revela a ocorrência de lineamentos com direções NW-SE, NE-SW e N-S. O primeiro conjunto é o mais freqüente, coincidindo no campo, com a orientação da foliação principal do depósito de Serra Verde. Estendem-se por 2 a 7 Km, deformando a seqüência de metavulcanossedimentar e o CGE. Seus traços mostram-se sinuosos, deslocando cristas de relevo N-S, o que sugere um caráter rúptil-dúctil associado com possível cinemática destrai.

Os lineamentos com direção NE-SW (20 a 60°Az) têm até 5 Km de extensão e cortam o depósito de Serra Verde, coincidindo com a posição de um veio de quartzo (40m x 8m) presente nas rochas do depósito. Os lineamentos N-S são relativamente menos freqüentes e ocorrem mais ao sul da PA-275. Esses lineamentos têm de 2 a 5 Km de extensão e são desenhados por cristas de relevo.

Discussões e Conclusões As rochas estudadas no depósito de Serra Verde marcam a ocorrência de dois eventos tectônicos principais associados com metamorfismo e/ou hidrotermalismo. O evento mais antigo estaria associado com a colocação do CGE há cerca de 2763 Ma e envolveria esforço coaxial e o metamorfismo termal produzido pelo complexo granítico (Barros 1997, Barros & Barbey 1998 e Barros *et al.* 2001). O segundo refere-se à implantação de zonas de cisalhamento responsáveis pelo desenvolvimento das feições planares (foliação tipo II e bandas de cisalhamento) e de lineações, e deve corresponder à trama gerada por cisalhamento rúptil-dúctil pertencente a um evento mais jovem que atingiu as rochas estudadas de modo heterogêneo e particionado.

Sabe-se que o quadro regional requer a ação de um esforço transpressivo para explicar os estilos das estruturas de inversão presentes na Serra dos Carajás. No depósito de Serra Verde destaca-se o fato de a lineação apresentar um relativo espalhamento quanto à direção de caimento (Fig. 1). A foliação em que essa feição linear está mais comumente impressa (tipo I) mantém uma direção geral NW-SE com mergulhos para NE. Esse fato pode indicar uma afinidade de ambas essas estruturas com um quadro deformacional transpressivo em que coexistem tensões dominadas por cisalhamento puro e simples (Robin & Cruden 1994; Tikoff & Teyssier 1994).

É importante ainda salientar que o *trend* NW-SE, ao longo do qual se encontra a lente maciça de maior dimensão do depósito de Serra Verde, é o mesmo de outros depósitos cuproauríferos importantes na região (Alvo Cristalino, Alvo Gameleira, etc).

REFERÊNCIAS

- Araújo O. L. & Maia R.G.N. 1991. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás Serra dos Carajás. *Folha SB-22-Z-A*. Estado do Pará. DNPM/CPRM. 164 p. 2 mapas.
- Araújo O. L.; Maia R.G.N.; João X.S.; Costa J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. In: CONG. LAT. AMER. GEOL. 7, SBG. Belém, *Anais...* p. 324-338. SBG.
- Barros C.E.M. 1997. *Petrologie et structure du complexe granitique Estrela (2.5 Ga) et de son encaissant métavolcano-sédimentaire (Province Metallifère de Carajás, Brésil)*. Universidade Henri Poincaré, Nancy I. 316 p. (Tese de doutorado).
- Barros C.E.M. & Barbey P. 1998. A importância da granitogênese tardi-arqueana (2,5 Ga) na evolução tectono-metamórfica da Província Mineral de Carajás. O Complexo Granítico Estrela e sua auréola de contato. *Rev. Bras. Geoc.* 28 :513-522
- Barros C.E.M.; Macambira M.J.B.; Barbey P. Idade de zircões do Complexo Granítico Estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Metalogenética de Carajás. VI Simpósio de Geologia da Amazônia. Submetido.
- Cordani U.G.; Tassinari C.C.G.; Kawashita K. 1984. A Serra dos Carajás como região limítrofe entre as províncias tectônicas. *Ciências da Terra*. 9: 6-11.
- Costa, J.B.S.; Teixeira, N.; Pinheiro, R.L.; Bermeguy, R. 1990. Os sistemas estruturais transcorrentes do Cinturão Itacaiúnas na região de Curionópolis, leste do Estado do Pará. In: CONG. BRAS. GEOL. 36, Natal. *Anais ...*, Natal, SBG, v.5. p. 2345-2357.
- CPRM. 1997. *Carta metalogenética/previsional Folha Serra dos Carajás, SB.22-Z-A*, escala 1:250.000.

- Pinheiro R.V.L. 1997. *Reactivation History of the Carajas and Cinzento strike-slip Systems, Amazon, Brazil. England.* Departamento de ciências geológicas, Universidade de Durham, Inglaterra. 408 p. (Tese de Doutorado).
- Pinheiro, R.V.L. & Holdsworth, R. E. 1997. Reactivation of archean strike slip systems, Amazon region, Brazil. *Jour. Geol. Soc. London.* **154**:99-103.
- Reis F. N. 2000. *Origem e evolução do depósito de sulfetos de Serra Verde, Curionópolis (PA), com base em dados geológicos, petrográficos, mineralógicos e isotópicos de Pb.* Centro de Geociências da UFPA, Tese de mestrado, 228p.
- Robin P.Y.F. & Cruden A.R. 1994. Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. *Journal of Structural Geology.* **16** :447-466.
- Tikoff B. & Teysier C. 1994. Strain modelling of displacement field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology.* **16** :1575-1588.

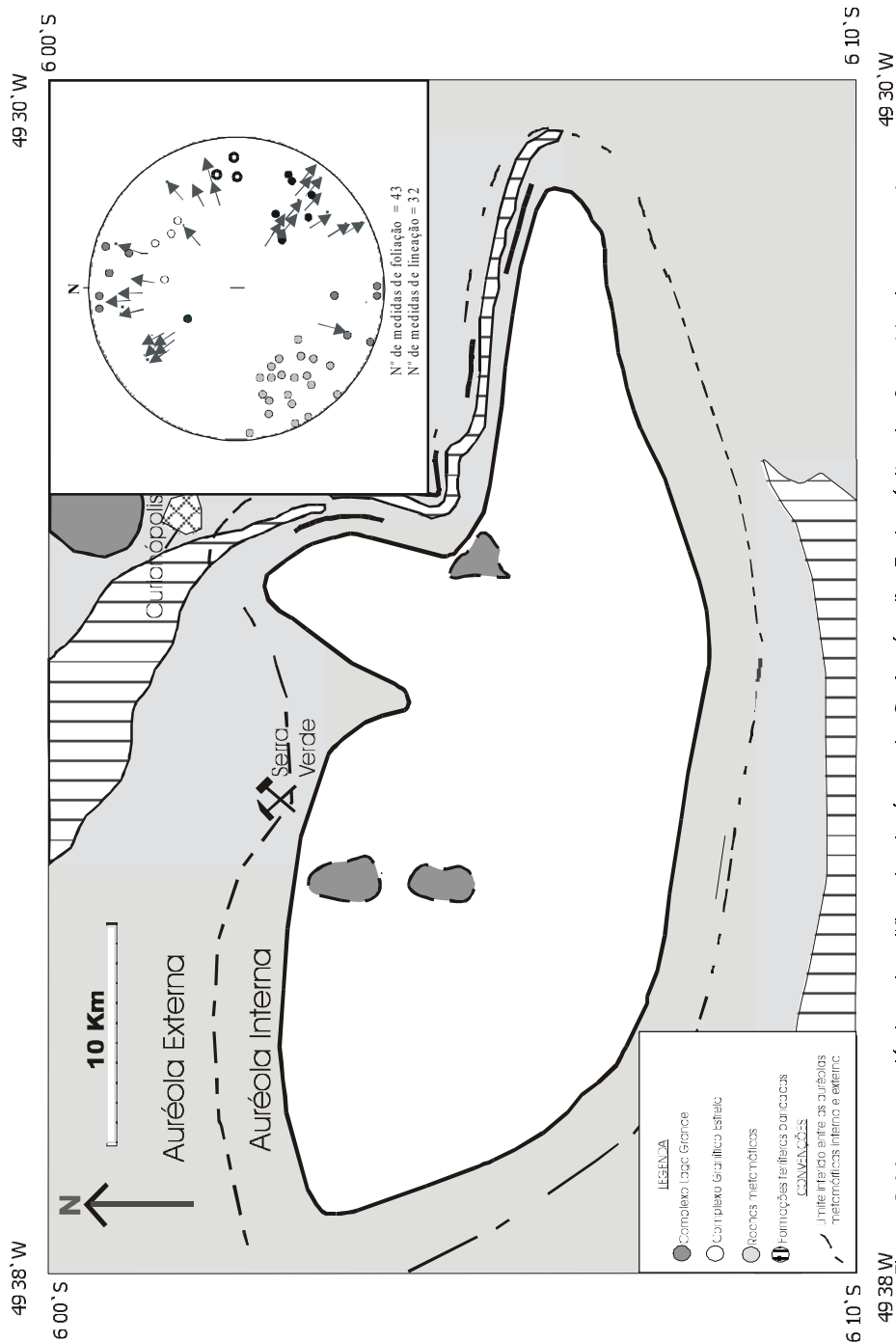


Figura 1-Mapa geológico simplificado da área de Curionópolis. O depósito de Serra Verde encontra-se nas rochas metamórficas do Grupo Rio Novo. No canto direito superior registra-se o comportamento da foliação (tipo 1, círculos cinza, tipo 2, círculos brancos, círculos pretos, círculos cinza escuro e círculos de borda mais grossa) e da lineação (setas) que ocorrem no depósito e na área de Curionópolis (modificado a partir de Barros 1997e CPRM 1997)

Assinatura granítica das inclusões fluidas relacionadas ao depósito de Cu-Au de Gameleira, Carajás, PA

¹Ronchi, L. H., ^{1,2}Lindenmayer, Z. G., ^{1,3}Araújo, J. C., ^{1,4}Baecker, C. A.
¹UNISINOS, São Leopoldo, RS, ronchi@euler.unisinos.br, RS; ²zara@euler.unisinos.br,
³jcaldasaraujo@yahoo.com, ⁴cabaecker@bol.com.br

Introdução

Desde os anos sessenta do século passado a importância dos fluidos na evolução crustal e formação de depósitos minerais tem sido ressaltada por meio do estudo dos “fósseis petrológicos” encontrados em minerais na forma de inclusões fluidas. A aplicação desse trabalho em exploração reside, como apontado por Roedder & Bodnar (1997), no auxílio da identificação do ambiente geológico de formação do minério. Nesse sentido, dentre os diversos trabalhos realizados para caracterizar e modelar o depósito de Cu-Au de Gameleira, o estudo das inclusões fluidas presentes em quartzo, fluorita e turmalina dos veios, permitiu a obtenção de informações, a seguir descritas, coerentes com o conjunto de informações geológicas disponíveis.

As rochas encaixantes deste depósito, inseridas no contexto geológico da Serra dos Carajás, PA (Lindenmayer 1998; Dardenne & Schobbenhaus 2000), são andesitos e gabros que sofreram intrusão de granitóide paleoproterozóico. A conseqüente circulação de fluidos hidrotermais relacionados a essa intrusão criou uma alteração potássica concomitante à formação de três tipos principais de minério: venular, *stratabound* e disseminado. Dentre os diversos minerais presentes no minério venular foram destacados o quartzo, a turmalina e a fluorita por seu conteúdo em inclusões fluidas de tamanho e qualidades ópticas apropriadas para estudos microtermométricos e de espectroscopia Raman. O carbonato (calcita) presente nos veios, que pós-data a mineralização sulfetada, também possui muitas inclusões fluidas, as quais entretanto não foram estudadas devido ao seu tamanho muito pequeno, transparência insuficiente, somadas às dificuldades criadas pela dupla refração característica deste mineral. Na turmalina foram encontradas raras inclusões bifásicas aquosas isoladas ou em trilhas.

Petrografia das Inclusões Fluidas (IF)

O minério venulado com calcopirita, bornita, molibdenita, turmalina apresenta também quartzo, fluorita e calcita apresentando os mesmos 3 tipos principais de inclusões fluidas, isto é 1) **bifásicas aquosas**, 2) **trifásicas, eventualmente multifásicas, aquosas com cubos de halita**, calcita acidental e, eventualmente, outro sólido não identificado. Podem ocorrer, mais raramente, inclusões 3) **monofásicas gasosas** que não apresentam CO₂ ou CH₄, nem SO₂ ou H₂S, apenas vapor d'água e traços de nitrogênio, conforme os dados de Raman. Tratam-se de inclusões com tamanhos

variáveis (de 1-10 μ m), distribuição aleatória, não formam trilhas, porém aparecem associadas nos mesmos grupos irregulares ou marcando linhas de crescimento. Essa associação e distribuição indicam tratar-se de inclusões primárias e cogenéticas. Possuem diferentes graus de preenchimento tanto das fases sólidas, como vapor. Eventualmente podem ocorrer, tanto no quartzo como na fluorita, raras (apenas duas foram realmente observadas) inclusões nitidamente **aquo-carbônicas** (trifásicas em temperatura ambiente) das quais não foi possível obter dados microtermométricos.

Microtermometria

Foram escolhidas para estudos microtermométricos amostras representativas dos veios (minério), e por esta razão, os dados obtidos podem ser agrupados e tratados em conjunto.

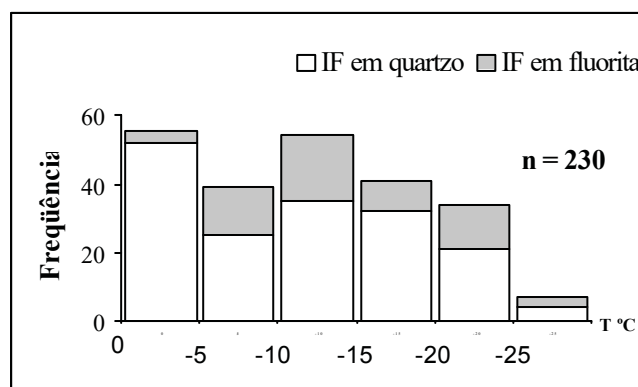


Figura 1 – Distribuição das temperaturas de fusão do gelo e hidratos.

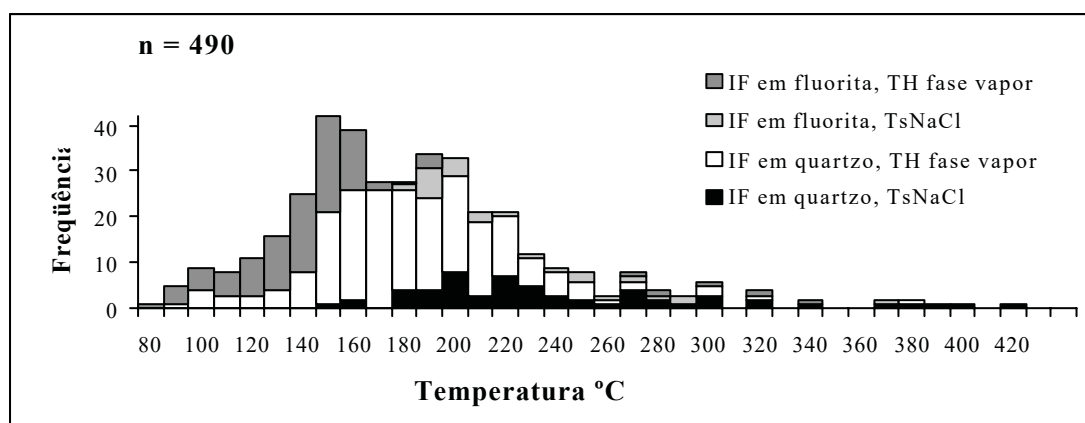


Figura 2 – Temperaturas de homogeneização (TsNaCl – desaparecimento da fase sólida, halita).

As temperaturas de fusão do gelo (TF) obtidas em IF aquosas bifásicas no quartzo e na fluorita variaram de zero a -25°C (figura 1). As temperaturas inferiores ao ponto eutético do sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ são hidratos. Essas inclusões bifásicas aquosas do quartzo apresentaram temperaturas de homogeneização (TH), sempre na fase líquida ($150 - 220^{\circ}\text{C}$), maiores que as da fluorita ($130 - 160^{\circ}\text{C}$, figura 2), como esperado teoricamente a partir da sucessão mineral. Por outro lado as

inclusões fluidas trifásicas saturadas com cubos de halita, possuem temperaturas de homogeneização da fase vapor (TH) entre 130 e 190°C. A temperatura de homogeneização da halita (TsNaCl), que sempre ocorreu após o desaparecimento da fase vapor, variou de 170 a 400°C, fornecendo dados sobre a composição (salinidade) dessas inclusões e a curva de saturação da halita. É também nítido que os veios situados mais próximos à superfície, com exceção da amostra POJ F76-62,97 (quartzo), possuem temperaturas de homogeneização menores e salinidade maior do que as situadas em maiores profundidades. A salinidade das inclusões fluidas aquosas bifásicas varia de 1 a 23% peso eq. NaCl, enquanto que as trifásicas saturadas apresentam salinidade variável entre 30 e 40% peso eq. NaCl. Algumas inclusões esporádicas chegam a mais de 50% peso eq. NaCl, provavelmente devido à estrangulamento da inclusão após a formação do cubo de halita. A ausência de registro de valores de salinidade entre 23 a 30% peso eq NaCl é um fenômeno descrito na bibliografia especializada (Shepherd *et al.* 1985) e atribuído a problemas de metaestabilidade (não cristalização mineral de saturação halita).

As inclusões fluidas monofásicas gasosas não apresentaram mudança de fase perceptível durante o resfriamento. Algumas das temperaturas de homogeneização mais altas devem ser descartadas por causa de problemas de estrangulamento.

Conclusão

A associação de inclusões fluidas aquosas, aquosas saturadas (com cubos de halita) e monofásicas gasosas, com pouco ou nenhum CO₂, e ampla distribuição dos dados de TH e salinidade, tal como observado no depósito de Gameleira (figura 3), é uma assinatura correspondendo a fluidos graníticos, amplamente reconhecida na literatura (Shepherd *et al.* 1985, Roedder & Bodnar 1997, Ahmad & Rose 1980).

Note que as TH marcadas com losango claro e quadrado preto, abaixo da curva de saturação, na figura 3 não correspondem à TH total, mas à temperatura de desaparecimento da fase vapor, que ocorreu sempre antes da TH total por desaparecimento da halita. Elas foram incluídas apenas para comparação, por representar um *trend* interessante. A distribuição sugere grosseiramente uma variação de salinidade com a temperatura. Esse fenômeno poderia ser explicado por dois fatos principais importantes na formação de depósitos minerais: imiscibilidade (*boiling*) ou mistura de fluidos. Para se comprovar a primeira hipótese seria necessário a ocorrência de IF homogeneizando na fase líquida e na fase vapor na mesma faixa estreita de temperaturas, o que não ocorre. A mistura de fluidos, por outro lado, não é compatível com os dados isotópicos do depósito (Lindenmayer *et al.* em preparação). Porém, é um fato sublinhado pela correlação positiva representada pelas IF que se colocaram naturalmente sobre a curva de saturação da halita na figura 3, que as inclusões fluidas saturadas, foram aprisionadas em diferentes pressões e temperaturas em um sistema hidrotermal em

resfriamento. Caso a hipótese não confirmada, por razão anteriormente descrita, de ocorrência de imiscibilidade, ou mais precisamente ebulição (*boiling*), fosse confirmada, não haveria necessidade de correção de pressão e as TH obtidas corresponderiam diretamente à temperatura de formação (Tt). Aceitando-se a hipótese de fluido mineralizante, sem imiscibilidade, em um sistema hidrotermal em resfriamento, em pressões inferiores a 2kbar, as correções *máximas* a serem adicionadas nas TH, (Roedder 1984 p. 262), seriam de 160 a 170°C. Desta maneira as temperaturas de formação estariam abaixo de 300 e 330°C na fluorita, de 320 e 390°C no quartzo, para as inclusões aquosas bifásicas e de 340 a 570°C considerando-se as inclusões saturadas. A temperatura mínima é indicada pelas TH.

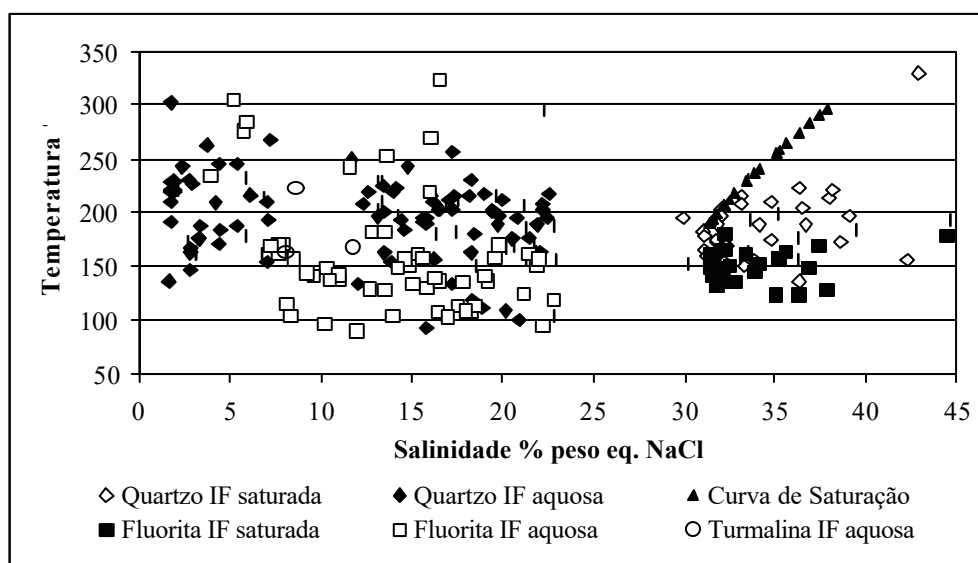


Figura 3 – Relação entre salinidade e TH das inclusões fluidas em quartzo, fluorita e turmalina (3 medidas). A curva de saturação foi construída a partir dos dados reais de microtermometria.

Referências Bibliográficas

- Ahmad, S. N., Rose, A. W. 1980. Fluid inclusion in porphyry and skarn ore at Santa Rita, New Mexico. *Economic Geology* 75:229-250.
- Brown, P. E., Hagemann, S. G. 1994. MacFlinCor: a computer program for fluid inclusion data reduction and manipulation. In: De Vivo, B. & Frezzotti, M. L. (Ed.) *Fluid Inclusions in minerals: methods and applications*. Virginia Tech, Blacksburg. p. 231 - 250.
- Dardenne, M. A., Schobbenhaus, C. 2000. The metallogensis of the South American platform. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, D. A. Campos (ed.) *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, 775 – 850.
- Lindenmayer, Z.G. 1998. O Depósito de Cu (Au-Ag-Mo) do Salobo, Serra dos Carajás, Revisitado. *Workshop Depósitos Minerais Brasileiros de Metais-Base*. ADIMB-CPGG-UFBA-CAPES-PADCT. Salvador, p. 29-37.
- Roedder, E. 1984. Fluid Inclusions. In : P. H. Ribbe (ed.) *Reviews in mineralogy* , Mineral. Soc. America, v. 12, 644p.
- Roedder, E. & Bodnar, R. J. 1997. Fluid inclusions studies of hydrothermal ore deposits. In: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Third edition. John Wiley & Sons, Inc, New York, 657-697.
- Shepherd, T. S., Rankin, A.H., Alderton, D.H.M. (1985) *A practical guide to fluid inclusion studies*. Blackie, London, 239p.

Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton – Evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology

João Orestes Schneider Santos^{1,2}, Léo Afraneo Hartmann², Neal Jesse McNaughton³, and Ian Robert Fletcher³

¹ Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM, Manaus, Amazonas.orestes@conex.com.br;
² Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, afraneo@if.ufrgs.br;
³ Centre for Global Metallogeny, Department of Geology and Geophysics, University of Western Australia, Nedlands, Western Australia, Australia, 6907

Introduction The Tapajós Domain of the Tapajós-Parima orogenic belt, located in the centre-south of the Amazon Craton, is a major Proterozoic province in South America (Santos *et al.* 2000), with hundreds of gabbro and diabase intrusions (Santos *et al.* 1975, Pessoa *et al.* 1977, Bizinella *et al.* 1980, Bahia and Quadros 2000, Almeida *et al.* 2000). These mafic magmatic events took place after the end of the Tapajós Orogen (1.87 Ga, Santos *et al.* 2001) following the consolidation of the Atlantica Continent (Rogers 1996). The ages of these mafic rocks are poorly constrained by the ages of the intruded rocks and by K-Ar (plagioclase or whole rock) dates. The K-Ar results may be affected by either loss or enrichment of radiogenic ⁴⁰Ar, yielding younger or older ages (Hebeda *et al.*, 1973; Deckart *et al.*, 1997). Previous interpretations of the K-Ar ages from the mafic rocks were made by Santos and Oliveira (1978), Teixeira (1978), Teixeira *et al.* (1976) and Thomaz Filho (1974).

New SHRIMP U-Pb baddeleyite and zircon ages and the reinterpretation of 206 existing dates indicate the occurrence of one orogenic (Ingarana) and four post-orogenic (Creporei, Cachoeira Seca, Piranhas and Periquito) basaltic events in the Tapajós Province.

Ingarana Gabbro Dikes Only six zircons dated in the Teodorico gabbro dike (VP8) indicate three distinct ages. The younger zircon population detected has 1893 ± 10 Ma (n=2) and may indicate the age of the zircon crystallization in the gabbroic melt. The small number of zircon determinations does not exclude the possibility that younger zircons may be present in the 1.89-1.86 range, but they are not expected to be younger than 1.86 Ga. (gold mineralization age according to Santos *et al.* 2001).

There are two mineralised gabbroic stocks related to the Parauari Suite dated at 1879 ± 3 Ma (Ingarana Gabbro, David Mine) and 1878 ± 9 Ma (Jutaí Gabbro-Anorthosite) - (Santos *et al.* 2001) and provide the best correlation for the VP8 dike. If correct, the dike from which the sample came would be related to the gabbroic intrusions of the Parauari Arc, the fourth magmatic arc in the Tapajós orogenic belt (Santos *et al.* 2001).

The inherited ages of 2012 ± 11 Ma and 2002 ± 24 Ma are correlated to the Cuiú-Cuiú Complex age and may be derived from the first magmatic arc (1995-2033 Ma, Santos *et al.* 2000). No direct

correlation is proposed for the grain with discordant 1933 Ma apparent age, older than the Parauari Arc, and younger than the Creporizão Arc (1957-1975 Ma).

Crepori Diabase The older post-orogenic mafic unit corresponds to the Crepori Diabase, represented mainly by gabbro-dolerite sills and dikes intrusive into the sedimentary Palmares Formation. The baddeleyite U-Pb age (1778 ± 9 Ma, $n=13$) of the Crepori Diabase is ~150 m.y. older than K-Ar ages and may thus be correlated with the Avanavero tholeiitic intrusions in the Roraima Supergroup, in the northern part of the Craton in Guyana, Venezuela and Roraima State in Brazil. The age of this magmatism was established at 1.79 Ga in Guyana (Norcross *et al.* 2000) and at 1.78 Ga in Roraima (Santos *et al.* 2000). These ages indicate that the Roraima Supergroup in the north and the Palmares Group in the southern part of the craton may have the same stratigraphic position. The presence of excess ^{40}Ar in the Avanavero Dolerite was demonstrated by Hebeda *et al.* (1973), which explains the K-Ar ages older than 1.80 Ga. Excess ^{40}Ar may also have occurred in the southern part of the craton, where the Crepori Diabase has a K-Ar age older (2000 ± 95 Ma) than the new U-Pb results of 1.78 Ga. There are eight K-Ar dates of the Crepori Diabase in the Tapajós area ranging from 1694 ± 28 Ma (sample RO98) to 1365 Ma (sample FB355) These ages are 84 to 413 m.y. younger than the U-Pb apparent age (1778 Ma), suggesting that most of the K-Ar results are rejuvenated, reflecting ^{40}Ar loss.

There are several occurrences of mafic activity during the Statherian in the South American part of Atlantica continent: Avanavero (Roraima, Guiana, Venezuela, and Surinam), Crepori (SW Pará and SE Amazonas), Quarenta Ilhas (NE Amazonas and NW Pará), Tandil (Argentina) and the giant dike swarm of Piedra Alta Terrane (Uruguay, Teixeira *et al.* 1999). They may represent a large igneous province, which marks an important episode of mantle activity at about 1.76-1.79 Ga.

Cachoeira Seca Troctolite Santos & Oliveira (1978) proposed the name Cachoeira Seca Magmatism for a regional basaltic magmatism of about 1057 Ma age (mean of 20 K-Ar ages). The U-Pb apparent age determined in one baddeleyite grain (1192 ± 12 Ma, $n=4$) is 113 to 143 Ma older than the K-Ar results (Pessoa *et al.* 1977) indicating ^{40}Ar loss on samples MP-100 and MP-26. Dikes (Traíra, NW Amazonas State), lacoliths (Cachoeira Seca, Pará State; Pardo River, NE Amazonas; Seringa, NE Amazonas and Siriquiqui, south Amazonas State) and flows (Nova Floresta, Rondônia State) of mafic rock from large area in the Amazon Craton have K-Ar ages in the same broad range of 910-1366 Ma. These rocks have alkali-basalt dominant chemical composition (Santos and Oliveira, 1978) contrasting to the older (~1.79 Ga) Crepori-Avanavero mafic rocks, which are dominantly tholeiitic (Hawkes 1966, Santos *et al.* 1980, Hebeda *et al.* 1973). Mafic rocks with ages of ~1.20 Ga are intrusive in areas of the craton not significantly affected by the Sunsas Orogen, as the Tapajós (Cachoeira Seca); Northeast Amazonas (Seringa and Pardo) and south Amazonas (Siriquiqui). We interpret these as the result of the intracratonic rifting process triggered by the Sunsas collision to the west. Younger mafic rocks (0.95 - 1.00 Ga), the Nova

Floresta Basalt (1.00 Ga, mean of seven dates) and the Traíra dikes (964 Ma), are located inside the Sunsas Orogenic Belt and are interpreted to be the result of post-Sunsas rifting, that formed the Tonian sedimentary basins (Pacaás Novos, Aguapeí II, and Apiacás) and rapakivi Rondonian granites. The emplacement of the Cachoeira Seca mafic rocks is similar to the widespread intrusion of other mafic rocks in other continents during or close to the Neo – Mesoproterozoic time boundary (1.00 Ga). This correlation is possible with the slightly older (1267 Ma) Mackenzie Province (Le Cheminant & Heaman 1989) and the slightly younger Abitibi dike swarm (1141 Ma, Ernst *et al.* 1995) in Laurentia. Other broadly similar ages are reported by Wingate *et al.* (1998) for the Fraser dike swarm (1212 ± 10 Ma) in Australia (Yilgarn Craton).

Piranhas Diabase Diabase from the giant Piranhas dike swarm in the western Tapajós Province dated by U-Pb (zircon and baddeleyite) reveals an unexpected Cambrian magmatic age (514 ± 15 Ma, $n=7$), as well as inherited zircons in the 2238-1229 Ma range. The Piranhas dike swarm fills extensional NNE and NE faults possibly related to an early rifting period before the onset of the Amazon Basin sedimentation in the Ordovician. The results show the importance of the use of baddeleyite in the geochronology of mafic rocks, especially where zircons are commonly xenocrystic. In the case of the Cambrian sample MP10, if only the zircons were dated, the possible interpretation would be that the youngest zircon (1229 ± 13 Ma) might represent the Piranhas magmatism age. This age is a typical Sunsas age, derived from rocks of the Sunsas collisional belt in the southwest Amazon Craton or from an earlier Cachoeira Seca mafic rock. The older age (2238 ± 15 Ma) is correlated to the early Trans-Amazonian orogenic cycle and the intermediate ages (1659 to 1504 Ma) may be derived from Mesoproterozoic rifting magmatism, common to the southwest of the region, as in the Serra da Providência rapakivi granites.

Mesozoic Diabase dikes and sills The Mesozoic dikes swarms of the Tapajós Province are named Cururu, Penatecaua and Periquito, but the last name has chronological priority. Mesozoic dikes are widespread in the Amazon Craton, mostly related to Gondwana continental break-up. Ninety-eight K-Ar ages range between 260-124 Ma (Upper Permian to Lower Cretaceous). The huge amounts of magma associated with the early opening of continental rifts have been thought to be released during relatively short periods of time, usually less than 9 Ma (Renne *et al.* 1996, Deckart *et al.* 1997). The large apparent span of Phanerozoic K-Ar ages in the Amazon (365-114 Ma) may be mostly the product of K-Ar imprecise dating. Much of the older (pré-Triassic) ages may be the result of ^{40}Ar enrichment as demonstrated by Deckart *et al.* (1997) in French Guiana-Surinam. All diabase intrusions in the Amazon Basin are post-Triassic (post- Nova Olinda and post- Andirá Formations) despite having 17 K-Ar ages as old as 294 ± 22 Ma (drill hole FG1Am, Santos *et al.* 1980). Considering the Deckart *et al.* (1997) age of 200-195 Ma for the beginning of the Atlantic ocean opening between the Amazon and West Africa cratons, the migrating dikes to the interior of

the cratons may be slightly younger, as the 179-190 Ma Periquito and Cururu dikes in the Tapajós Province and the Apoteri suite related to the Takutu rifting in Guyana-Roraima region.

References

- Almeida M.A., Monteiro M.A.S., Quadros M.L.E.S., Bahia R.B.C., Vasques M.L., Ricci P.S.F. 2000. Diabásio Periquito e Diabásios Indiferenciados. In: Projeto Província Mineral Tapajós. CPRM, Serviço Geológico do Brasil. Relatório Integrado, Rio de Janeiro, Brazil, 133 p.
- Bahia R. and Quadros M., 2000. Geologia da folha SB.21-X-C- Caracol. Projeto Tapajós. CPRM, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Rio de Janeiro, Brazil, 218 p.
- Bizzinella G.A., Andrade A.F., Yamaguti H.S., Oliveira J.R., Carmona J.R.M., D'Antona R.G., Lopes R.C., Melo A.F.F. 1980. Projeto Tapajós-Sucunduri. Relat. Final. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – Departamento Nacional da Produção Mineral. Manaus, Brazil. Unpub. report, 6 v.
- Deckart K., Féraud G., Bertrand H. 1997. Age of Jurassic continental tholeiites of French Guyana, Surinam and Guinea: Implications for initial opening of the Central Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, **150**: 205-220
- Ernst R.E., Head J.W., Parfitt E., Grosfils E., Wilson L. 1995. Giant radiating dike swarms on Earth and Venus. *Earth Science Reviews*, **39** (1-2): 1-58
- Hawkes D.D. 1966. The petrology of Guiana Dolerites. *Geological Magazine*, **103**: 320-335
- Hebeda E.H., Boelrijk N.A.I.M., Priem H.N.A., Verdumen E.A.T., Vershure R.H. 1973. Excess radiogenic argon in the Precambrian Avanavero Dolerite in western Suriname. *Earth and Planetary Science Letters*, **20**: 189-200
- Le Cheminant A.N. & Heaman L.M. 1989. Mackenzie igneous events, Canada: Middle Proterozoic hotspot magmatism associated with ocean opening. *Earth and Planetary Science Letters*, **96**: 38-48
- Norcross C.E., Davies D.W., Spooner E.T.C., Rust A. 2000. U-Pb and Pb-Pb age constraints on Paleoproterozoic magmatism, deformation and gold mineralization in Omai, Guyana Shield. *Precambrian Research*, **102**: 69-86
- Pessoa M.R., Santiago A.F., Andrade A.F., Nascimento J.O., Santos J.O.S., Oliveira J.R., Lopes R.C., Prazeres W.V., 1977. Projeto Jamanxim. Relatório Final. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – Departamento Nacional da Produção Mineral. Manaus, Brazil. Unpublished report, 9 v.
- Renne P.R., Deckart K., Ernesto M., Féraud E.M., Piccirillo E.M. 1996. Age of the Ponta Grossa Dike Swarm (Brazil) and implications to Paraná Volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, **144**: 199-211
- Rogers J.J.W. 1996. A history of the continents in the past three billion years. *Journal of Geology* **104**: 1405-1412
- Santos D.B., Fernandes P.E.C.A., Dreher A.M., Cunha F.M.B., Basei M.A.S., Teixeira W. 1975. Levantamento de Recursos naturais. Geologia. Projeto RADAM. Folha SB.21-Tapajós v. 7, 418 p.
- Santos J.O.S. & Oliveira J.R. 1978. Magmatismo básico-alcalino no Proterozóico Superior da Plataforma Amazônica. In: SBG, Congr. Brás. Geol., 30, Recife, Brazil, *Anais*, 3: 1309-1322
- Santos J.O.S., Araújo Neto H., Oliveira J.R. 1980. Principais associações máficas não metamorfasadas da Plataforma Amazônica. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 31, Camboriú, Brazil, *Anais*, 4: 2253-2262
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gonwana Research*, **3** (4): 453-488
- Santos J.O.S., Reis N.J., Hartmann L.A., McNaughton N. 2000. Age of Roraima Group and Roraima-like sequences in the Northern Amazon Craton. In: SBG, International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, Brazil, *Expanded Abstract*, CD-ROM
- Santos J.O.S., Groves D.I., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Moura M.B. 2001. Gold deposits of the Tapajós Province, Amazon Craton. *Mineralium Deposita*, **36** (3): in press
- Tassinari C.C.G. 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos dados isotópicos*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência, 139 p.
- Teixeira W., Basei M.A.S., Tassinari C.G.C. 1976. Significação Tectônica do Magmatismo Anorogênico Pré-Cambriano Básico e Alcalino na Região Amazônica. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 29, Ouro Preto, *Anais*, 169-183
- Teixeira W. 1978. Significação tectônica do magmatismo anorogênico pré-cambriano básico e alcalino da região Amazônica. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 30, Recife, 1: 491-505
- Teixeira W., Renne P.R., Bossi J., Campal N., D'Agrella Filho M.S. 1999. 40 Ar-39 Ar and Rb-Sr geochronology of the Uruguayan dike swarm, Rio de la Plata Craton and implications for Proterozoic intraplate activity in western Gondwana. *Precambrian Research*, **93**: 153-180
- Thomaz Filho A., Cordani U.G., Marino O. 1974. Idades K-Ar de rochas basálticas da bacia Amazônica e significação tectônica regional. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 28, Porto Alegre, Brazil, *Anais*, 6: 273-278
- Wingate M.T.D., Campbell I.H., Compston W., Gibson G.M. 1998. Ion Microprobe U-Pb ages for Neoproterozoic basaltic magmatism in south-central Australia and implications for the breakup of Rodinia. *Precambrian Research*, **87**: 135-159

Informações preliminares sobre o quadro tectono-estrutural do Depósito de Cu-Au (U-ETR) Alemão, Província Mineral de Carajás (PA).

Marcos Giovanni S. dos Santos ¹⁻², Roberto Vizeu Lima Pinheiro ², Anselmo D. V. Soares ¹, Petronilia C. Ronzê ¹, Carlos Isaías de Jesus Souza ¹ e Célio F. Barreira ¹.

1-DOCEGEO (gigio@cvrld.com.br, aviana@cvrld.com.br, ronze@cvrld.com.br, calosi@cvrld.com.br e celiob@cvrld.com.br) / 2-UFPa (vizeu@ufpa.br).

Introdução e contexto geológico

O Depósito de Cu-Au (U-ETR) Corpo Alemão, localizado na Serra dos Carajás (PA), foi descoberto em 1996 pela DOCEGEO durante campanha de sondagem exploratória, baseada em modelamento geofísico-geológico (Barreira *et al.* 1999).

A região de Igarapé Bahia, onde está situado este depósito, localiza-se no setor setentrional da Província Mineral de Carajás, englobando uma seqüência vulcanossedimentar arqueana, metamorfisada na fácies xisto verde baixo (Docegeo 1988), aflorante numa área de domínio de ocorrência da Formação Águas Claras. Essas rochas foram agrupadas no Grupo Igarapé Bahia (unidade superior do Supergrupo Itacaiúnas) e subdividida em duas unidades: Formação Grota do Vizinho e Formação Sumidouro (Docegeo 1988).

O depósito está inserido no contexto da Formação Grota do Vizinho, estando posicionado na interface dos domínios metassedimentar/metavulcânico e encontra-se recoberto por sedimentos siliciclásticos da Formação Águas Claras, a uma profundidade média de 250m. Está orientado no *trend* NE-SW (figura 1), dispondo-se na posição subvertical, apresentando extensão aproximada de 500m e largura de 50m a 200m (Soares *et al.* 1999 e Ronzê *et al.* 2000).

As principais alterações hidrotermais relacionadas à mineralização são metassomatismo férrico, sulfetação, cloritização, carbonatização, biotitização e, subordinadamente, silicificação e turmalinização, além da precipitação de fluorita, apatita, ouro, uraninita e prata. A mineralização é hospedada por brechas (hidrotermalizadas/hidrotermais), hidrotermalitos e metavulcânicas hidrotermalizadas, classificadas em dois tipos de minério. O primeiro tipo (BMS) é representado por níveis maciços de magnetita e calcopirita (com concentrações locais de sulfeto maciço) e por brechas hidrotermais com litoclastos diversos cimentados por matriz hidrotermal constituída por magnetita, calcopirita, siderita, clorita, biotita e anfibólios. O segundo tipo (BCLS) é representado por metavulcânicas brechadas e hidrotermalizadas, com presença de calcopirita, bornita, pirita, clorita, siderita, ankerita, turmalina e molibdenita. Análises químicas de elementos maiores, traços e ETR na zona mineralizada indicam um enriquecimento em Mo, Cu, Au, Ag, Fe, P, S, CO₂, Ca, F, Pb, U, Ba, Zn, Ni, Co, Mn, W, Sn, V, Ce e La (Soares *et al.* 1999 e Ronzê *et al.* 2000).

A associação geoquímica Fe-Cu-Au-U-REE em brechas hidrotermais heterolíticas e ricas em

Fe do Depósito de Cu-Au Alemão, assim como sua possível associação com um ambiente tectônico extensional sugerem sua correlação a classe de depósitos proposta por Hitzman *et al.* 1992 (Soares *et al.* 1999 e Ronzê *et al.* 2000).

Lineamentos fotogeológicos e geofísicos e Falhas

Os mapas de drenagem e lineamentos obtidos a partir da interpretação de fotografias aéreas (1:60000), sugerem a presença de litotipos uniformemente resistentes, onde ocorrem falhas e/ou juntas de alto ângulo, via de regra seguindo as direções NE-SW, N-S, E-W e NW-SE.

Barreira (1994), utilizando dados geofísicos e imagens de satélite, individualizou na área do Corpo Alemão um conjunto de lineamentos, com direções NE-SW, E-W, N-S e NW-SE, configurando um padrão quadriculado irregular a poligonalizado, relativamente denso, onde coexistem elementos aproximadamente retos a levemente curvos e/ou sinuosos.

As falhas, originalmente indicadas pelas interpretações geofísicas e fotointerpretação, foram posteriormente confirmadas nos testemunhos de sondagem e nas paredes da rampa e galerias subterrâneas de pesquisas da mina. Têm caráter cinemático gravitacional e/ou oblíquo-gravitacional, orientando-se segundo as direções NE-SW, N-S, E-W e NW-SE, com extensões de até 1.200m, e deslocamentos variando desde alguns metros até mais que 200m. As mesmas apresentam mergulhos altos, ocorrendo de forma isolada ou em feixes de largura centimétrica a métrica e espaçamento centimétrico entre descontinuidades. As falhas assumem um caráter essencialmente rúptil nos metarenitos, configurando falhas e fraturas sísmicas com fraturas de tensão subordinadas. Nas demais litologias, essas descontinuidades desenvolvem frequentemente feições de fluxo cataclástico. Cataclasitos não-coesos e coesos, bandas de cisalhamento e *kinks* e/ou dobras de arrasto associam-se eventualmente a algumas dessas descontinuidades.

Foliações

A foliação presente nas rochas encaixantes e hospedeiras da mineralização, pode ser descrita em dois tipos: foliação espaçada disjuntiva fina (tipo I) e clivagem espaçada disjuntiva média (tipo II). A primeira trata-se de uma foliação mineral descontínua fina, definida pelo arranjo de minerais prismáticos e placóides, podendo ocorrer associada a uma lineação mineral penetrativa. A segunda caracteriza-se por ser não-penetrativa, associada a zonas de falha e/ou cisalhamento rúptil, tendo eventualmente uma lineação superficial associada, sem penetratividade, na forma de estriações.

Essas foliações (I e II) mostram mergulhos predominantemente altos (no geral sub-verticais), com as lineações dispostas com caimentos baixos a médios. Elas têm direções variáveis, predominando os *trends* NE-SW e N-S.

Bandas de Cisalhamento

As bandas de cisalhamento são desenhadas por faixas centimétricas a milimétricas compostas internamente por uma foliação do tipo clivagem disjuntiva espaçada, anastomótica (ou não), definida por níveis cloritizados submilimétricos a milimétricos, intercalados por bandas de concentração de minerais hidrotermais, em contatos bruscos ou gradacionais. Nessa foliação o domínio da clivagem pode perfazer de 5% a >90% da rocha. Quando subparalela à foliação pré-existente, esta estrutura assume características de uma clivagem de crenulação.

Localizadamente a deformação não coaxial desenvolveu uma discreta foliação S-C, bem como dobras assimétricas. Tendo como marcador as amígdalas e vesículas presentes nas rochas vulcânicas, observa-se a heterogeneidade da deformação, particionada ao longo de bandas de cisalhamento. Em rochas mais intensamente deformadas esses marcadores primários encontram-se transpostos.

Brechas hidráulicas

As brechas hidráulicas são os principais produtos decorrentes dos processos rúpteis observados em diversas escalas. Geralmente mostram-se tardios se superpondo às estruturas pré-existentes, afetando volumes variados de rochas e assumindo arranjos diversos, dentre os quais destacam-se as estruturas de explosão e os condutos hidráulicos. Os condutos hidráulicos (ou fraturas hidráulicas) configuram chaminés de escape de fluido preenchidas por brechas hidráulicas com textura do tipo *jigsaw*. Esses condutos apresentam largura centimétrica a métrica e atitudes diversas, com mergulhos sub-verticais a sub-horizontais. As estruturas de explosão hidráulica ocorrem de forma aleatória, com dimensões variáveis e assumem formas diversas, configurando estruturas tridimensionais radiais e circulares concêntricas.

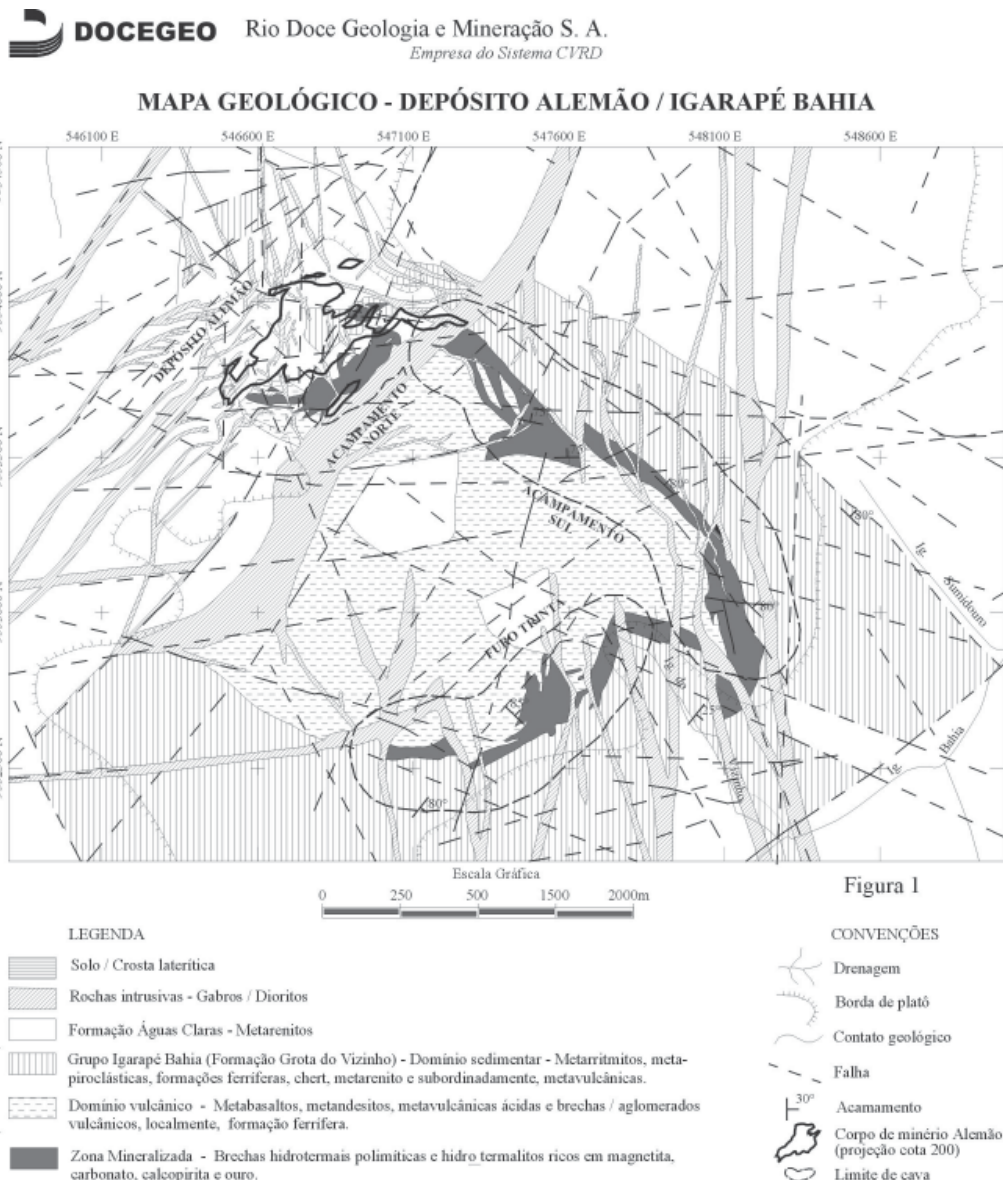
Comentários Finais

O Corpo Mineralizado Alemão corresponde a um depósito alojado ao longo de um importante conduto hidrotermal, instalado em regime rúptil-dúctil, onde os processos de fluxo cataclástico e formação de brechas estariam controlados por diferenças reológicas dentro do pacote de rochas vulcânicas.

As estruturas tectônicas observadas nas rochas do depósito Alemão apresentam estilos fortemente controlados por fatores reológicos, composicionais e de particionais da deformação. A distribuição heterogênea de fluidos e suas diferentes pressões no pacote primário foram fatores fundamentais na definição da trama finita das rochas no depósito.

Referências bibliográficas

- Barreira, C.F. 1994 Integração do levantamento aerogeofísico Igarapé Bahia. Belém. Docegeo – Distrito Amazônia. Relatório Interno.
- Barreira, C.F.; Soares, A.D.V.; Ronzê. 1999. Descoberta do depósito Cu-Au Alemão – Província Mineral de Carajás (PA) In: SBG/Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus, Boletim, 136-139.
- Docegeo. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, Anexo aos Anais. 11-56.
- Hitzman, M.W.; Oreskes, N.; Einaudi, M.T. 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precambrian Research*, 58: 241-287.
- Ronzê, P. C.; Soares, A. D. V.; Santos, M. G. S.; Barreira, C. F. B. 2000. Alemão Copper-Gold (U-REE) Deposit, Carajás, Brazil. In: Porter, T. M. (Ed.), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & related Deposits: A Global Perspective*, Australian Mineral Foundation, Adelaide. P. 191-202.
- Soares, A.D.V.; Ronzê, P.C.; Santos, M.G.S. dos; Leal, E.D.; Barreira, C.F. 1999. Geologia e mineralizações do depósito de Cu-Au Alemão – Província Mineral de Carajás (PA) In: SBG/Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus, Boletim, 144-147.



Petrografia e Geocronologia U-Pb em zircão do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás, Pará.

Alex Souza Sardinha¹, Carlos Eduardo de Mesquita Barros¹, Robert Krymski² & Moacir José Buenano Macambira³

Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, ¹Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides, alexsardinha@mac.com, cadu@ufpa.br; ²Laboratório de Geologia Isotópica – Pará-Iso, krymski@ufpa.br, moamac@ufpa.br

Introdução

A Província Mineral de Carajás (PMC), situada na parte sudeste do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981), tem merecido um grande destaque devido às suas enormes riquezas minerais (Docegeo 1988).

A leste da Serra do Rabo, a aproximadamente dez quilômetros para leste do Alvo Cristalino, afloram dois *stocks* graníticos de forma algo elíptica e alongada na direção E-W, aproximadamente. Estas rochas foram englobadas ora ao embasamento (Complexo Xingu), ora aos granitos paleoproterozóicos (tipo Granito Central da Serra dos Carajás) (Docegeo 1988, Araújo & Maia 1991, Pinheiro 1997). Esta unidade foi denominada de Granito Borrachudo por Docegeo (*op. cit.*) e de Granito Rancho Alegre por Pinheiro (*op. cit.*). Entretanto, aqui o denominaremos de Granito Serra do Rabo (**GSR**), já que o mesmo localiza-se às proximidades da serra homônima.

O GSR corta rochas metabásicas, metapelitos e formações ferríferas do Supergrupo Itacaiúnas, onde provoca uma pequena auréola de metamorfismo de contato.

Petrografia

O GSR é constituído por álcali-feldspato granitos e sienogranitos. A fácies dominante corresponde a microclina granitos de textura fanerítica granular hipidiomórfica, granulação média e coloração rosa-acinzentado com pontuações escuras (máficos). Rochas com texturas micrográficas são comuns. As rochas do GSR ora apresentam estrutura isotrópica, ora uma foliação contínua (E-W/subvertical), levemente anastomosada e marcada pela orientação preferencial do grãos de quartzo e dos minerais máficos. Localmente ocorrem bandas miloníticas/ultramiloníticas de espessuras métricas a decimétricas, concordantes à foliação E-W.

O GSR possui as seguintes fácies petrográficas: leucomicroclina granito (LMG), hornblenda microclina granito (HMG), biotita-hornblenda microclina granito (BHMG), hornblenda sienogranito (HS), biotita-hornblenda sienogranito (BHS), e mobilizados aplíticos (MA). Os minerais acessórios são representados por opacos, titanita, apatita, zircão, allanita e, raramente, piroxênio. Os minerais secundários são representados por albita *chess-board*, sericita-muscovita, argilo-minerais, opacos, biotita, stilpnomelano, epidoto e, raramente, clorita.

Segundo a nomenclatura proposta por Tuttle & Bowen (1958), todos eles são granitos subsolvus, caracterizados por dois feldspatos (plagioclásio e microclina peritítica), porém os LMG e algumas amostras de HMG, podem ser classificadas como granitos hipersolvus.

Geocronologia: metodologia e resultados analíticos

A amostra analisada localiza-se no *stock* sul do GSR (AC-30, figura 1) e corresponde a um hornblenda microclina granito de textura granular hipidiomórfica média. Esta rocha não mostra foliação, embora uma fraca deformação seja evidenciada pela extinção ondulante moderada e pela inicial formação de neoblatos em grãos de quartzo.

A amostra foi separada em cinco (5) frações granulométricas por peneiramento após a trituração e pulverização das mesmas. Na fase de separação de minerais pesados, por elutriação e líquido denso (bromofórmio), foram utilizadas apenas as frações entre 0,125-0,177 mm e 0,088-0,125 mm. As frações magnéticas foram separadas com o auxílio do Separador Magnético Frantz. A seleção dos zircões analisados foi realizada com auxílio da lupa binocular. Uma quantidade significativa de zircões foi obtida. A notável preservação dos zircões do GSR é traduzida pela considerável transparência, pela ausência de fraturamento e de feições ligadas à metamictização.

O resultado analítico foi obtido pelo método U-Pb, recentemente implantado no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso), aplicado a populações de zircão, em um número de seis, separadas de acordo com a sua cor e forma, tais populações pesavam entre 0,9 e 2,3 μg e foram dissolvidos com 50 μl de ácido fluorídrico em microbombas de Teflon TFE (*cf.* Parrish 1987). U e Pb foram separados com o auxílio de resina trocadora de íons de acordo com a técnica de Krogh (1973), e em seguida, procedeu-se a análise isotópica com a ajuda de um espectrômetro de massa Finnigan MAT-262. Os cálculos de regressão foram efetuados com o auxílio dos programas *PbDat* e *Isoplot for Excel* (Ludwig, 1999). A correção do Pb inicial foi feita a partir da metodologia de Stacey & Kramers (1975).

Os zircões analisados forneceram um valor de $2743 \pm 1,6 \text{ Ma}$ (figura 2), o qual é interpretado como a idade de cristalização dos zircões e de colocação final do GSR.

Conclusões

A idade de $2743 \pm 1,6 \text{ Ma}$ (U-Pb em zircões) do GSR permite uma melhor compreensão de uma área cujo potencial metalogenético vem sendo mostrado pelos geólogos da Companhia Docegeo. A presença de rochas isotrópicas dentro dos *stocks*, muito provavelmente, induziu no passado a sua correlação com os granitos isotrópicos paleoproterozóicos de 1,88 Ga (Tipo Central da Serra dos Carajás). No entanto, o mapeamento do GSR mostrou que lateralmente também ocorrem rochas deformadas em condições dúcteis.

Além disso, esta nova idade reforça a idéia de atuação de uma importante granitogênese na região de Carajás por volta de 2,74-2,76 Ga (Barros *et al.* neste simpósio), pois existem outras unidades graníticas com idades muito próximas à do GSR, tais como o Complexo Granítico Estrela (2763 ± 7 Ma) (Barros *et al.* op. cit.), o Granito Planalto (2747 ± 2 Ma) (Huhn *et al.* 1999) e os granitóides da Suíte Plaquê (2727 ± 29 Ma) (Avelar 1996).

As evidências de metamorfismo de contato provocadas pelos *stocks* graníticos do GSR sobre os metabasaltos encaixantes indicam que o GSR não pode ser agrupado ao conjunto de rochas do Embasamento (Complexo Xingu).

Agradecimentos

Ao PROINT-UFPA (1998-2000) e CNPq (PNOFG, nº 40003899) pelos recursos fornecidos. Somos imensamente gratos à Companhia DOCEGEO pelo apoio de campo.

Referências

- Almeida, F. F. M.; Hasuy, Y.; Brito Neves, B. B.; Fuck, R. A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, v.17, p.1-29.
- Araújo, O.J.B. & Maia, R.G.N. 1991. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Serra dos Carajás. Folha SB.22-Z-A. Estado do Pará. Texto Explicativo. DNPM/CPRM, Brasília, 136p.
- Avelar V.G. 1996. Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia oriental. UFPA, Belém, Dissertação de Mestrado, 149 p.
- Barros, C. E. M.; Macambira, M.J.B.; Barbey, P. 2001 (neste simpósio). Idade do Complexo Granítico Estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Mineral de Carajás. *Simp. Geol. Amaz.*, 7, Belém, SBG-NO, CD-ROM.
- Docegeo (Rio Doce Geologia e Mineração). 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. *In*: CONG. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. Província Mineral de Carajás-Litoestratigrafia e principais depósitos minerais. Anexo aos anais ... Belém, CVRD/SBG. p.11-59.
- Huhn S.B., Macambira M.J.B. & Dall'Agnol R. 1999. Geologia e Geocronologia Pb/Pb do Granito Alcalino Arqueano Planalto, Região da Serra do Rabo, Carajás – PA. *In*: SBG, *Simp. Geol. Amaz.*, 6, Manaus, *Anais*, 1:463-466.
- Krogh, T. E. 1973. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochim. Cosmochim. Acta* 37, p.485-494.
- Ludwig, K. R. 1999. User's manual for Isoplot/Ex Version 2.02. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA, USA, Spec. Pub. nº 1a, 43p.
- Parrish, R. R. 1987. An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Chem. Geology (Isot. Geosci. Sect.)*, v.66, p.99-102.
- Pinheiro, R. V. L. 1997. Reactivation history of the Carajás and Cinzento Strike-Slip Systems, Amazon, Brazil. *Thèse* University of Durham, Durham, 408 p.
- Stacey, J. S. & Kramers, J. D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v.26, p.207-221.
- Tuttle, O. F. & Bowen, N. L. 1958. Origin of Granite in the Light of Experimental Studies in the System $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{LAKSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Amer., Memoir* 74, 153p.

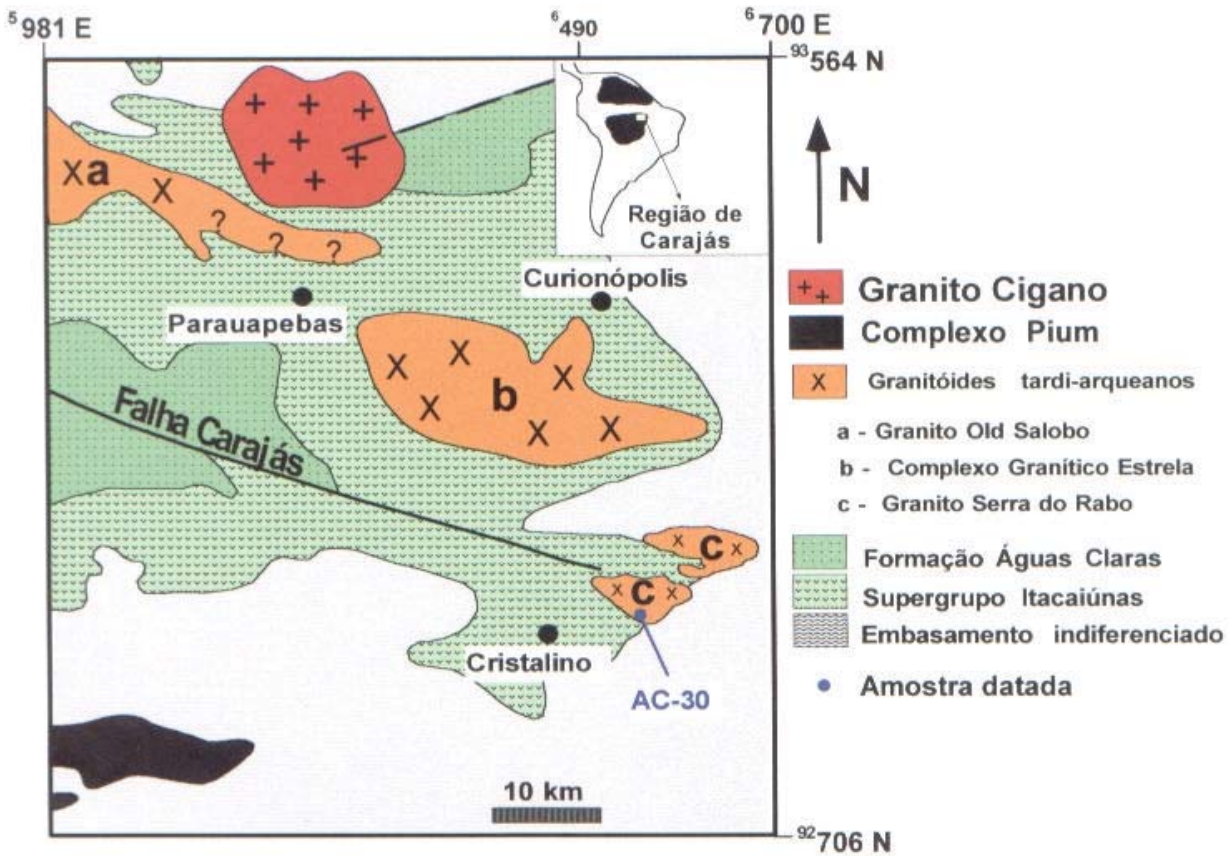


Figura 1 - Mapa de localização e geológico do Granito Serra do Rabo (modificado de DOCEGEO, 1988; Araújo & Maia, 1991).

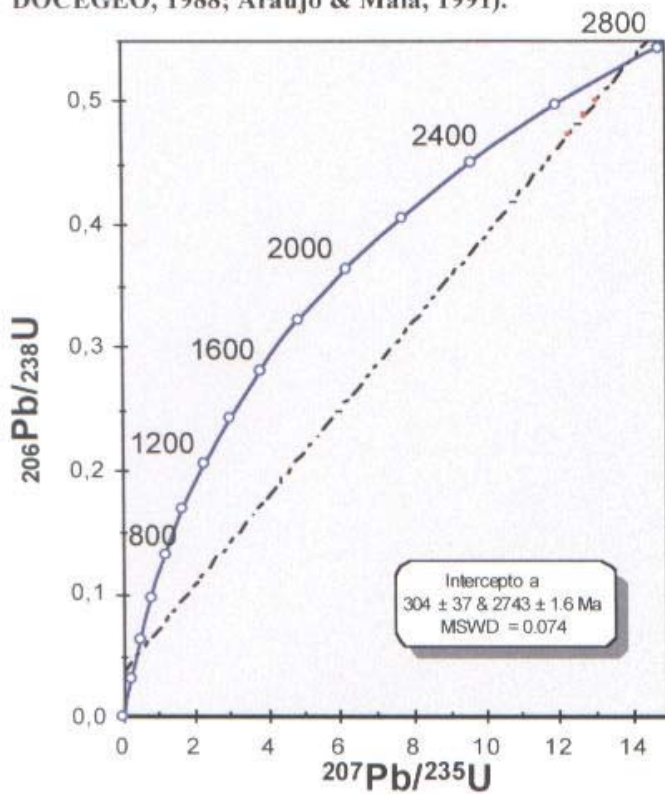


Figura 1 - Diagrama concórdia do Granito Serra do Rabo.

Depósito de Cu-Au de Águas Claras: Resultados Geocronológicos Pb-Pb e Rb-Sr, Serra dos Carajás, Pará

Silva C.M.G.⁽¹⁾, Macambira M.J.B.⁽¹⁾, Villas R.N.N.⁽²⁾

⁽¹⁾Pará-Iso-Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA, Belém-Pa, cmgaia@bol.com.br; moamac@ufpa.br

⁽²⁾Departamento de Geologia, Centro de Geociências da UFPA, Belém-Pa, netuno@ufpa.br

Introdução O depósito de Cu-Au de Águas Claras (DAC), descoberto em 1984 pela Docegeo, localiza-se na porção central da Serra dos Carajás, norte da Província Mineral de Carajás, a cerca de 5 Km da borda oeste do Granito Serra dos Carajás. A idade e a fonte dos metais deste depósito ainda é incerta, embora seja sugerida por Mougeot *et al.* (1996a) uma relação temporal com a colocação daquela intrusão. Este trabalho apresenta novos dados, obtidos no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA - Pará-Iso, de Pb em sulfetos e de Rb-Sr em quartzo arenitos hidrotermalizados que hospedam o DAC, com vista a contribuir com o entendimento do quadro metalogenético deste depósito.

Contexto Regional A região da Serra dos Carajás localiza-se na porção sudeste do Cráton Amazônico. Seu embasamento é constituído pelo Complexo Xingu, sobre o qual repousam discordantemente seqüências metavulcanossedimentares arqueanas (2,76 Ga, Machado *et al.* 1991) do Supergrupo Itacaiúnas (Docegeo 1988) que, por sua vez, são recobertas pelas rochas sedimentares arqueanas (2,76-2,70 Ga; Mougeot *et al.* 1996b, Dias *et al.* 1996), predominantemente clásticas, da Formação Águas Claras (Nogueira *et al.* 1995). Granitos arqueanos e paleoproterozóicos (2,57 e 1,88 Ga, respectivamente; Machado *et al.* 1991) cortam essas seqüências, bem como diques/*sills* máficos (2,65 Ga, Dias *et al.* 1996). Estruturalmente, a região da Serra dos Carajás é cortada pela Falha Carajás vinculada a movimentos transtensionais do Arqueano e com reativações sem definição temporal (Pinheiro & Holdsworth, 1997).

Depósito Águas Claras Os sulfetos + Au primários do DAC ocorrem em veios de quartzo ao longo de uma zona de cisalhamento frágil/frágil-dúctil, de direção NE-SW/subvertical. Esta zona corta discordantemente *sills* gabróticos arqueanos intrusivos em rochas sedimentares siliciclásticas da Formação Águas Claras. Cloritização, sericitização, turmalinização, silicificação, argilização e carbonatação foram os principais processos de alteração hidrotermal que atuaram nessas rochas. O ouro encontra-se associado à calcopirita, que é o sulfeto dominante, assim como à pirita, cobaltita e arsenopirita. Outros componentes metálicos dos veios são esfalerita, magnetita, hematita e ferberita.

Método Pb-Pb Foram analisadas nove amostras de sulfetos, sendo sete de calcopirita e uma de pirita que ocorrem no minério maciço, e uma de cobaltita em vênula que corta o *sill* gabrótico. Os

resultados obtidos (Tab. 1) revelam razões isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 16,33 e 18,86 e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 18,40 e 30,25, destacando-se a cobaltita como a amostra mais radiogênica. No diagrama isocrônico $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, os pontos analíticos fornecem, por regressão linear, uma idade de 2917 ± 69 Ma (1σ) com MSWD de 51,5. Eliminando-se do cálculo a cobaltita, a idade obtida passa a ser 2358 ± 42 Ma (1σ), com um MSWD de 0,87 (Fig. 1). O desvio da primeira regressão é muito alto para ser estatisticamente aceitável e pode representar herança da rocha fonte dos sulfetos registrada nos isótopos de Pb da cobaltita. Além disso, a idade obtida não tem sentido geológico já que as rochas encaixantes dos sulfetos são mais jovens. No segundo cálculo de regressão, os pontos mostram um bom alinhamento como indica o baixo valor do desvio. Contudo, a idade obtida não é ainda conclusiva dada a complexidade do contexto geológico do DAC. As razões isotópicas de Pb das amostras de calcopirita e pirita são relativamente homogêneas e mostram-se pouco radiogênicas, quando comparadas com as de outros depósitos (p.ex. Mougeot *et al.* 1996a), indicando que a fonte dos fluidos mineralizantes era pobre em U e Th, o que é corroborado também pelos baixos teores de U e Th nas rochas encaixantes hidrotermalizadas (Silva & Villas 2001). A homogeneidade das razões isotópicas de Pb indica que a fonte e a trajetória de migração dos fluidos mineralizantes devem ter sido essencialmente as mesmas, em que pese a evolução em estágios cíclicos do sistema hidrotermal Águas Claras (Silva & Villas 1998).

Tabela 1 – Razões isotópicas de Pb de sulfetos do depósito Águas Claras (cpy = calcopirita; py= pirita; cob= cobaltita)

Amostra/	Furo/Profundidade	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ
C-8 (cpy)	F125/70,5	18,4010	0,0190	16,3317	0,0207	38,0570	0,0550
C-101 (py)	F153/156,0	18,4190	0,0110	16,3349	0,0147	38,1200	0,0460
C-94 (cpy)	F153/135,2	18,9380	0,0116	16,4096	0,0149	38,2070	0,0460
C-93 (cpy)	F153/131,1	19,4100	0,0117	16,4806	0,0149	38,6210	0,0462
C-92A (cpy)	F153/128,7	19,8310	0,0122	16,5690	0,0151	38,8480	0,0471
C-92 (cpy)	F153/128,1	19,8940	0,0119	16,5396	0,0149	38,7350	0,0463
C-18 (cpy)	F125/126,2	19,9750	0,0169	16,5696	0,0182	38,8660	0,0643
C-115 (cpy)	F163/255,15	22,8080	0,0140	16,9969	0,0155	40,2870	0,0490
C-56 (cob)	F72/106,2	30,2570	0,0187	18,8585	0,0173	43,5440	0,0536

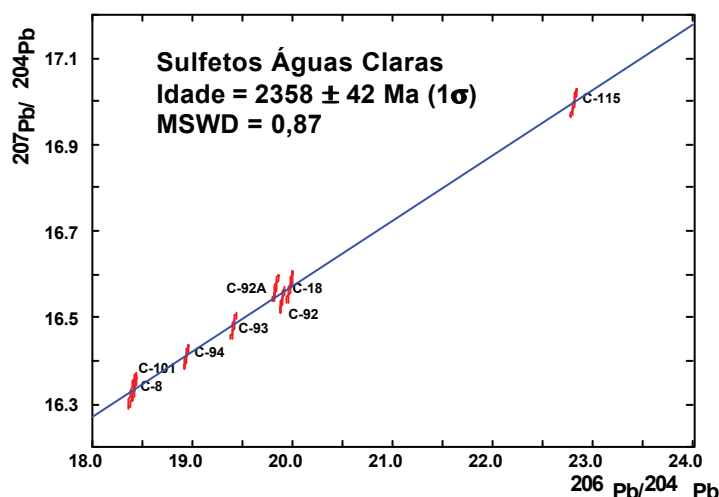


Fig. 1 - Diagrama isotópico $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para os sulfetos do depósito de Águas Claras.

Método Rb-Sr Dados petrográficos e químicos mostram que os quartzos arenitos sofreram intensa cloritização, turmalinização e sericitização relacionadas ao evento mineralizante (Silva & Villas 1998). Com a finalidade de datar esse evento, foram analisadas cinco amostras daquelas rochas contendo sericita, clorita e turmalina. Quatro delas são próximas a vênulas e possuem distintas composições modais, enquanto a outra é de arenito fino sericitizado. Como estes filossilicatos têm granulação fina, tornou-se impraticável separar as fases para análises individuais, o que não chegou a constituir um óbice maior pois, provavelmente, os processos hidrotermais promoveram uma homogeneização isotópica de seus produtos com o arenito em que se formaram.

Os teores de Rb e Sr (Tab. 2), determinados por diluição isotópica, mostram que as rochas mais ricas em sericita contêm os maiores teores de Rb. Os teores de Sr são baixos (<16 ppm), gerando razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ de até 104. Os resultados isotópicos, tratados por regressão linear, fornecem uma idade de 2323 ± 177 Ma, com razão inicial de Sr de $0,711 \pm 0,060$ e MSWD de 40,7. Excluindo-se o ponto referente à amostra C-3, que se apresenta mais afastada da reta obtida pelos demais pontos, a idade calculada é de 2134 ± 64 Ma (1σ) com razão inicial do Sr de $0,749 \pm 0,020$ e MSWD igual a 5,0 (Fig. 2).

Tabela 2 – Razões isotópicas e teores Rb e Sr (ppm) das amostras de quartzos arenitos hidrotermalizados do depósito de Águas Claras.

Amostra	Furo/Profundidade	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	1σ	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1σ
C-1	F125/59,7	6,68	1,5	13,115	0,168	1,149822	0,001731
C-2	F125/60,0	73,42	7,2	32,664	0,400	1,777972	0,000150
C-3	F125/69,6	84,92	6,8	41,719	0,600	2,279373	0,000220
C-78A	F187/36,3	280,00	16,1	59,261	1,063	2,492090	0,000774
C-0	F125/57,9	157,00	5,8	104,198	2,040	3,954299	0,002618

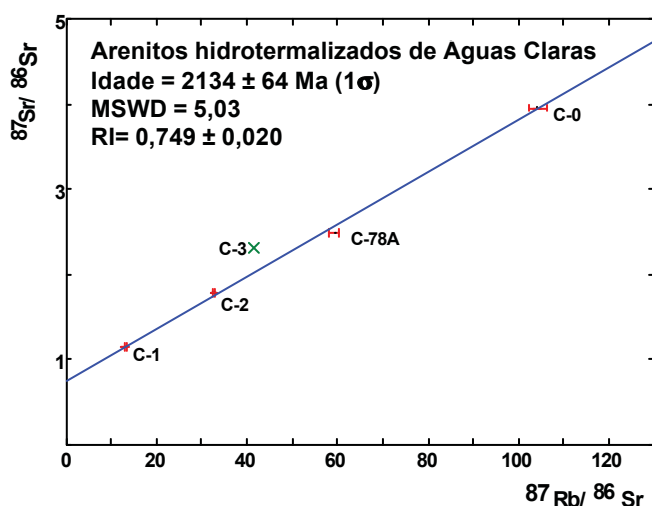


Figura 2 - Diagrama isotópico $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ x $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para as amostras de quartzos arenitos hidrotermalizados do depósito de Águas Claras. A amostra C-3 foi excluída do cálculo da idade.

Discussões Os resultados radiométricos aqui apresentados não podem ser considerados conclusivos no que respeita à idade e origem da mineralização cupro-aurífera do DAC, já que eles se situam entre dois importantes eventos na região, ou sejam, a intrusão de corpos gabróicos (2,65Ga) e do Granito Serra dos Carajás (1,88 Ga). Esse último evento, pode ter provocado uma perturbação

isotópica dos sistemas Pb-Pb e Rb-Sr, e portanto, as idades obtidas não teriam significado geológico. No entanto, se a idade de 2358 ± 42 Ma (Pb-Pb) obtida para os sulfetos, for interpretada como de formação do depósito, poderia estar confirmando um período de reativação tectônica regional, sugerido entre 2,5-2,4 Ga por Tassinari & Mellito (2001). De fato, a presença na região de granitóides deformados com idades em torno de 2,57 Ga (Machado *et al.* 1991, Souza *et al.* 1996) significa que houve um evento deformacional concomitante ou posterior ao alojamento desses corpos. Dessa forma, o DAC poderia ter sido formado nesse período de reativação tectônica, que induziu a instalação de zonas de cisalhamento e a migração de fluidos mineralizantes na região.

Por seu turno, a idade de 2134 ± 64 Ma (Rb-Sr), obtida para a alteração hidrotermal dos quartzos arenitos, compara-se àquelas determinadas no depósito Salobo por Tassinari & Mellito (2001) em lixiviados de magnetita (2112 ± 12 Ma, Pb-Pb) e em gnaisses deformados e hidrotermalizados (2135 ± 21 , Rb-Sr), as quais foram interpretadas como relacionadas a uma fase de remobilização ocorrida naquele depósito. Assim, a idade de 2,1 Ga, caso tenha significado geológico, pode ser indicativa de que houve mais de um período de reativação tectônica na região.

Muito embora a idade Rb-Sr de 2,1 Ga não possa ser considerada verdadeira para a alteração hidrotermal, ela, por outro lado, descarta o Granito Serra dos Carajás como responsável pela alteração hidrotermal do DAC. Isso não significa, porém, que esta intrusão não possa ter perturbado isotopicamente as rochas do depósito provocando o seu rejuvenescimento parcial.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Dias, G.S.; Macambira, M.J.B.; Dall'agnol, R.; Soares, A.D.V.; Barros, C.E.M. 1996. Datação de zircão de sill de metagabro: comprovação da idade arqueana da Formação Águas Claras, Pará. In: Simp. Geol. Amaz., 5, Belém. *Boletim de Resumos Expandidos*, Belém, SBG-NO. p. 376-379
- Docegeo. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás, Pará. In Cong. Bras. Geol., 35, Belém, 1988. Província Mineral de Carajás- Litoestratigrafia e Principais Depósitos Minerais. *Anexos aos Anais*. Belém, SBG. p. 11-54.
- Machado, N., Lindenmayer, Z., Krogh, T.E. and Lindenmayer, D. 1991. U-Pb geochronology of archaean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil, *Precamb. Res.*, 49:329-354.
- Mougeot, R.; Respaut, J.P.; Briquieu, L.; Ledru, P.; Milesi, J.P.; Lerouge, C.; Marcoux, E.; Huhn, S.B.; Macambira, M.J.B. 1996a. Isotope geochemistry constraints for Cu, Au mineralization and evolution of the Carajás Province (Pará, Brazil). In: Cong. Bras. Geol., 39, Salvador, 1996. *Resumos Expandidos...*, Salvador, SBG, v.7, p.321-324
- Mougeot, R.; Respaut, J.P.; Briquieu, L.; Ledru, P.; Milesi, J.P.; Macambira, M.J.B.; Huhn, S.B. 1996b. Geochronological constraints for the age of the Águas Claras Formation (Carajás Province, Pará, Brazil). In: Cong. Bras. Geol., 39, Salvador, 1996. *Resumos Expandidos*, Salvador, SBG, v.6, p.579-581
- Nogueira, A.f.R.; Truckenbrodt, W.; Pinheiro, R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-cambriano da Serra dos Carajás: redescrição e redefinição litoestratigráfica. *Bol. Mus. Par. Em. Goeld.*, 7: 177-197
- Pinheiro, R.V.L. & Holdsworth, R.E. 1997. Reactivation of archaean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *The Journ. Geol. Soc. Lond.*, 154, part I: 99-104
- Silva C.M.G & Villas R.N.N. 1998. The Águas Claras Cu-sulfide±Au deposit, Carajás region, Pará, Brazil: geological setting, wall-rock alteration and mineralizing fluids. *Rev. Bras. Geoc.*, 28(3): 315-326
- Silva C.M.G & Villas R.N.N. 2001. Depósito de Cu-Au Águas Claras. In: Marini, O. & Schobbenhaus, C. (Coords.). Caracterização de depósitos auríferos em distritos mineiros brasileiros. Relatório Final. ADIMB, Brasília.
- Souza, S.R.B.; Macambira, M.J.B.; Scheller, T. 1996. Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do Rio Itacaiúnas (Serra dos carajás, PA): implicações estratigráficas. In: Simp. Geol. Amaz., 5, Belém. *Boletim de Resumos Expandidos*, Belém, SBG-NO. p. 380-383
- Tassinari, C.C.G. & Mellito, K.M. 2001 Evidências isotópicas de Sr, Pb e Nd de fontes continentais para os fluidos das mineralizações do Depósito de Cu (Au-Mo-Ag) Salobo 3A, Serra dos Carajás, Brasil. In: Cong. Geoq. Países de Língua Portuguesa., 6, Portugal, 2001. *Resumos Expandidos*. Portugal, p. 201-204

Depósito Cu (Au) Cristalino, Serra dos Carajás, PA: Idade da Mineralização com base em Análises Pb-Pb em sulfetos (Dados Preliminares)

Anselmo Domingos Viana Soares¹, Moacir José Buenano Macambira², Marcos Giovanni Silva dos Santos^{1,2}, Eduardo Angelim P. Vieira¹, Fábio Sampaio Masotti¹, Carlos Isaías de Jesus Souza¹, Jorge Luis Padilha¹ e Maria Cristina Vaz Magni¹.

¹Docegeo – Rio Doce Geologia e Mineração S.A. ²Universidade Federal do Pará-UFPA. aviana@cvrld.com.br, moamac@ufpa.br, gigio@cvrld.com.br, epontes@cvrld.com.br, masotti@cvrld.com.br, calosi@cvrld.com.br, jorgep@cvrld.com.br, mcvaz@cvrld.com.br.

Introdução

O depósito Cu(Au) Cristalino, localizado na região da Serra do Rabo, extremo leste da Falha Carajás, foi descoberto em 1998 pela Rio Doce Geologia e Mineração S.A – DOCEGEO. Considerando a tipologia da mineralização, Huhn *et al.* (1999a), enquadram o depósito Cristalino na classe dos depósitos a Fe-Cu-Au-U-ETR.

O presente trabalho tem por objetivo divulgar os resultados geocronológicos preliminares obtidos para a mineralização sulfetada do depósito Cu(Au) Cristalino. Os dados aqui divulgados fazem parte do programa de datações das rochas encaixantes e mineralização deste depósito que vem sendo conduzido através de convênio mantido entre a Rio Doce Geologia e Mineração S.A - Docegeo e o Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso). As idades foram obtidas utilizando-se a metodologia Pb-Pb com dissolução total dos minerais.

Contexto geológico regional e local

Na região da Serra do Rabo, onde encontra-se localizado o depósito Cristalino, a geologia é representada por rochas vulcânicas máficas e félsicas, metamorfisadas na fácies xisto verde baixo e intensamente hidrotermalizadas, posicionadas estratigraficamente no Grupo Grão Pará (p. ex. Araújo & Maia, 1991; Pinheiro, 1997), Formação Parauapebas (Docegeo, 1988), datada em 2,76 Ga (Gibbs *et al.*, 1986; Machado *et al.*, 1991). Em associação às rochas vulcânicas ocorrem formações ferríferas bandadas que sustentam o relevo das serras, e que fazem parte do conjunto litológico da geologia do depósito Cristalino. Huhn *et al.* (1999a) dividem a geologia da região da Serra do Rabo em 5 grandes unidades estratigráficas: a) Gnaisses (Complexo Xingu); b) Seqüência metavulcanossedimentar; c) Granito Planalto; d) Intrusivas Dioríticas; e) Diques félsicos e máficos.

Com base na integração de dados geológicos de superfície e sub-superfície, foi possível individualizar na área do depósito Cristalino as seguintes unidades litológicas: seqüência meta-vulcanossedimentar, sub-vulcânicas máficas, diques félsicos, diques máficos, cobertura laterítica residual e material coluvionar lateritizado (Figura 1).

A seqüência meta-vulcanossedimentar, interpretada como pertencente ao Grupo Grão Pará, é representada pela intercalação de rochas máficas e félsicas, petrograficamente definidas como metabasaltos/metandesitos e metadacitos, com intercalações de formações ferríferas bandadas. Em associação íntima com essas rochas, ocorrem rochas sub-vulcânicas máficas representadas por dioritos de granulação fina a média. As rochas da seqüência metavulcanossedimentar são seccionadas por diques máficos representados por gabros e diabásios e por diques félsicos representados por riolitos porfiríticos.

As rochas meta-vulcânicas mostram-se penetrativamente foliadas com planos dispostos na direção NW-SE, mergulhando com ângulos moderados a fortes para SW. Uma lineação mineral pode ser observada de modo freqüente, na superfície dessa estrutura, com caimento moderado para SSW. As formações ferríferas, intercaladas nas rochas vulcânicas, exibem dobras isoclinais, com planos axiais sub-paralelos à foliação, desenvolvida nas rochas vulcânicas e eixos caindo para SW, acompanhando a posição espacial da lineação mineral das rochas adjacentes. Esse arranjo dá a essas dobras uma geometria reclinada (Pinheiro, 2000).

Alterações Hidrotermais e Mineralização

As principais alterações hidrotermais relacionadas à mineralização cuprífera do depósito Cristalino são a microclinização e biotitização (alterações potássicas), albitização e escapolitização (alterações sódicas), anfibolitização, cloritização, carbonatação, silicificação, Fe-metassomatismo (magnetita e hematita), sericitização e, em menores proporções, o enriquecimento em apatita e alanita.

A mineralização presente no depósito Cristalino (Figura 2) é controlada por uma deformação de caráter rúptil-dúctil, responsável pela implantação de condutos tectônicos que possibilitaram a ascensão de fluidos sob regime de alta pressão, desenvolvendo nas rochas uma trama governada por fluxo cataclástico (Pinheiro, 2000). A mineralização ocorre em arranjo do tipo *stockwork*, brechas de natureza hidrotermal, na forma *string* (associada à foliação), disseminada e em veios e vênulas. A mineralogia do minério é constituída predominantemente por calcopirita, pirita e magnetita, com pirrotita, bravoíta, cobaltita, milerita, vaesita e ouro de forma secundária. A mineralização do tipo *stockwork* é a dominante e caracteriza-se pela presença de veios, vênulas e fraturas entrecortadas, preenchidas por sulfetos. A mineralização do tipo disseminada mostra-se preferencialmente associada às brechas de natureza hidrotermal com conteúdo elevado de carbonato, sericita e clorita na matriz de cimentação, podendo ocorrer também associada às vulcânicas félsicas hidrotermalizadas.

Geocronologia

Dentro dos objetivos do programa de datações geocronológicas das rochas encaixantes e mineralização do depósito Cristalino, foram selecionadas um total de 12 amostras de material sulfetado para obtenção da idade de formação do minério utilizando-se a metodologia Pb-Pb com dissolução total dos minerais. As amostras foram coletadas dentro do envelope principal do corpo de minério. Inicialmente, foram selecionadas para análise 4 amostras de calcopirita e 1 amostra de pirita, provenientes de dois furos de sondagens (CS-FD107 e 109). Os resultados das análises isotópicas de Pb, ao serem lançadas no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura 3), indicam uma idade de 2700 ± 29 Ma (MSWD=656,61). Com a eliminação da amostra F-Cpy, que mais se desalinha, obtem-se uma idade similar de 2694 ± 19 Ma (MSWD=270,2) e, eliminando-se a amostra G-Cpy, a mais radiogênica, obtem-se uma idade de 2719 ± 36 Ma (MSWD=688), mostrando que todas elas se superpõem levando-se em conta os desvios. Os altos valores de MSWD deve-se aos baixos desvios analíticos e ao fato das amostras serem bastante radiogênicas, mas os resultados parecem ter significado geológico. Assim, as idades obtidas são interpretadas como a de formação do minério do depósito Cristalino e são similares a ligeiramente inferiores às obtidas por Huhn *et al.* (1999b) pelo método Pb-Pb em zircão para o granito alcalino Planalto (2747 ± 2 Ma) e para as intrusivas dioríticas (2738 ± 6 Ma), que ocorrem na região da Serra do Rabo.

Referências Bibliográficas

- Araújo, O.J.B.; Maia, R.G.N.; Jorge-João, X.S.; Costa, J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. In: SBG, Congresso Latino-Americano Geologia, 7. Belém, Anais., 324-333.
- Docegeo. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, Anexo aos Anais. 11-56.
- Gibbs, A.K.; Wirth, K.R.; Hirata, W.K.; Olszewski Jr., W.J. - 1986 - Age and Composition of the Grão Pará Group Volcanics, Serra dos Carajás. Revista Brasileira de Geociências: 16 (2):201-211.
- Huhn, S.R.B.; Souza, C.I.de J.; Albuquerque, M.C. de; Leal, E.D.; Brustolin, V. 1999a. Descoberta do depósito Cu(Au) Cristalino: geologia e mineralização associada – Região da Serra do Rabo – Carajás – PA In: SBG/Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus, Boletim, 140-143.
- Huhn, S.R.B.; Macambira, M. J. B, Dall'Agnol, R. 1999b. Geologia e Geocronologia Pb/Pb do Granito Alcalino Arqueano Planalto, Região da Serra do Rabo – Carajás – PA In: SBG/Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus, Boletim, 463-466.
- Machado, N.; Lindenmayer, Z.G.; Krogh, T.E.; Lindenmayer, D.H. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. Precambrian Research, 49: 329-354.
- Pinheiro, R.V.L., 1997. Reactivation History of the Carajás and Cinzento Strike-Slip Systems, Amazon, Brazil. Tese de Doutorado. University of Durham, England, 408p.
- Pinheiro, R.V.L., 2000. Projeto Cristalino - Relatório de Consultoria Técnica.

**DEPÓSITO CRISTALINO
MAPA GEOLÓGICO**

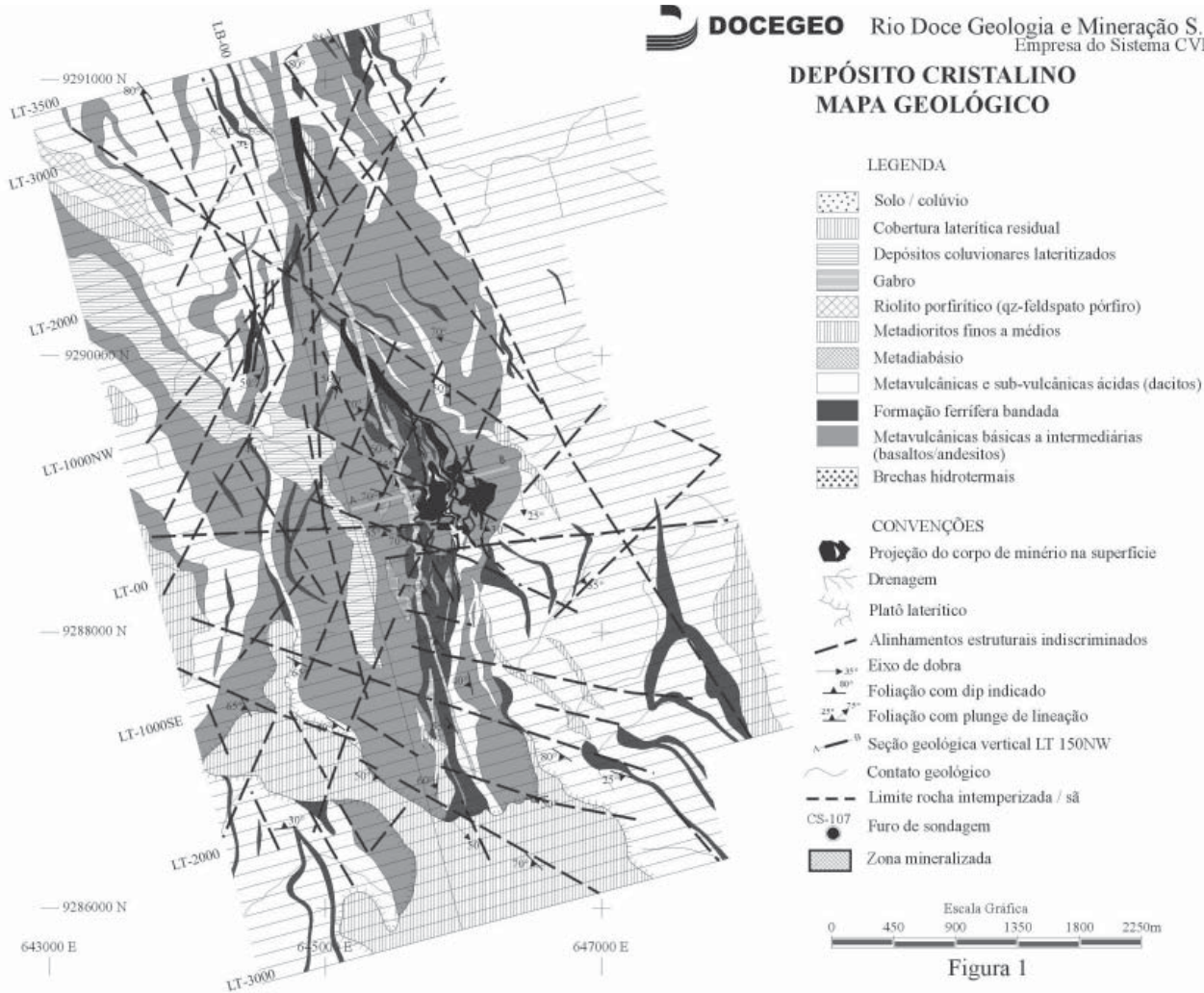


Figura 1

SEÇÃO VERTICAL LT150 NW

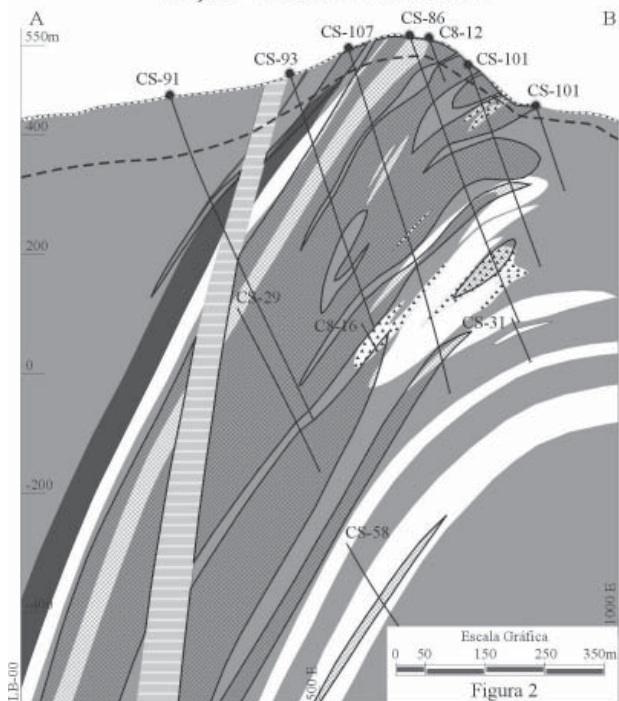


Figura 2

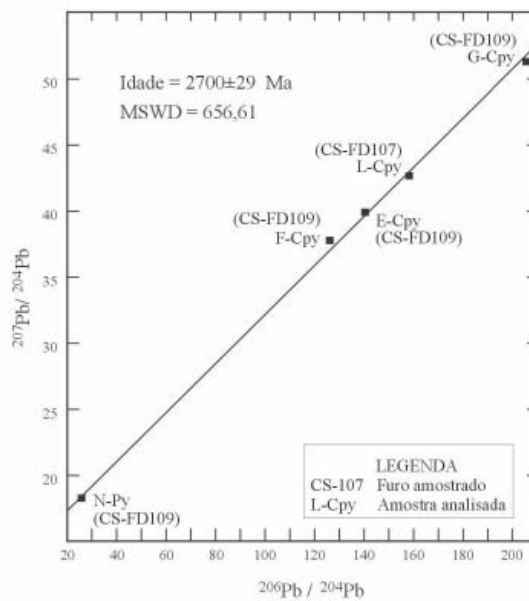


Figura 3 - Diagrama isotópico $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ para as amostras de sulfetos do depósito Cristalino

Evidência da existência de crosta Arqueana de 3.68 Ga obtida em zircão de rocha gnássica tonalítica do Complexo Xingu, no Segmento oeste da Província Mineral de Carajás, região de São Felix do Xingu, Estado do Pará, Brasil

Nilson Pinto Teixeira*
Cândido Augusto Veloso Moura*
Jorge Silva Bettencourt**

* Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, Caixa Postal 1611. CEP 66075-900. Belém, Pará, Brasil.
FAX : 55-91- 211-1609 noslin@ufpa.br.

** Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Caixa Postal 11348, CEP 05422-970, São Paulo, São Paulo, Brasil. FAX: 55-11-818-4207 jsbetten@usp.br.

No Arqueano e no Proterozóico o Cráton Amazônico foi palco de intensas atividades ígneas, metamórficas e sedimentares, acompanhadas de crescimento crustal. Em decorrência disso, ele hospeda uma quantidade enorme de rochas plutônicas máficas-ultramáficas, intermediárias e félsicas e vulcânicas intermediárias e félsicas (Dall'Agnol et al., 1987; Bettencourt & Dall'Agnol, 1987; DOCEGEO, 1988; Bettencourt et al., 1991; Dall'Agnol et al., 1997a; CPRM/DNPM, 1997; Teixeira et al., 1998; Dall'Agnol et al., 1999a; Bettencourt et al., 1999), bem como ostenta importantes depósitos minerais de natureza, estilo e idade variadas (Fe, Al, Au, Mn, Sn, Cu, entre outros).

Na região da Província Mineral de Carajás, as idades mais antigas encontradas em unidades da região da Serra de Carajás (setor norte) correspondem aos granulitos do Complexo Pium (Araújo et al., 1988) com 3.050 ± 114 Ma (Pb-Pb em rocha total, Rodrigues et al., 1992) e 3002 ± 12 Ma (U-Pb em zircão/microsonda iônica SHRIMP, Pidgeon et al., 2000).

Em unidades da região de Rio Maria (setor sul) as idades mais antigas reconhecidas correspondem ao Metatonalito Arco Verde (Althoff et al., 1991) com $2957 \pm 25/-21$ Ma (U-Pb em zircão, Macambira & Lancelot, 1992). Entretanto, estudos realizados, nessa região, por Macambira & Lancelot (1991a) revelaram idades de até 3,2 Ga. Valores semelhantes foram obtidos por Machado et al. (1991) e Macambira & Dall'Agnol (1997) em zircões herdados de granitos Paleoproterozóicos ocorrentes nessa mesma região. Mais recentemente, Macambira et al. (1998) obtiveram em zircão detrítico extraído de quartzitos considerados como a parte superior das seqüências greenstone do Supergrupo Andorinhas (Costa et al., 1995), ocorrentes na região de Rio Maria, uma idade de 3,7 Ga (U-Pb em zircão/microsonda iônica SHRIMP), que foi considerada como a mais antiga da América do Sul.

No setor mais a oeste da Serra dos Carajás e a noroeste da região de Rio Maria, região de São Felix do Xingu, as idades mais antigas obtidas correspondem a ortognaisse granodiorítico do

Complexo Xingu (Silva et al. 1974; CPRM/DNPM, 1997), com 2.974 ± 15 Ma (Pb-Pb em zircão, Avelar et al., 1999). Em ordem decrescente de idades, determinadas pelo mesmo método, ocorrem rochas metavulcânicas félsicas do topo das seqüências de greenstone belts do Grupo Tucumã (Araújo & Maia, 1991), com 2.868 ± 8 Ma e o metagranodiorito, a elas associado, com 2.852 ± 16 Ma além de um granito estratóide sin-colisional com 2.736 ± 24 Ma (Avelar et al., 1999), todos ocorrentes na região circunvizinha às cidades de Tucumã e Ourilândia do Norte.

Objetivando contribuir para melhorar o conhecimento geocronológico da região, foram analisados 10 grãos de zircão extraídos de uma amostra de gnáisse atribuído ao Complexo Xingu (Silva et al., 1974; CPRM/DNPM, 1997), aflorante na região de São Felix do Xingu, pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão (Pb-Pb em zircão). As análises tiveram por base as técnicas apresentadas por Kober (1987), foram realizadas em um espectrômetro marca FINNIGAN, modelo MAT 262 e obedeceram a rotina estabelecida no Pará-Isso, que foi descrita por Costi et al. (2000). As incertezas foram fornecidas em 2σ .

Os grãos analisados revelaram, pelo menos, sete grupos de idades (Tabela 1) a saber: grupo 1 com 3.679 ± 8 Ma; grupo 2 com 3.594 ± 2 Ma; grupo 3 entre 3.140 ± 4 Ma e 3.115 ± 6 Ma; grupo 4 com 3.018 ± 2 Ma; grupo 5 com 2.967 ± 2 Ma; grupo 6 entre 2.854 ± 2 Ma e 2.826 ± 2 Ma; grupo 7 entre 2774 ± 4 Ma e 2771 ± 4 Ma. Essas idades foram selecionadas com base nas temperaturas mais elevadas das etapas de evaporação do Pb. As incertezas foram fornecidas em 2σ .

Interpretar essas idades não é uma tarefa fácil. Embora não se disponha de critérios petrográficos e químicos determinantes para avaliar a natureza para ou ortoderivada do gnáisse analisado, a grande variação das idades dos zircões evidencia uma contribuição de diferentes fontes o que sugere uma origem sedimentar. Nesse caso, as diferentes idades aqui apresentadas poderiam refletir as idades das diferentes fontes dos sedimentos e representariam idades herdadas. A idade do zircão 2 e 12 (grupo 7), em torno de 2.77 Ga (Tabela 1), refletiria a idade de metamorfismo, que, em última análises, seria a idade do gnáisse nessa região. A idade de 3.679 ± 8 Ma obtida no zircão 4 (grupo 1) corresponde ao zircão mais velho dentre os demais herdados e representa a idade mais antiga encontrada no Cráton Amazônico, até o momento, na região de São Felix do Xingu, e é similar àquela de 3,7 Ga obtida por Macambira et al. (1998), na região de Rio Maria. Ademais o conjunto de zircões datados indicam, também, que o intervalo entre 2.77 Ga e 3.1 Ga representa o principal período de formação de rochas na região, como sugerido por Macambira & Lancelot (1996) e Macambira et al. (1998) para a região de Rio Maria.

Referências Bibliográficas

Althoff, F. J.; Dall'Agnol, r.; Souza, Z. S., 1991. Região de Marajoara – SE do Pará: prolongamento dos terrenos arqueanos de Rio Maria ou retrabalhamento? 3^o Simp. Geol. Amaz., Belém, Soc Bras. Geol., pp.130-294.

- Araújo, O. J. B.; Maia, R. G. N., 1991. Serra dos Carajás - Folha SB-22-Z-A, Estado do Pará. Texto explicativo. Brasília, DNPM/CPRM, 164p. (Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil).
- Araújo, O.J.B.; Maia, R.G.N.; Jorge João, X.S.; Costa, J.B.S., 1988. A megaestruturação da Serra dos Carajás. In: Anais 7^o Congresso Latinoamericano de Geologia, Belém, Soc.Bras. Geol., Vol 1., pp.324-338.
- Avelar, V. G.; Lafon, J.-M.; Correia Jr., F. C.; Macambira, E. M. B., 1999. O magmatismo arqueano de Tucumã- Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. Ver. Bras. Geoc., v. 29, n. 4, pp.453-460.
- Bettencourt, J. S.; Dall'Agnol, R., 1987. The Rondonian tin-bearing anorogenic granites and associated mineralization. In: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, CBPM/Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, Excursion Guides, Salvador, pp.49-87.
- Bettencourt, J. S.; Leite Jr., U. B.; Payolla, B. L.; Dall'Agnol, R., 1991. The rapakivi granites of the south-southwestern sector of the Guaporé Shield (western margin of the Amazonian Craton), Brazil. In: Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks, Abstract Volume, Helsinki, Finland, pp.19.
- Bettencourt, J. S.; Tosdal, R. M.; Leite Jr., W. B.; Payolla, B. L., 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil - I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. Precambrian Research, Vol. 95, pp.41-67.
- Costa, J. B. S.; Araújo, O. J. B.; Santos, A.; Jorge JOÃO, X. S.; Macambira, M. J. B.; Lafon, J. M., 1995. A Província Mineral de Carajás: Aspectos Tectono-Estruturais, Estratigráficos e Geocronológicos. Bol. Mus. Par. Emílio Goeldi, Ciências da Terra, 7, pp.199-235.
- CPRM/DNPM, 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Felix do Xingu. Folha SB-22-Y-B. Estado do Pará. Brasília. 344p.
- Dall'Agnol, R.; Bettencourt, J.S.; Jorge João, X.; Medeiros, H.; Costi, T.H.; Macambira, M.J.B., 1987. Granitogeneses in the northern Brazilian region: a review. Rev. Bras. Geoc., Vol.17, pp.382-403.
- Dall'Agnol, R.; Souza, Z. S.; Althoff, F. J.; Barros, C. E. M.; Leite, A. A. S.; Jorge João, X. S., 1997a. General aspects of the granitogenesis of the Carajás metallogenic province. In: Second Intern. Symp. Gran. Assoc. Miner., Excursions Guide, Salvador, CBPM/Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, pp. 135-161.
- Dall'Agnol, R.; Costi, H. T.; Leite, A. A. da; Magalhães, M. S. de; Teixeira, N. P., 1999a. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. Precambrian Research, Vol. 95, pp. 9-39.
- DOCEGEO, 1988. Província Mineral de Carajás. Litoestratigrafia e principais depósitos minerais. 35^o Congr. Bras. Geol., Belém, Soc. Bras. Geol., 165p.
- Macambira, M. J. B.; Lancelot, J., 1991a. Em busca do embasamento Arqueano da região de Rio Maria, sudeste do Estado do Pará. 3^o Simp. Geol. Amaz., Belém, Soc. Bras. Geol., v.1, p. 49-58.
- Macambira, M. J. B.; Lancelot, J., 1992. Idade U-Pb em zircões de metavulcânicas do greenstone do Supergrupo Andorinhas; delimitante da estratigrafia Arqueana de Carajás, Estado do Pará. 37^o Congr. Bras. Geol., São Paulo, Soc. Bras. Geol., v.2, p. 188-189.
- Macambira, M. J. B.; Lancelot, J., 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, southeastern Amazonian Craton, Brazil. International Geology Review, v. 38, pp.1134-1142.
- Macambira, M. J. B., Dall'Agnol, R., 1997. Zircon age for the Paleoproterozoic Jamon granite, SE Carajás Province, Brazil: new evidence of rocks older than 3.1 Ga in the Amazonian craton. South-American Symposium on isotope Geology, June 15-18, 1997, Extended Abstract, Campos do Jordão, São Paulo, Brazil, pp.186-187.
- Macambira, M. J. B.; Lafon, J.-M.; Pidgeon, R. T., 1998. Crescimento crustal arqueano registrado em zircões de sedimentos da região de Rio Maria, Província Carajás, Pará. 11^o Congresso Brasileiro de Geologia, Soc Bras. Geol., Belo Horizonte, pp.55

- Machado, N.; Lindenmayer, Z.; Krogh, T. E.; Lindenmayer, D., 1991. U Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás área, Amazon Shield, Brazil. Precambrian. Research., Vol. 49, pp.329-354.
- Pidgeon, R.; Macambira, M.J.B.; Lafon, J.-M., 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. Chemical Geology, 166:159-171.
- Rodrigues, E. S.; Lafon, J. M.; Scheller, T., 1992. Geocronologias Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: Primeiros resultados. 37^o Congr. Bras. Geol., São Paulo. Boletim de Resumos, Soc. Bras. Geol., v.2, p.183-184.
- Silva, G.G.; Lima, J.J.C.; Andrade, A.R.F.; Issler, R.S.; Guimarães, G., 1974. Geologia da Folha SC. 22/Tocantins. In: Projeto Radam Brasil. rio de Janeiro, DNPM, v.4, p.1-143.
- Teixeira, N. P.; Bettencourt, J. S.; Moura, C. A. V.; Dall'Agnol, R., 1998. Pb-Pb and Sm-Nd constraints of the Velho Guilherme Intrusive Suite and volcanic rocks of the Uatumã Group. South-Southeast Pará-Brasil. Inter. Geol. Corr. Project 426: Granite Systems and Proterozoic Lithospheric Processes. Wisconsin (EUA), Part III, pp. 178-180.

Tabela 1- Idades Pb-Pb em zircão por evaporação de Pb obtidas em zircão de gnáisse tonalítico do Complexo Xingu. As incertezas são fornecidas em 2σ .

UNIDADE	COMPLEXO XINGU (amostra NN-AV-02)						Características Físicas dos Cristais
	T (evap) °C	Nº razões	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	Idade (Ma)	
ZIRCAO 4	1550	16	3937	0,3460(16)	0,3437(20)	3679±8	transparente, castanho claro, prismático, subédrico com bordas parcialmente corroídas. Relação C-L= 2:1.
ZIRCAO 1	1480	36	27027	0,3253(6)	0,3250(6)	3594±2	transparente, castanho claro, prismático, subédrico. Relação C-L=2:1.
ZIRCAO 8	1480	84	9434	0,2442(4)	0,2430(3)	3140±4	translúcido, castanho e prismático. Apresenta fraturas e uma superfície rugosa. Relação C:L=2:1.
ZIRCAO 7	1550	84	3984	0,2420(6)	0,2392(8)	3115±6	translúcido, castanho claro, prismático e bipiramidal e um pouco fraturado. Relação C:L=3:1.
ZIRCAO 3	1480	88	25000	0,2256(4)	0,2251(2)	3018±2	translúcido, castanho claro, avermelhado nas bordas, prismático, euédrico, portando inclusões de natureza duvidosa. Relação C:L=2:1.
ZIRCAO 9	1480	88	6757	0,2199(2)	0,2182(2)	2967±2	translúcido, castanho, com arestas desgastadas, arredondado, superfície rugosa, fraturado. Relação C:L=3:1.
ZIRCAO 10	1550	98	31250	0,2041(2)	0,2034(2)	2854±2	translúcido, castanho,, arredondado. Relação C:L=2:1.
ZIRCAO 11	1550	84	7092	0,2016(2)	0,2000(2)	2826±2	transparente, castanho claro, quebrado em uma extremidade, arestas desgastadas, arredondado, com fraturas preenchidas por óxido/hidróxido de Fe.
ZIRCAO 12	1480	16	4444	0,1966(6)	0,1936(6)	2775±4	translúcido, castanho claro, prismático, superfície rugosa. Relação C:L=3:1.
ZIRCAO 2	1480	88	20833	0,1939(4)	0,1933(2)	2771±4	translúcido, castanho claro, prismático, euédrico, bipiramidal. Relação C:L=2:1.

Idade do Depósito Igarapé Bahia (Província Mineral de Carajás, Brasil) com base nos isótopos de Pb

Galarza, M.A.T.¹, Macambira, M.J.B.¹, Maurity, C.W.², Meireles, H.P.²

¹ UFPa, Laboratório de Geologia Isotópica, Pará-Iso, Belém (PA), antogt@ufpa.br

² CVRD, Igarapé Bahia, Carajás (PA)

Introdução

A Província Mineral de Carajás (PMC), SE do Cráton Amazônico, considerada uma das principais reservas minerais do Brasil, engloba importantes depósitos de Fe, Au, Cu, Mn etc. Na PMC destacam-se dois importantes domínios crustais: o terreno granito-greenstone de Rio Maria, ao sul, e o Cinturão Itacaiúnas, ao norte, abrangendo rochas geradas no Arqueano (p. ex. Costa et al., 1995; Macambira & Lafon, 1995). O depósito de Cu-Au Igarapé Bahia está localizado na PMC no contexto do Grupo Igarapé Bahia (Figura 1), unidade superior do Supergrupo Itacaiúnas (Docegeo, 1988). O depósito é uma mina de ouro atualmente explorada pela Companhia Vale de Rio Doce (CVRD). Modelos genéticos propostos para esse depósito sugerem uma natureza vulcano-exalativa singenética (p. ex. Ferreira Filho, 1985; Vieira et al., 1988; Almada & Villas, 1999), enquanto que outros propõem uma mineralização epigenética relacionada com intrusões graníticas paleoproterozóicas (p. ex. Lindenmayer et al., 1998; Tallarico et al., 2000). Este trabalho apresenta novos dados isotópicos de Pb, obtidos no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPa (Pará-Iso), para a mineralização e as rochas encaixantes do depósito Igarapé Bahia.

Geologia do depósito Igarapé Bahia

Na área estudada, as rochas da Formação Águas Claras deixam aflorar o Grupo Igarapé Bahia através de uma pequena janela erosiva, que corresponde a uma seqüência metavulcano-sedimentar hidrotermalmente alterada. A seqüência inferior é composta principalmente por rochas metavulcânicas máficas (MVC) intercaladas com formações ferríferas bandadas, enquanto a seqüência superior é constituída por rochas metassedimentares interestratificadas com rochas metapiroclásticas (RMP) intermediárias a félsicas, como também silexitos e formações ferríferas bandadas. Separando essas duas seqüências, ocorre uma camada de brechas hidrotermalmente alteradas (zona brechada hidrotermalizada, ZBH) a qual, localmente, mostra contatos gradacionais com as rochas hospedeiras (p. ex. Almada & Villas, 1999; Villas et al., 2001). Rochas intrusivas máficas (RIM, diques dioríticos e gabróicos) cortam tanto as rochas do Grupo Igarapé Bahia como as da Formação Águas Claras (Figura 2). O depósito Igarapé Bahia é constituído pelos corpos Acampamento Sul (CAS), Acampamento Norte (CAN), Furo 30 (CF30) Alemão e Central. A mineralização ocorre na ZBH porém, disseminações de sulfetos e ouro associados encontram-se nas

outras unidades. O principal constituinte do minério nos três primeiros corpos é a associação calcopirita-bornita-pirita-covelita-molibdenita. Na ganga destacam-se clorita, siderita, calcita, magnetita e quartzo. Em menor quantidade tem-se biotita, turmalina e fluorita.

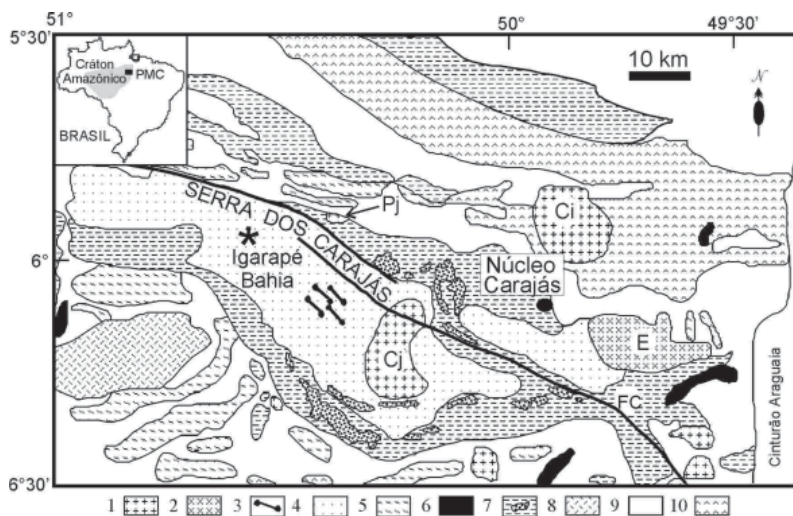


Figura 1 – Mapa geológico da PMC (modificado de Costa et al., 1995 e Faraco et al., 1996) mostrando a localização do depósito em estudo. 1. Granitos anorogênicos: Pojuca (Pj), Cigano (Ci), Central de Carajás (Cj), 2. Granito alcalino Estrela (E), 3. Diques e sills, 4. Seqüências sedimentares (Formação Águas Claras), 5. Suíte granítica Plaqué, 6. Complexos máfico-ultramáficos, 7. Seqüências vulcanossedimentares (Grupos Grão Pará, Igarapé Bahia, Igarapé Salobo-Pojuca) 8. Granulitos (Complexo Pium), 9. Gnaisses, granitóides (Complexo Xingu), 10. Greenstone belts (Supergrupo Andorinhas). FC: Falha Carajás.

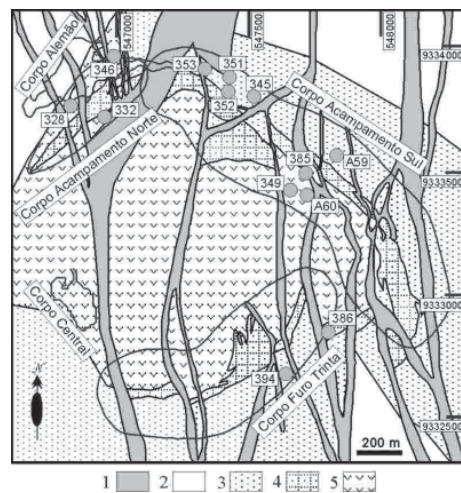


Figura 2 – Mapa geológico simplificado do depósito Igarapé Bahia (modificado de Soares et al., 1999). Destaca-se os corpos de minério, os furos e os pontos de coleta das amostras estudadas. 1. Rochas intrusivas máficas, 2. Formação Águas Claras, 3. Rochas metassedimentares e metapiroclásticas, 4. Brechas hidrotermalizadas, 5. Rochas metavulcânicas máficas.

Geocronologia

Análises isotópicas pelo método de evaporação de Pb realizadas em zircão da amostra A59 da RMP coletadas na seção 700 da malha local do corpo Acampamento Sul forneceram uma idade média de 2747 ± 1 Ma (Figura 3a), interpretada como sua idade de cristalização. Cristais de zircão herdados da RMP indicaram idades 2959 ± 2 Ma e 2879 ± 2 Ma. Cristais de zircão de uma MVC saprolitizada, amostra A60, da mesma seção 700, forneceram uma idade média de 2745 ± 1 Ma (Figura 3b), muito similar, dentro dos desvios, à idade obtida para a RMP, e interpretada como sua idade de cristalização. Cristais de zircão herdados dessa amostra apresentaram idades de 296 ± 3 Ma e 2868 ± 3 Ma. As idades de cristalização obtidas para as RMP e MVC do depósito Igarapé Bahia são similares à do vulcanismo bimodal do Grupo Grão Pará (2759 ± 2 Ma, U-Pb em zircão, Machado et al., 1991), evidenciando-se, assim, a extensão do vulcanismo arqueano na PMC. Quanto aos cristais de zircão herdados da RMP e MVC estariam relacionados às rochas contemporâneas aos complexos Pium, Xingu ou Tonalito Arco Verde (Pidgeon et al., 2000; Avelar et al., 1999; Machado et al., 1991 e Macambira & Lancelot, 1996, respectivamente).

A calcopirita hospedada na ZBH dos corpos CAS, CAN e CF30 do depósito Igarapé Bahia apresenta razões isotópicas bastante radiogênicas que, lançadas no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, indicaram uma idade de 2772 ± 46 Ma (Figura 3c), interpretada como a idade de formação primária do minério. Essa idade é similar, dentro dos desvios, às idades obtidas para as RMP e MVC e superpõe-se parcialmente à idade de 2850 ± 65 Ma, obtida por Mougeot et al. (1996) para sulfetos da mesma ZBH. Idade similar de 2777 ± 22 Ma (Figura 3d) foi obtida pelo mesmo método para a calcopirita hospedada na RIM que corta a ZBH.

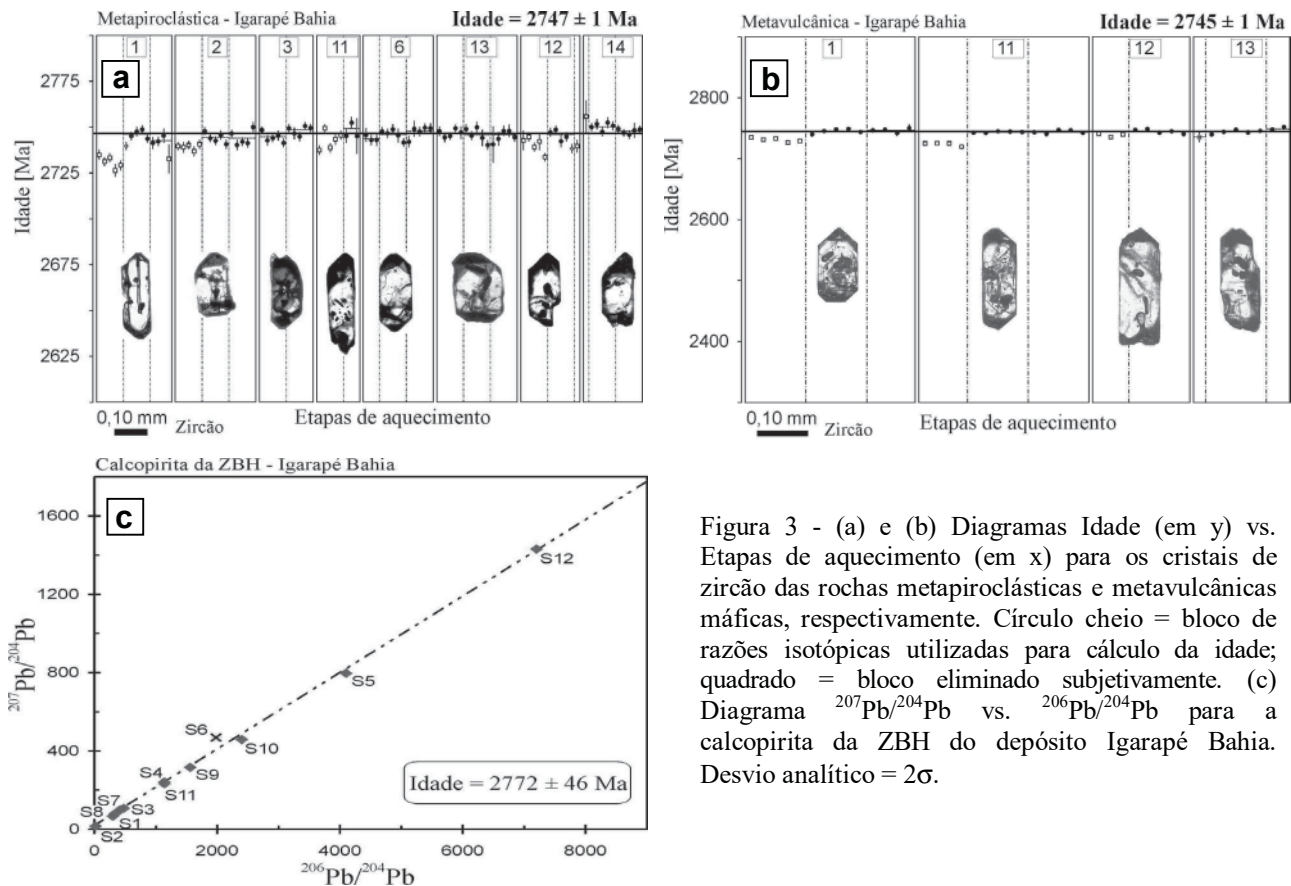


Figura 3 - (a) e (b) Diagramas Idade (em y) vs. Etapas de aquecimento (em x) para os cristais de zircão das rochas metapiroclásticas e metavulcânicas máficas, respectivamente. Círculo cheio = bloco de razões isotópicas utilizadas para cálculo da idade; quadrado = bloco eliminado subjetivamente. (c) Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para a calcopirita da ZBH do depósito Igarapé Bahia. Desvio analítico = 2σ .

Conclusões

Com base nos dados obtidos, as seguintes conclusões podem ser apresentadas:

- 1 - As seqüências vulcanossedimentares (rocha metavulcânica máfica, 2745 ± 1 Ma) e (rocha metapiroclástica, 2747 ± 1 Ma) do Grupo Igarapé Bahia são arqueanas correlacionáveis com o vulcanismo bimodal do Grupo Grão Pará (2,76 Ga).
- 2 - As seqüências vulcanossedimentares desenvolveram-se sobre um embasamento formado por rochas contemporâneas às dos complexos Pium e Xingu, e Tonalito Arco Verde (2,86-2,96 Ga), as quais foram as prováveis fontes dos cristais de zircão herdados encontrados nas MVC e RMP.

3 - A mineralização primária (2772±46 Ma) do depósito Igarapé Bahia é arqueana e contemporânea às seqüências vulcanossedimentares, sugerindo uma origem singenética para essa mineralização.

4 - A idade da calcopirita da RIM (2777±22 Ma) permite sugerir que essas rochas se colocaram logo após a calcopirita da ZBH (2772±46 Ma) ou, se colocadas muito posteriormente, seu sulfeto, caso remobilizado da ZBH, preservou sua idade primária.

Agradecimentos

Ao CNPq e à ADIMB/PADCT pelo apoio financeiro para a realização desta pesquisa e à CVRD, em especial ao Gerente J.L.Rego, pela permissão para trabalhar na área do Igarapé Bahia e pelas discussões a respeito do depósito.

Referências

- Almada, M.C. & Villas, R.N. 1999. O Depósito Bahia: Um possível exemplo de Depósito de sulfeto vulcanogênico tipo Besshi arqueano em Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, 29(4): 579-592.
- Avelar, V.G., Lafon, J.M., Correia Jr., F.C., Macambira, E.M.B. 1999. O Magmatismo Arqueano da região de Tucumã - Província Mineral de Carajás: Novos resultados geocronológicos. *Rev. Brás. Geoc.*, 29(4): 453-460.
- Costa, J.B.S., Araújo, O.J.B., Santos, A., Jorge João, X.S., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M. 1995. A Província Mineral de Carajás: Aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi*, 7:199-235.
- Docegeo, 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: Cong. Bras. Geol., 35, Belém, 1988. *Anexo aos Anais*. Belém, SBG. p. 11-56.
- Faraco, L.M.T., Carvalho, A.J.M., Klein, L.E. 1996. *Carta Metalogenética da Província de Carajás - SE do Pará. Folha Araguaia (SB.22)*. Nota explicativa. Belém. CPRM/SBG. 33p.
- Ferreira Filho, C.F. 1985. *Geologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia, Província Mineral de Carajás, PA*. Brasília, Universidade de Brasília. Instituto de Geociências. Tese de Mestrado, 112p.
- Lindenmayer, Z.G., Ronchi, L.H., Laux, J.H. 1998. Geologia e Geoquímica da mineralização de Cu-Au primária da mina de Au do Igarapé Bahia, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, 28(3): 257-268.
- Macambira, M.J.B. & Lafon, J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; síntese dos dados e novos desafios. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi*, 7: 263-288.
- Macambira, M.J.B. & Lancelot, J.R. 1996. Time constraints for the Formation of the Archean Rio Maria Crust, Southeastern Amazonian Cráton, Brazil. *International Geology Review*, 38: 1134-1142.
- Machado, N., Lindenmayer, Z., Krogh, T.E., Lindenmayer, D. 1991. U-Pb geochronology of Archaean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precamb. Res.*, 49:329-354.
- Mougeot, R., Respaut, J.P., Briquieu, L., Ledru, P., Milesi, J.P., Lerouge, C., Marcoux, E., Huhn, S.B., Macambira, M.J.B. 1996. Isotope geochemistry constraints for Cu, Au mineralizations and evolution of the Carajás Province (Pará Brazil). In: Cong. Bras. Geol., 39, Salvador, 1996. *Anais.*, Salvador, SBG. 7:321-324.
- Pidgeon, R.T., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, 166: 159-171.
- Soares, A.D.V., Ronzê, P.C., Santos, M.G.S., Leal, E.D., Barreira, C.F. 1999. Geologia e Mineralizações do Depósito de Cu-Au Alemão – Província Mineral de Carajás (PA). In: Simp. Geol. Amaz., 6. Manaus, 1999. *Bol. Res. Exp. Manaus*, SBG-NO. 144-147.
- Tallarico, F.H.B., Oliveira, C.G., Figueiredo, B.R. 2000. The Igarapé Bahia Cu-Au mineralization, Carajás Province. *Rev. Bras. Geoc.*, 30(2): 230-233.
- Vieira, E.A.P., Saueressig, R., Siqueira, J.B., Silva, E.R.P., Rego, J.L., Castro, F.D.C. 1988. Caracterização Geológica da Jazida Polimetálica do Salobo 3A; Reavaliação. In: Cong. Bras. Geol., 35. Belém, 1988. *Anexo aos anais*. Belém, SBG. 95-119.
- Villas, R.N., Galarza, M.A.T., Almada, M.C. 2001. Depósito Igarapé Bahia. In: Marini O. & Schobbenhaus C. (Coords.). *Caracterização de Depósitos Auríferos em Distritos Mineiros Brasileiros*. Relatório Interno. ADIMB/PACDT. 50p.

As Brechas Hidrotermais do Depósito Igarapé Bahia, Carajás: Dados Geoquímicos e de Isótopos Estáveis de Carbono e Enxofre

Raimundo Netuno Villas¹ e Marco Antonio Galarza Toro²

¹ Departamento de Geologia, CG-UFPA, netuno@ufpa.br

² Curso de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, CG-UFPA, antogt@ufpa.br

Introdução O depósito Igarapé Bahia localiza-se na Província Mineral de Carajás a cerca de 70 Km a WNW da cidade de Carajás. Brechas são as mais importantes rochas hospedeiras da mineralização cupro-aurífera e fazem parte do Grupo Igarapé Bahia, de idade arqueana, o qual é uma das seqüências metavulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas. Dada a sua importância metalogenética, apresentam-se dados geoquímicos e isotópicos dessas brechas com vista a consubstanciar modelos que visem a elucidar a gênese do depósito Igarapé Bahia.

O Grupo Igarapé Bahia São identificadas neste grupo duas partes distintas, uma inferior constituída por rochas metavulcânicas máficas intercaladas com formações ferríferas bandadas (FFB) e outra superior composta de rochas metassedimentares clásticas (metarritmitos, metassiltitos, metagrauvacas) interestratificadas com rochas metapiroclásticas intermediárias a félsicas, bem como com silexitos e FFB. Separando estas duas partes, ocorre um pacote de brechas com cerca de 100 m de espessura, o qual, localmente, mostra contatos gradacionais com as rochas sub e sobrejacentes. Litoclastos de rochas metavulcânicas máficas e de FFB são dominantes. Os maiores constituintes da matriz são clorita, magnetita, carbonatos e calcopirita em diferentes proporções. A razão clastos/matriz é muito variada, produzindo brechas sustentadas pelo arcabouço e pela matriz que têm sido interpretadas como produtos de atividade hidrotermal freática e formadas anteriormente ao basculamento da seqüência metavulcanossedimentar (Almada & Villas 1999).

Caracterização Geoquímica A variada razão clasto/matriz e a forte alteração hidrotermal concorrem para a ampla diversidade composicional das brechas. Chama a atenção a grande variação dos teores de $Fe_2O_{3(t)}$, CaO e perda ao fogo que chegam a alcançar, respectivamente, 68,36%, 11,32% e 16,75%, consonantes com a abundância de magnetita, carbonatos e/ou filossilicatos. Há amostras com teores de Al_2O_3 muito baixos, exatamente aquelas mais ricas em óxidos de ferro, e outras em que as concentrações de MgO atingem cerca de 5%. No geral, são rochas empobrecidas em álcalis, se bem que localmente o K_2O seja significativo, refletindo maiores quantidades de estilpnomelano. O padrão do lado esquerdo do diagrama multielementar (Fig. 1a) guarda muitas semelhanças com o das rochas metavulcânicas máficas (Villas *et al.* 2001), embora bem mais enriquecido, em relação ao manto primitivo, em determinados elementos, notadamente o urânio.

Diferenças marcantes são observadas no lado direito (a partir do Sr) e assinaladas pelas anomalias positivas de Nd, Sm e Eu, e negativas de Zr e Ti de algumas amostras. Por serem as principais rochas hospedeiras da mineralização, é comum os teores de Cu ultrapassarem 1% e é nelas que se registram os maiores valores para Au (1410 ppb), Mo (165 ppm), Ag (7,6 ppm), Pb (137 ppm), U (290 ppm) e ETR (cerca de 5.000 ppm). O padrão de distribuição dos ETR (Fig. 1b) mostra uma moderada a forte inclinação dos ETRL para os ETRP, com fatores de enriquecimento em relação ao condrito de, respectivamente, 20 a 6000 para os primeiros e de 10 a 200 para os últimos. Não se distinguem anomalias importantes, a mais distintiva sendo a do Sm (negativa).

Química Mineral As análises de minerais foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica da UnB e incluíram, dentre outros, anfibólio, turmalina, estilpnomelano, biotita e allanita,.

O anfibólio tem composição heterogênea com a média das análises revelando variedades da série ferro-hornblenda actinolítica ferro-hornblenda e da série ferro-edenita ferro-pargasita com composições respectivamente de $(\text{Na}_{0,45}\text{K}_{0,01})\text{Ca}_{1,49}(\text{Fe}_{4,02}\text{Mg}_{0,89}\text{Al}^{\text{vi}}_{0,40}\text{Ti}_{0,02}\text{Mn}_{0,12})[\text{Si}_{7,21}\text{Al}^{\text{iv}}_{0,79}\text{O}_{22}](\text{OH})_2$ e $(\text{Na}_{0,53}\text{K}_{0,15})\text{Ca}_{1,77\text{yy}}(\text{Fe}_{3,96}\text{Mg}_{0,83}\text{Al}^{\text{vi}}_{0,55}\text{Ti}_{0,03}\text{Mn}_{0,11})[\text{Si}_{6,46}\text{Al}^{\text{iv}}_{1,54}\text{O}_{22}](\text{OH F})_2$. Em termos da fração molar $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$, a turmalina apresenta valores entre 0,64 e 0,76, permitindo classificá-la como dravita. Em proporções atômicas, para uma base de 24,5 átomos de oxigênio, a composição é $(\text{Na}_{0,58-0,69}\text{K}_{0,0-0,007}\text{Ca}_{0,16-0,27})(\text{Mg}_{1,89-2,07}\text{Fe}_{0,53-1,17}\text{Ti}_{0,05-0,12})\text{Al}_{5,58-5,63}[\text{Si}_{5,28-6,00}\text{O}_{18}]\text{B}_{1,5}\text{O}_{4,5}(\text{OH})_2$. O estilpnomelano é o mineral micáceo quantitativamente mais importante e tem composição representada por $(\text{K}_{0,46}\text{Na}_{0,06}\text{Ca}_{0,02})(\text{Fe}_{4,87}\text{Mg}_{0,56}\text{Mn}_{0,16}\text{Al}^{\text{vi}}_{0,35})[\text{Si}_{7,17}\text{Al}^{\text{iv}}_{0,83}\text{O}_{20}](\text{OH})_4$ compatível com um ambiente hidrotermal extremamente rico em ferro e relativamente pobre em álcalis, que favoreceu, apenas localmente, a formação de verdadeiras micas. Cristais ocasionais de biotita são encontrados na matriz de algumas brechas. A fração molar $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ varia entre 0,53 e 0,56, correspondendo à fórmula estrutural, para uma base de 22 átomos de oxigênio, de $\text{K}_{1,90-1,95}(\text{Mg}_{2,52-2,67}\text{Fe}_{3,03-3,16}\text{Ti}_{0,14-0,16}\text{Al}^{\text{vi}}_{2,10-2,23})[\text{Si}_{5,77-5,90}\text{Al}^{\text{iv}}_{2,10-2,23}]\text{O}_{22} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Algumas palhetas mostram-se cloritizadas, quando, então, tornam-se mais aníticas com frações molares de $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ variando de 0,70 a 0,76. A allanita ocorre comumente como franjas circundando outros minerais, sobretudo as fases opacas, e é certamente a maior responsável pelos altos teores de terras raras encontrados nas brechas. A composição média, para uma base de 12 átomos de oxigênio, é $(\text{Ca}_{1,0}\text{La}_{0,29}\text{Ce}_{0,44}\text{TR}_{0,15}\text{Y}_{0,01})(\text{Fe}_{1,16}\text{Mn}_{0,01}\text{Ti}_{0,01})\text{Al}^{\text{vi}}_{1,67}\text{O}[\text{Si}_{2,85}\text{Al}^{\text{iv}}_{0,15}\text{O}_{11}](\text{OH})$, onde TR significa outras terras raras, em especial Nd, Pr e Sm, nessa ordem de abundância.

Isótopos Estáveis de Carbono e Enxofre Trinta amostras calcopirita e onze de siderita foram analisadas isotopicamente nos Laboratórios de Isótopos Estáveis da Universidade de Calgary, no Canadá (S), e da Universidade Federal de Pernambuco (C e O).

À exceção de três amostras, os resultados para C e O em siderita mostram um comportamento linear (Fig. 2), indicando um certo grau de fracionamento devido provavelmente às variações de temperatura. Comparativamente aos corpos Acampamento Sul e Acampamento Norte, as amostras de siderita do corpo Alemão revelam distribuição mais errática. Como a variação de $\delta^{13}\text{C}$ é pequena (7,281 a 11,032‰) em 91% das amostras, esse fracionamento é bem mais devido ao oxigênio, cujas determinações de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ cobrem a faixa de +2,886 a +14,876‰. A pequena variação de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ sugere envolvimento de fluidos homogêneos ricos em CO_2 de provável origem magmático-mantélica. Os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ sugerem, por outro lado, a interação de fluidos magmáticos, de mais altas temperaturas, com fluidos superficiais, mistura essa que deve ter acarretado um arrefecimento termal do sistema hidrotermal e provocado aquele fracionamento. Por outro lado, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ caem dentro do intervalo de -3 a -10‰ que é característico das rochas carbonatíticas (Iyer 1998), as quais podem, assim, ter sido a principal fonte de CO_2 . A abundância de ETR nos fluidos hidrotermais do sistema Igarapé Bahia corrobora essa interpretação, embora em Carajás, mesmo até as profundidades alcançadas pelos furos de sondagem, nenhuma rocha daquela natureza tenha sido identificada.

Os resultados para enxofre estão sumarizados na Figura 3. Não há diferenças marcantes na composição isotópica das amostras provenientes dos diferentes corpos, a qual, em termos de $\delta^{34}\text{S}$, cobre o intervalo de -2,0 a +5,0‰, com 67% das amostras caindo em uma faixa ainda mais restrita entre 0,0 e +3,0‰. O enriquecimento relativamente pequeno em ^{34}S assinala para um baixo nível de oxidação no sistema e é provável que apenas reflita a variação de temperatura durante o resfriamento, notadamente se a espécie dominante do fluido tiver sido H_2S (Ohmoto & Goldhaber 1997). Dados mais recentes revelam que a variação de $\delta^{34}\text{S}$ das rochas magmáticas é bem mais abrangente que $0\text{‰} \pm 5\text{‰}$, de modo que valores em torno de 0‰ não necessariamente significam derivação ígnea (Ohmoto & Goldhaber 1997). Por outro lado, os mares arqueanos são universalmente considerados pobres em oxigênio dissolvido e, portanto, com baixa capacidade de oxidar espécies de enxofre e de favorecer o fracionamento isotópico. Os dados geocronológicos disponíveis para a mineralização do depósito Igarapé Bahia apontam para uma idade arqueana, dando consistência àquela pequena variação de $\delta^{34}\text{S}$ caso os sulfetos tenham sido precipitados da água do mar. Nesse sentido, é importante assinalar que os sulfetos maciços vulcanogênicos precambrianos mostram $\delta^{34}\text{S}$ entre -5 ‰ e +5 ‰ (Franklin *et al.* 1981), e que os arqueanos, em particular, ficam na faixa de $1\text{‰} \pm 1\text{‰}$ (Ohmoto & Goldhaber 1997).

Referências Bibliográficas

Almada M.C.O. & Villas R. N. 1999. O depósito Bahia: um possível exemplo de depósito vulcanogênico tipo Besshi arqueano em Carajás. *Revista Brasileira de Geociências* 29: 579-592.

Franklin J.M., Lydon W., Sangster D.F. 1981. Volcanic-associated massive sulfide deposits. *Econ. Geol.* 75th Anniv. Vol., p. 485-627.

Iyer S.S.S. 1998. *Uso de isótopos estáveis e radiogênicos na exploração mineral*. Curso de extensão sobre Metalogênese Aplicada à Exploração Mineral, IG-UFBA/SBG, 164p.

Ohmoto H. & Goldhaber M.B. 1997. Sulfur and carbon isotopes. In: Barnes HL (ed) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3rd edition, New York, John Wiley & Sons Inc., 517-611.

Villas R. N., Galarza M.A., Almada M.C. O. 2001. Depósito Igarapé Bahia. In: Marini O. & Schobbenhaus C. (coord.) *Caracterização de depósitos auríferos em distritos mineiros brasileiros*. Relatório final, ADIMB, Brasília.

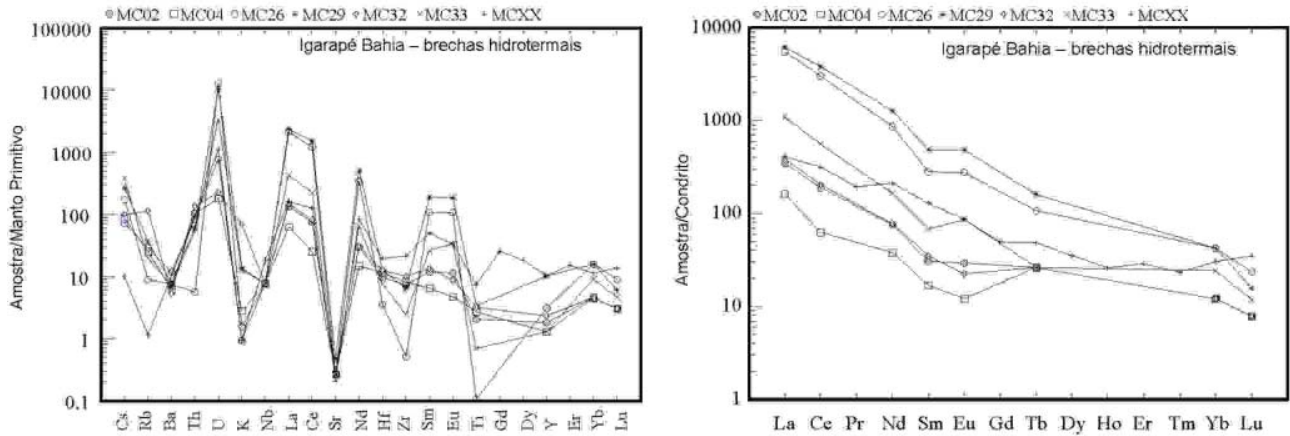


Figura 1 - (a) Diagrama multielementar e (b) Padrões de ETR de amostras de brechas hidrotermais do depósito Igarapé Bahia. Composição do manto primitivo e condrito segundo Taylor & MacLennan (1985) e Evensen et al. (1978), respectivamente.

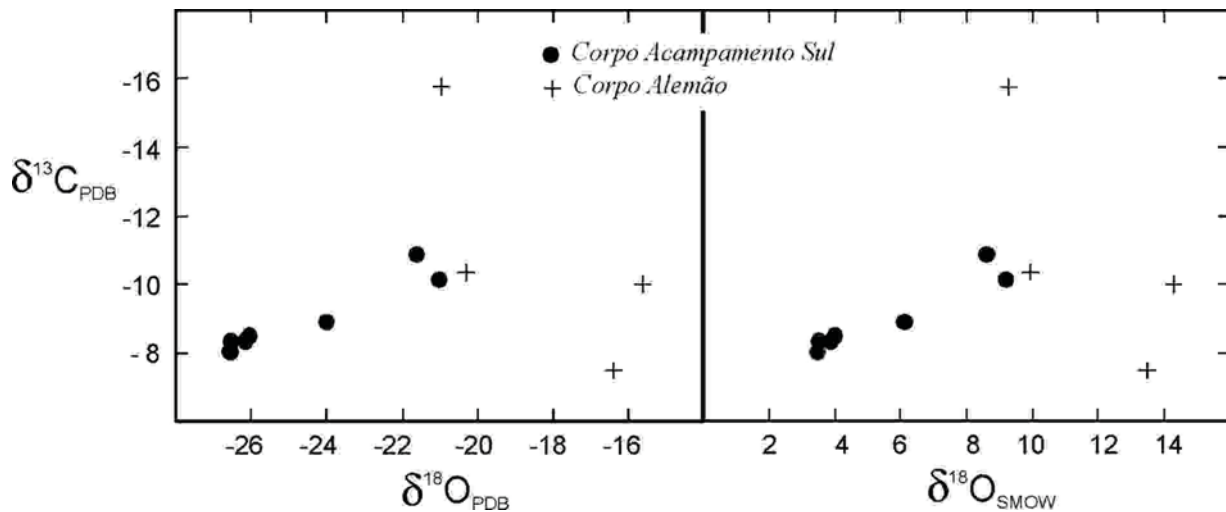


Figura 2 - Diagrama ^{13}C vs. ^{18}O mostrando a relação linear das amostras do corpo Acampamento Sul e a distribuição errática daquelas do corpo Alemão, depósito Igarapé Bahia.

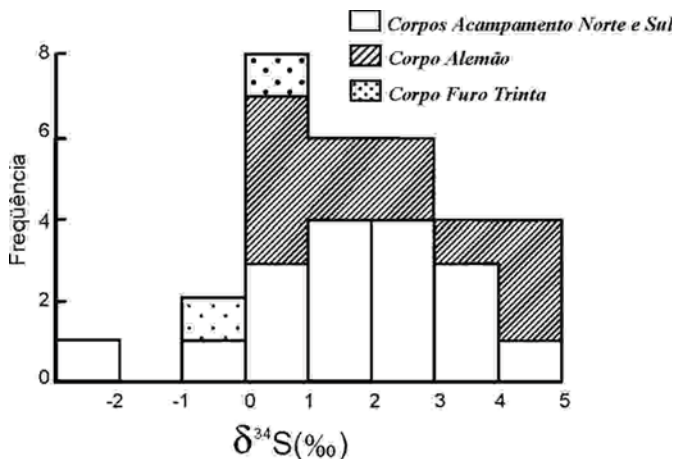


Figura 3 - Diagrama de frequência de ^{34}S de amostras de sulfetos do depósito Igarapé Bahia.

Caracterização dos Fluidos Mineralizantes do Depósito Aurífero de Montes Áureos, NW do Maranhão

Humberto Sabro Yamaguti * & Raimundo Netuno Villas**

*Curso de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, UFPA, hsabro@bol.com.br

** Departamento de Geologia, Centro de Geociências, UFPA, netuno@ufpa.br

Introdução O depósito de Montes Áureos (DMA) encontra-se na Zona de Cisalhamento Tentugal – ZCT (Abreu & Lesquer 1985), NW do estado do Maranhão. Apesar de o contexto geológico ser favorável à mineralização aurífera, apenas pequenos depósitos foram até aqui descobertos, como é o caso de Montes Áureos, cujo ouro primário ocorre em veios de quartzo + carbonatos + sulfetos.

Neste trabalho, buscou-se caracterizar os fluidos hidrotermais responsáveis pela mineralização do DMA, tendo por base estudos petrográficos e microtermométricos em inclusões fluidas (IF) aprisionadas em cristais de quartzo daqueles veios.

Contexto Geológico e Modo de Ocorrência da Mineralização Na ZCT, de natureza compressiva/transpressiva, ocorrem os conjuntos rochosos mais deformados do Cinturão Gurupi. Esta zona de cisalhamento, de direção geral NW-SE e com aproximadamente 15 Km de largura e 100 Km de extensão, marca o limite sul-sudoeste do craton São Luís e tem sido interpretada como uma possível sutura entre o bloco Belém (Hasui *et al.* 1993) e este craton. O DMA é hospedado por rochas metavulcanossedimentares do Grupo Gurupi, de provável idade paleoproterozóica, que foram metamorfisadas em condições das fácies xisto verde a anfíbolito baixo e deformadas em regime rúptil-dúctil.

Os corpos mineralizados dispõem-se subparalelamente à foliação milonítica das rochas, a maioria constituindo veios/vênulas de quartzo + carbonatos + sulfetos tardi-tectônicos com espessura ≤ 2 cm e < 2 ppm de Au. O ouro encontra-se associado com arsenopirita, pirita e, secundariamente, com calcopirita. Clorita, carbonatos e epidoto hidrotermais substituem parcialmente a associação metamórfica, principalmente os anfibólios, plagioclásio e biotita.

Os Fluidos Hidrotermais No sistema hidrotermal de Montes Áureos foram identificados fluidos carbônicos, aquo-carbônicos e aquosos, os dois primeiros sendo os mais representativos e de circulação anterior a dos fluidos aquosos. À temperatura ambiente, as IF carbônicas são mono e bifásicas, enquanto as aquo-carbônicas podem ser bi, tri e polifásicas, estas últimas de ocorrência muito restrita, tendo halita e carbonato (?) como os mais comuns minerais de saturação. As IF carbônicas monofásicas tornam-se bifásicas tão logo são resfriadas. A distribuição das IF aquosas sugere aprisionamento em microfraturas estruturadas diferentemente daquelas onde foram formadas

as IF secundárias dos sistemas carbônico e aquo-carbônico. Os resultados das análises microtermométricas acham-se sumarizados na Tabela 1.

O Sistema Carbônico ($CO_2 + CH_4$) é descrito em IF de origens primária, pseudosecundária e secundária, as quais são normalmente abundantes e coexistem em um mesmo cristal hospedeiro, indicando a presença de fases carbônicas também durante os eventos de deformação subseqüentes. O intervalo mais freqüente para a fusão do CO_2 sólido é entre $-58,5$ e $-58^\circ C$, atribuindo-se a depressão da T_{fCO_2} à provável presença de CH_4 . O grau de preenchimento das IF bifásicas é muito variável, como também o é a temperatura de homogeneização (Th_{CO_2}), sobretudo das IF monofásicas, levando a um amplo espectro de densidades. A grande maioria das medições de Th_{CO_2} foi registrada entre 20 e $29,3^\circ C$, o que corresponde a densidades de $0,6$ a $0,78 \text{ g/cm}^3$ para esses fluidos. Estimativas para as proporções de CH_4 vão de 0 a 6% molar.

O Sistema Aquo-carbônico ($H_2O-CO_2-NaCl \pm CH_4 \pm MgCl_2$ e/ou $FeCl_2$) está representado por IF que comumente estão associadas com as do sistema carbônico, sendo muito rara a associação com aquelas do sistema aquoso. As IF aquo-carbônicas mostram grande variação nas razões H_2O/CO_2 e uma faixa estreita para as T_{fCO_2} , com predomínio marcante entre $-58,4$ e $-57,1^\circ C$, cabendo provavelmente ao CH_4 a depressão do ponto tríplice do CO_2 . Combinando-se estes dados com os de Th_{CO_2} ($13,1$ a $29,8^\circ C$), estimam-se as densidades dos fluidos entre $0,65$ e $0,88 \text{ g/cm}^3$ e as quantidades de CH_4 entre 3 e 8% molar. As temperaturas eutéicas da fase aquosa acusam valores mais freqüentes nos intervalos de -38 a $-32^\circ C$ e -30 a $-28^\circ C$, o que permite correspondê-las a um sistema salino em que provavelmente $NaCl$ e $MgCl_2$ e/ou $FeCl_2$ são os mais importantes solutos. As poucas medições da temperatura de fusão dos clatratos em IF bifásicas e trifásicas indicam salinidades equiv. a $2,2 - 14,9 \%$ peso de $NaCl$. Para as bem pouco comuns IF polifásicas, as salinidades atingem em média, com base na temperatura de dissolução da halita, valores equiv. a 42% peso de $NaCl$. As temperaturas de homogeneização total (Th_{total}) variam desde cerca de 230 até $392^\circ C$, embora boa parte das IF tenha crepitado por volta de $450^\circ C$ antes de se homogeneizar totalmente.

O Sistema Aquoso ($H_2O-NaCl \pm MgCl_2$ e/ou $FeCl_2$) surge mais tardiamente e coincide com o declínio térmico da área Montes Áureos, sendo marcado por temperaturas mais baixas para a homogeneização total das IF (85 a $189^\circ C$). As temperaturas de fusão do gelo cobrem o intervalo de -4 a $0^\circ C$, correspondendo a salinidades equiv. a $6,5 - 0 \%$ peso de $NaCl$. As medições das temperaturas eutéicas são variáveis, com leve predomínio das faixas de $-36,6$ a $-33,6^\circ C$ e $-27,6$ a $-24,6^\circ C$, sugerindo, além de $NaCl$, a presença de solutos como $MgCl_2$ e/ou $FeCl_2$. Cálculo da densidades fornece os valores mais altos ($0,89$ a $0,99 \text{ g/cm}^3$) dentre todas as IF estudadas.

Condições de Aprisionamento e Natureza dos Fluidos Mineralizantes Admite-se para os fluidos de Montes Áureos uma origem predominantemente metamórfica, os quais, de início, constituíam um sistema aquo-carbônico homogêneo contendo NaCl e, provavelmente, MgCl₂ e/ou FeCl₂ dissolvidos. Evidências petrográficas e T_{fCO2} igualmente deprimidas sugerem que os fluidos carbônicos e aquo-carbônicos eram contemporâneos e quiçás cogenéticos, atribuindo-se à imiscibilidade as diferentes razões H₂O/CO₂ e a correlação negativa entre Th_{total} e a proporção de CO₂.

As Th_{total} e as densidades dos fluidos carbônicos/aquo-carbônicos (231 a >450°C / 0,60 a 0,90 g/cm³) e aquosos (85 a 189°C / 0,89 a 0,99 g/cm³) indicam que eles foram aprisionados em diferentes condições de T e P, as dos últimos próprias de uma evolução nitidamente regressiva em relação às condições termiais. É possível que a variação das densidades dos fluidos carbônicos e aquo-carbônicos reflitam o fato de que, em áreas sob deformação, algumas falhas atuam como válvulas, proporcionando flutuações cíclicas nas pressões dos fluidos, de litostática à hidrostática (Sibson *et al.* 1988). Estimativas de pressões usando-se linhas isocóricas e temperaturas obtidas pelo geotermômetro da clorita acusam uma variação entre 1,3 e 2,8 Kbar, compatíveis com a transição das fácies xisto verde e anfíbolito, a qual marca o metamorfismo das rochas da área.

A composição das partículas de ouro, com teores médios de Au e Cu de 96,5 e 0,03% respectivamente, e máximos de Ag de 3,24%, é indicativa de precipitação a temperaturas próximas de 400°C (Chang *et al.* 1977). Além de mais representativos, os fluidos aquo-carbônicos foram os únicos a registrarem estas temperaturas, os que os tornam os mais prováveis fluidos transportadores do Au. A íntima associação deste metal com os sulfetos, as temperaturas prevalecentes e a em geral baixa salinidade desses fluidos são condições que devem ter favorecido a solubilidade do ouro na forma de complexos Au(HS)₂⁻ ou similares.

Considerações Finais Estima-se que os fluidos aquo-carbônicos originaram-se a temperaturas acima de 450°C, compatíveis com a passagem da fácies xisto verde para a anfíbolito, por reações de desidratação e decarbonização. Ao migrarem, sob ação de gradientes de pressão, geraram, por imiscibilidade, fluidos quase puros em CO₂ ou em H₂O, porém já em fase de franco arrefecimento termal. Com a redução do fluxo térmico, esperada nos estágios finais do tectonismo, as reações metamórficas foram perdendo vigor, com o que a produção de CO₂ deve ter caído drasticamente. É possível que por volta de 200°C os novos fluidos metamórficos que se dirigiram para a área Montes Áureos tenham sido, assim, essencialmente aquosos. Por outro lado, os fluidos aquosos de salinidades ainda mais baixas e de diferente composição podem representar águas mais superficiais aprisionadas a temperaturas de até 85°C.

O ambiente tectônico e o contexto geológico do DMA (Yamaguti 2000), assim como as características dos fluidos mineralizantes, são fortemente indicativos de um depósito do tipo ouro orogênico, conforme modelo de Groves *et al.* (1998).

Tabela 1 - Principais características dos fluidos hidrotermais associados com o depósito aurífero de Montes Áureos. Temperaturas em °C.

SISTEMA	TIPOS DE IF	d	F	T _e	T _{f_g}	T _{f_{hid}}	T _{f_{cla}}	T _{f_{CO2}}	Th _{CO2}	Th _p	Th _t	Salin.	D
H ₂ O-NaCl	Aquosa monofásica (L ₁)	5x12 a 9x20	1		-0,9							1,57	0,89 a 0,99
	Aquosa bifásica (L ₁ +V ₁)	5x5 a 35x35	0,6 a 0,9	-36,6 a -8,0	-6,0 a 0						+84,5 a +188,9	0 a 9,21	
CO ₂ ±CH ₄	Carbônica monofásica (V ₂)	4x5 a 10x12	0					-58,0 a -57,5	+4,4 a +25,8				0,60 a 0,78
	Carbônica bifásica (L ₂ +V ₂)	5x5 a 15x17	0,60 a 0,90					-58,5 a -57,2	+22,2 a +29,8				
NaCl-H ₂ O- CO ₂ ±CH ₄	Aquo-carbônica bifásica (L ₁ +L ₂)	6x12 a 12x17	0,10 a 0,80	-34,0 a -25,0	-11,0 a -1,70		+2,2	-58,0 a -57,7	+8,2 a +25,0		+231,3 a +295,8	2,90 a 14,97	0,69 a 0,89
	Aquo-carbônica trifásica (L ₁ +L ₂ +V ₂)	5x5 a 17x17	0,50 a 0,90	-37,3 a -24,9	-12,0 a -2,0		+3,6 a +8,9	-58,4 a -57,1	+13,1 a +28,8		+263,0 a +391,8	2,20 a 11,15	
	Aquo-carbônica polifásica (L ₁ +L ₂ +V ₂ +S ₁)	5x7 a 5x15	0,60 a 0,90	-38,1 a -32,0		-5,0 a -1,5		-58,2	+15,4	+372,1 a +412,2	>450,0		
	Aquo-carbônica polifásica (L ₁ +L ₂ +V ₂ +S ₁ +S ₂)	8x8 a 7x20		-26,0 a -24,6									

D = densidade (g/cm³); d = diâmetro (µm); F = grau de preenchimento; L₁ = H₂O líquido; L₂ = CO₂ líquido; Salin. = salinidade (equiv. a % peso de NaCl; S₁ = halita; S₂ = carbonato?; T_e = temperatura eutética; T_{f_{cla}} = temperatura de fusão do clatrato; T_{f_{CO2}} = temperatura de fusão do CO₂; T_{f_g} = temperatura de fusão do gelo; T_{f_{hid}} = temperatura de fusão da hidrohalita; Th_{CO2} = temperatura de homogeneização do CO₂; Th_p = temperatura de homogeneização parcial; Th_t = temperatura de homogeneização total; V₁ = H₂O vapor; V₂ = CO₂ vapor

Referências Bibliográficas

- Abreu F.A.M. de & Lesquer A. 1985. Considerações sobre o Pré-cambriano da região sul-sudeste do Cráton São Luis. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 2, Belém, *Anais*, 1: 7-21
- Chang Y. A.; Golberg D.; Numamn J.P. 1977. Phase diagrams and thermodynamic properties of ternary copper-silver-gold. *J. Physics Chemistry*, 6: 621-674
- Groves D. I.; Goldfarb R. J.; Gebre-Mariam A. M.; Hagemann S. G.; Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, 13: 7-27
- Hasui Y.; Haralyi N.L.E.; Costa J.B.S. 1993. Megaestruturação pré-cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. *Geociências*, 12: 7-31
- Sibson R.H.; Robert F.; Poulsen K.H. 1988. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, 16: 551-555
- Yamaguti H.S. 2000. *Mineralização aurífera de Montes Áureos (Maranhão): rochas hospedeiras, controles deposicionais e fluidos mineralizantes*. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Tese de Mestrado, 79p.

Principais Associações Graníticas do Oeste do Estado de Roraima

Almeida, M.E.; Ferreira, A.L.; Pinheiro, S.S.

CPRM-Serviço Geológico do Brasil (Manaus/AM) – marcelo_almeida@cprm-ma.gov.br

Introdução - Esta pesquisa tem por objetivo principal apresentar as principais características petrográficas e químicas dos granitóides da porção oeste do Estado de Roraima, constituindo parte dos resultados do Projeto Parima-Uraricoera, tendo por base a reavaliação de amostras e análises oriundas em grande parte dos arquivos da CPRM. Este estudo apontou a presença de cinco associações graníticas na região: a) Suíte Intrusiva Ericó; b) Suíte Intrusiva Rio Couto de Magalhães; c) Suíte Intrusiva Auaris; d) Suíte Intrusiva Tocobiren; e e) Suítes Intrusivas Surucucus e Mucajáí. Estes granitóides são intrusivos em rochas meta-vulcanossedimentares (Grupo Parima), ortognaisses e (meta)granitóides (Complexo Uraricoera) do embasamento regional (**figura 1**).

Associações Graníticas do Oeste do Estado de Roraima

Suíte Intrusiva Ericó - Ocorre na região do rio Ericó, apresentando composição granodiorítica a monzogranítica, raramente quartzo monzodiorítica (**figura 2**), cor cinza, textura equigranular média, granofírica, localmente porfírica. A mineralogia essencial é formada por plagioclásio, quartzo e microclínio, além de biotita, hornblenda, minerais opacos (aglomerados máficos), além de zircão e apatita. A mineralogia secundária é composta de clorita, muscovita, titanita, epidoto e argilo-minerais. São granitóides subalcalinos, peraluminosos (**figura 3**), com valores baixos de Nb, Zr, La e altos de Al_2O_3 , CaO, MgO, definindo uma associação cálcio-alcálica de alto-K pouco expandida. Possui semelhança petrográfica com a suíte cálcio-alcálica Pedra Pintada³ (2.00 Ga), muito embora esta seja uma sequência composicionalmente mais expandida e de médio-K.

Suíte Intrusiva Rio Couto Magalhães - Engloba leucogranitos a duas micas, em geral associados a paragnaisses de alto grau e pegmatitos com schorlita, aflorantes no alto curso dos rios Couto Magalhães (área-tipo) e Aracaçá e cercanias dos garimpos Homoxi e Uatatás. A mineralogia essencial é formada por álcali-feldspato, quartzo, plagioclásio, muscovita, biotita, além de minerais acessórios como zircão, minerais opacos, monazita/xenotímio? e eventualmente granada, apatita e cordierita pinitizada. Argilo-minerais, clorita, óxido-hidróxido de ferro e, sobretudo, sericita, são minerais secundários comuns. A textura é equigranular média a fina, ocasionalmente porfírica (megacristais de álcali-feldspato anédricos), onde *fabrics* planares e lineares são muito raros. Apresenta composição granítica e quimismo peraluminoso, ocorrendo no campo dos granitos sincollisionais (**figuras 2, 3 e 4**). Guarda similaridade química com os granitos tipo S félsicos Australianos, sendo correlacionável aos demais granitóides tipo-S indiscriminados do centro-norte de Roraima⁷. Já os tipos diatexiticos apresentam maior identificação composicional com a média

dos granitos tipo-S australianos normais¹.

Suíte Intrusiva Alto Rio Auaris - Está localizada na região do alto curso dos rios Auaris e Iniquiare (hastingsita-biotita monzogranitos e sienogranitos), e nas proximidades da pista Homoxi (biotita monzogranitos à titanita), compondo *stocks* e batólitos orientados em geral segundo NW-SE (Uauaris) a E-W (Homoxi), com formas elípticas-circulares a irregulares. Apresentam cor cinza e tonalidades claras, textura equigranular média a grossa, por vezes mosqueada e/ou inequigranular porfirítica (por vezes rapakivítica) a equigranular fina granofírica, com locais feições deformacionais (cataclástica a milonítica na fácies xisto verde). A mineralogia essencial é composta por microclínio e/ou ortoclásio, por vezes micropertíticos, plagioclásio, quartzo, albita, biotita e anfibólio (hastingsita), enquanto as fases minerais acessórias mais importantes são titanita, allanita e minerais opacos. A mineralogia secundária é representada por epidoto e sericita. São rochas subalcalinas, peraluminosas a localmente metaluminosas (**figura 3**) e com teores médios de CaO e MgO muito baixos, similares aos dos granitos tipo-A, apesar do Al₂O₃ um pouco elevado.

Suítes Intrusivas Surucucus e Mucajaí – Devido a similaridade entre essas associações graníticas (suítes Surucucus⁵ e Mucajaí²), ambas serão tratadas em conjunto, diferenciando-se apenas o domínio lito-estrutural⁶ de sua ocorrência (**figura 1**). Estas suítes são constituídas por sienogranitos e álcali-feldspato granitos, e subordinados monzonitos, sienitos, álcali-sienitos e quartzo álcali-sienitos e tipos greisenizados (**figura 2**). Possuem coloração rosada a avermelhada, grão fino a grosso e textura equigranular a porfirítica (localmente rapakivi), além de granofírica. Apenas parte dos granitos da suíte Mucajaí apresenta deformação dúctil na fácies xisto verde a anfibólito (milonitização), além de feições texturais de cataclase. A mineralogia essencial é formada por álcali-feldspato, quartzo, albita, plagioclásio, biotita/astrofilita, além de minerais acessórios como riebeckita-arfvedsonita, aegirina-augita, minerais opacos, fluorita, apatita, zircão e allanita. Sericita, prehnita, titanita, argilo-minerais, óxido-hidróxido de ferro e, principalmente, clorita, são minerais secundários comuns. Nos tipos monzoníticos e sieníticos observam-se ainda hornblenda, augita e olivina, esta última como fase mineral acessória. Estudos litoquímicos demonstram a existência de associação granítica de tendência alcalina, de caráter anorogênico a pós-orogênico e amplo espectro composicional, exibindo desde tipos insaturados em sílica até tipos saturados peralcalinos a peraluminosos e metaluminosos (**figuras 3 e 4**). No diagrama multielementar normalizado ao condrito (**figura 5**) nota-se expressiva anomalia negativa em elementos incompatíveis (Ba, Sr, Ti e P), comportamento distinto dos LILE's (K, Rb, La, Ce, Sm, Zr, Y e Yb). Dados geocronológicos U-Pb em zircão indicam idades entre 1544±42 Ma⁴ e 1551±5 Ma⁸.

Suíte Intrusiva Tocobiren - Os litótipos desta unidade, compostos por monzogranitos, quartzo monzonitos e quartzo monzodioritos, mais raramente quartzo sienitos (**figura 2**), afloram principalmente na Serra Tocobiren. Apresentam textura equigranular média a inequigranular

porfirítica, possuindo matriz fina a média, muitas vezes granofírica. Textura anti-rapakivi também é bastante comum. A mineralogia principal é composta por plagioclásio, álcali-feldspato, quartzo, biotita, hornblenda, augita e/ou hyperstênio e minerais opacos, enquanto a mineralogia acessória é formada por apatita, titanita, zircão, epidoto e allanita. Clorita, epidoto, sericita, prehnita e argilo-minerais constituem-se nos principais produtos de alteração. Formam uma série monzonítica, metaluminosa a peraluminosa, de caráter tardi-orogênico (**figuras 3 e 4**), correlacionável a Suíte Intrusiva Serra da Prata² (1,5 Ga). Comparativamente aos outros granitóides da área, caracteriza-se por SiO₂, Nb, La baixos e Al₂O₃, TiO₂, P₂O₅, MgO, álcalis, Sr e Ba altos.

Considerações Finais

Este estudo litoquímico e petrográfico, além de consolidar as unidades graníticas já existentes (suítes *Surucucus e Mucajai*), apresenta a proposta de criação de quatro novas suítes graníticas (*Rio Couto Magalhães*/tipo-S; *Auaris*/Tipo-A metaluminoso, *Tocobiren*/Tipo-C série monzonítica e *Ericó*/Tipo I, cálcio-alcálico alto-K), que podem representar estágios distintos de amadurecimento de um provável arco magmático no oeste de Roraima. Novos trabalhos de mapeamento geológico, auxiliados por estudo químico-isotópico (elementos traços, isótopos, datações, etc.), serão fundamentais para testar as hipóteses e os resultados aqui discutidos.

Referências Bibliográficas

- ¹ CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. 1992. I- and S-type granites in the Lachalan Fold Belt. *Trans. Royal Soc. Edinb.: Earth Sciences*, 83. p. 1-26.
- ² FRAGA, L.M.B. & REIS, N.J. 1995. The Rapakivi Granite-Anorthosite Association of Mucajai region, Roraima State, Brazil. In: SYMP. ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS, 1, Belém, Anais..., Belém, PA, IUGS/UNESCO/IGCP. 1995. p 31.
- ³ FRAGA, L.M.B.; HADDAD, R C.; REIS, N.J. 1997. Aspectos Geoquímicos e Petrográficos das Rochas Granitóides da Suíte Intrusiva Pedra Pintada, Norte do Estado de Roraima. *Rev. Bras. de Geociências*, S. Paulo, 27, 1, p 3-12.
- ⁴ GAUDETTE, H.E.; OLSZEWSKY, W.J. & SANTOS, J.O.S. 1996. Geochronology of Precambrian rocks from the northern part of the Guiana Shield, State of Roraima, Brazil. *Journ. of South-Amer. Earth Sci.* 9 (3/4): 183-195.
- ⁵ PINHEIRO, S.S.; NUNES, A.C.B.; COSTI, H.; YAMAGUTY; H.S.; FARACO; M.T.L.; REIS; N.J.; MENEZES, R.G. de; RIKER, S.R.L. & WILDNER, W. 1981. *Projeto Catrimãni-Uraricoera*. Relatório de Progresso. Manaus, DNPM/CPRM, 1981, Vol.II-B.
- ⁶ REIS, N.J. & FRAGA, L.M.B. 2000 . Geological and tectonic framework of Roraima State, Guyana Shield – An overview. In: INTERN. GEOL. CONG. 31, Rio de Janeiro, Brazil, 2000, Abstr. Vol., Gen. Simp., 9 (CD-ROM).
- ⁷ REIS, N.J. & ALMEIDA, M.E. 2000. *Granitos tipo S*. In: FRAGA, L.M.B. & REIS, N.J. (orgs), Projeto Roraima Central - folha NA.20-X, relatório final, CPRM, Manaus, CD-ROM.
- ⁸ SANTOS, J.O.S.; REIS, N.J.; HARTMAN, L.A.; McNAUGHTON, N. & FLETCHER, I.R. 1999. Associação anortosito-charnockito-rapakivi no Calimiano do norte do Cráton Amazônico, Estado de Roraima, Brasil: evidências da geocronologia U-Pb (SHRIMP) em zircão e baddeleyita. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 6, Manaus. Anais... Manaus: SBG/Norte, 1999. p.502-505.

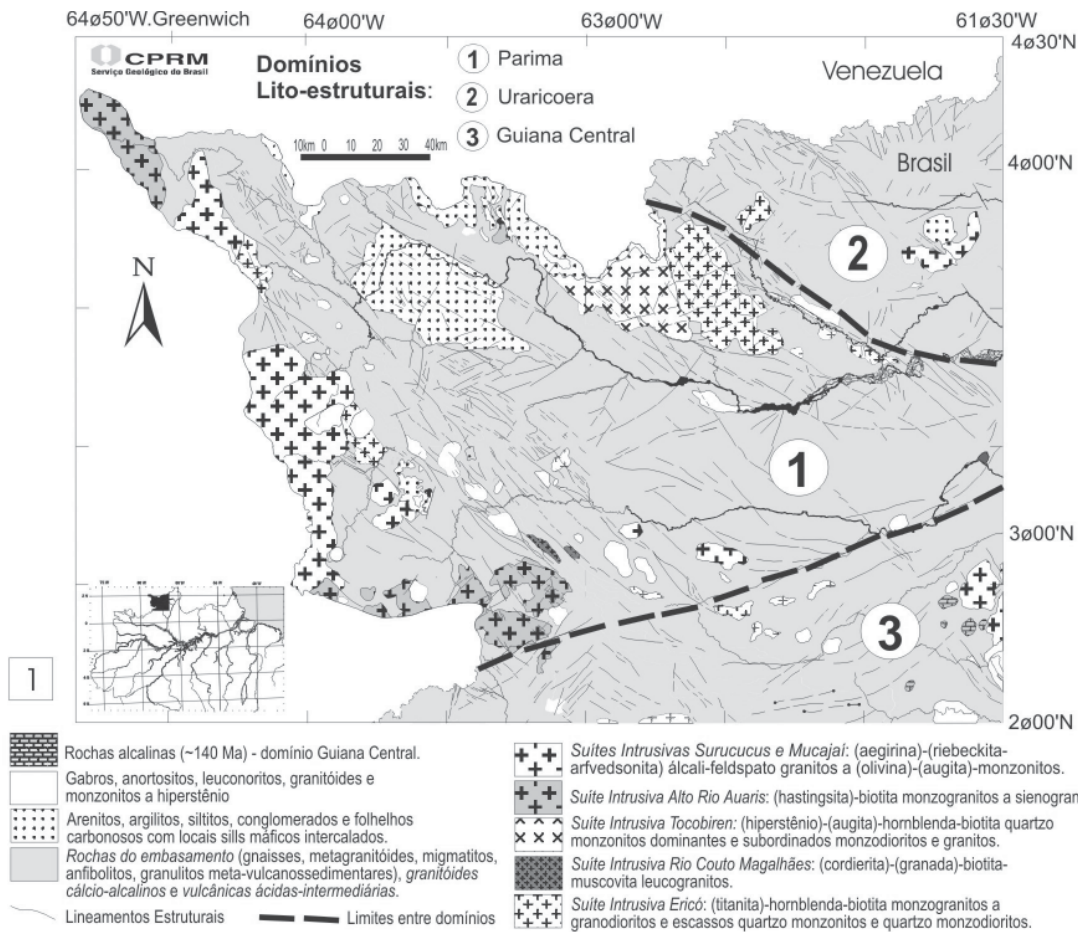


Figura 1. Mapa geológico simplificado do oeste de Roraima, incluindo os domínios lito-estruturais propostos por Reis & Fraga (2000). Obs: com exceção das rochas alcalinas, as demais possuem idades paleo e mesoproterozóicas.

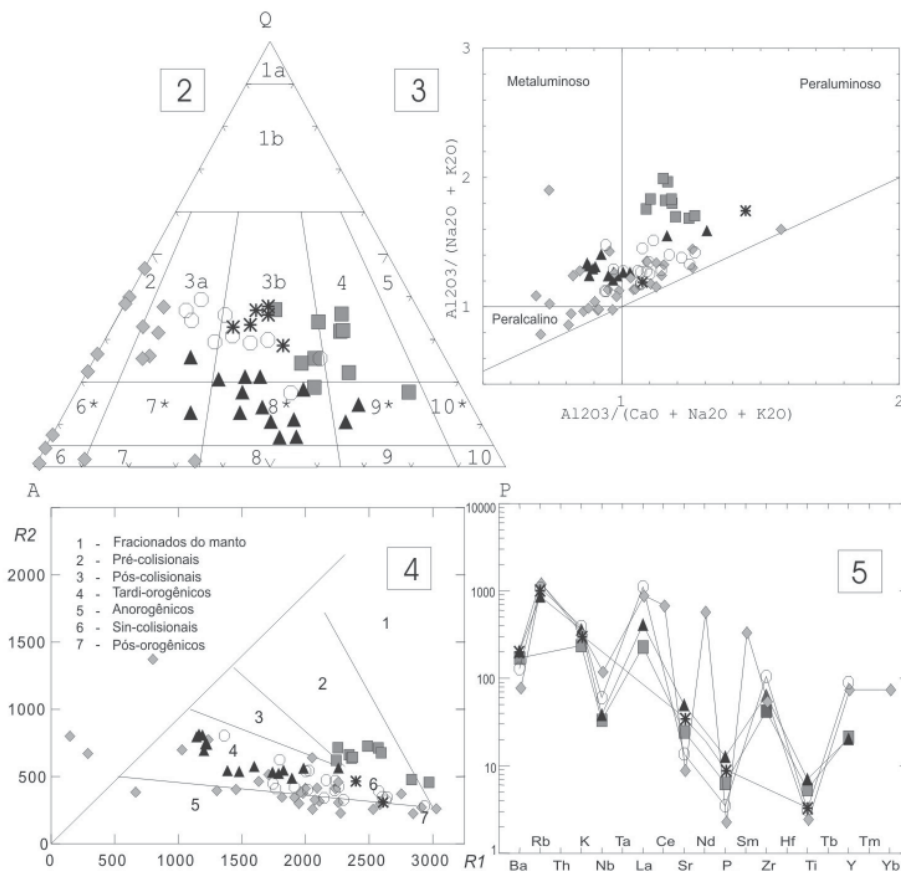


Figura 2. Classificação dos granitóides do oeste de Roraima no diagrama QAP (Streckeisen, 1976).

Figura 3. Índice de Shand (mod. Maniar & Piccoli, 1989) dos granitóides do oeste de Roraima.

Figura 4. Distribuição dos granitóides do oeste de Roraima no diagrama multicatiónico R1xR2 (La Roche *et al.*, 1980, mod. Batchelor & Bowden, 1985). R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti); R2 = 6Ca + 2Mg + Al.

Figura 5. Comportamento dos granitóides (média) do oeste de Roraima no diagrama multielementar, normalizado pelo manto primitivo (Thompson *et al.*, 1982).

Simbologia: quadrado cinza médio - Suíte Ericó; asterisco - Suíte Rio Couto Magalhães; círculo branco - Suíte Alto Rio Auaris; losango cinza claro - Suítes Surucucus e Mucajái; triângulo preto - Suíte Tocobiren.

Geocronologia Pb-Pb em Zircão e Sm-Nd em Rocha Total da Porção Centro-Norte do Amapá. Implicações Para a Evolução Geodinâmica do Escudo das Guianas.

*Avelar, V.G.; *Lafon, J.M.; **Delor, C.

*Centro de Geociências. Universidade Federal do Pará, Belém. Brasil; **Bureau de la Recherche Géologique et Minière-BRMG, Orléans. France: valter@ufpa.br; jmlafon@ufpa.br; delor@brgm.fr

Introdução

O Escudo das Guianas é considerado como um extenso domínio Paleoproterozóico o qual teve sua evolução principal relacionada ao Evento Orogênico Transamazônico (2,2 - 1,9 Ga) (Tassinari & Macambira 1999). Registros de uma história arqueana foram obtidos em rochas metamórficas e ígneas do Complexo Imataca na Venezuela (ref). Na porção central do Estado do Amapá, no SE do Escudo das Guianas, idades Rb/Sr e Sm/Nd, obtidas para rochas granulíticas e ortognáissicas assinalam também a existência de relíquias arqueanas (REF).

Um conjunto de dados Pb/Pb em zircões e Sm/Nd em rocha total (T_{DM}) é apresentado para as rochas metamórficas, metasedimentares e granitóides das regiões central e norte do Estado do Amapá e da fronteira com a Guiana Francesa. Esses novos dados visam trazer novas referências cronológicas para as unidades chaves da área de modo a estabelecer uma cronologia detalhada dos eventos termo-tectônicos do orógeno Transamazônico e investigar a existência e extensão geográfica de segmentos de crosta paleoproterozóica novamente acrescida e arqueana retrabalhada nesse setor do Escudo.

Contexto Geológico e Geocronológico da porção SE do Escudo das Guianas

A porção SE do Escudo das Guianas (SEEG) inclui o Estado do Amapá, no Brasil e a Guiana Francesa. Essa porção do SEEG integra a Província Maroni-Itacaiúnas (PMI), considerada uma faixa móvel paleoproterozóica acrescida a um bloco arqueano (Província Amazônia Central) durante um evento **colisional** entre 2,2-1,95 Ga (Tassinari & Macambira 1999, Cordani et al. 2000). Os limites da PMI com os domínios adjacentes não estão ainda bem definidos e permanece um ponto em questão (Dall'Agnol et al. 2000, Santos et al. 2000).

Vanderhaeghe et al. (1998) e Delor et al. (este congresso) apresentaram um modelo de evolução Transamazônica para o SEEG sustentado por dados geoquímicos, estruturais e geocronológicos obtidos na Guiana francesa. Nesse modelo, um primeiro estágio de evolução crustal eo-Transamazônica corresponde ao maior período de geração de crosta juvenil relacionada a abertura oceânica e formação de terrenos granito-greenstones (2,2 – 2,17 Ga). Um segundo estágio é marcado pela formação e aglomeração de arcos magmáticos eo- e meso-transamazônico (2,18 – 2,12 Ga) com magmatismo calco-alcalino. O terceiro estágio envolve um contexto continental com

reciclagem crustal marcado por tectônica essencialmente transcorrente, e formação de granitos principalmente alcalino a per-aluminoso por anatexia crustal, (2,10-2,08 Ga).

No Estado do Amapá, rochas tonalíticas e gnáissicas que ocorrem principalmente nos arredores de Cupixi (região central do Amapá) definiram idades Rb/Sr de 2,94 Ga (Montalvão & Tassinari 1984). Sato & Tassinari (1997) estabeleceram idades Sm/Nd (modelo) de 3,1 a 3,06 Ga para essas rochas, confirmando a existência de fragmentos de crosta arqueana para a região.

Rochas granulíticas ocorrem principalmente na região central do Estado do Amapá e correspondem à charnoquitos (maioria) e enderbitos. Datação Rb/Sr nessas rochas definiu uma idade de 2,45 Ga (João & Marinho 1982) ou 2,67 Ga (Montalvão & Tassinari 1984).

As seqüências greenstones do SEEG estão incluídas no Grupo Vila Nova e relacionadas ao Grupo Paramacá (Guiana Francesa ocorrem como faixas alongadas, orientadas preferencialmente com direções NW-SE. Essas faixas são principalmente formadas, da base para o topo, por xistos máficos e ultramáficos com afinidades komatiíticas e rochas metasedimentares. Na região de Ipitinga, McReath & Faraco (1997) definiram uma idade Sm/Nd de 2,26 Ga para as rochas do Grupo Vila Nova.

Os granitóides e ortognaisses distribuídos no SEEG estão associados a duas fases principais de granitogênese transamazônica (Teixeira et al. 1989, Gibbs & Barron 1993). A primeira é relacionada a intrusões sintectônicas (tonalitos, trondhjemitos, granodioritos e granitos ricos em sódio). Na Guiana Francesa ortognaisses e migmatitos apresentam-se metamorfisados no fácies anfíbolito, com desenvolvimento de anatexia local (Marot 1988, Vanderhaeghe et al. 1998). Os granitos calco-alcalinos do norte da Guiana Francesa foram datados a 2,14-2,11 Ga (U/Pb e Pb/Pb em zircões, Vanderhaeghe et al. 1998). Uma segunda fase é associada aos granitos tardi-póstectônicos com afinidades potássicas e calco-alcalinas. Para os granitos potássicos e per-aluminosos tardis foram definidas idades entre 2,09-2,08 Ga. Na porção central do Amapá, rochas migmatíticas estão associadas ao magmatismo potássico ocorrido a 2,06 Ga (Montalvão & Tassinari 1984). Intrusões félsicas e alcalinas pós-Transamazônicas são registradas no Amapá, respectivamente datadas pelo método Rb/Sr com cerca de 1,76 Ga e 1,68 Ga (Montalvão & Tassinari 1984).

Resultados Geocronológicos Pb/Pb em zircão e Sm/Nd em rocha total (modelo DM) - Os dados geocronológicos apresentados neste trabalho foram obtidos no laboratório de geocronologia (Pará-Iso) da Universidade Federal do Pará, utilizando-se um espectrômetro de massa modelo Finnigan Mat262. As idades Pb/Pb foram definidas pelo método de Kober (1986), enquanto as idades modelo (T_{DM}) foram calculadas usando a curva de evolução do manto empobrecido proposta por DePaolo (1981). Um conjunto de 29 amostras foi analisado pelo método Pb/Pb em zircão e/ou Sm/Nd rocha total.

Os dados Pb/Pb obtidos para um conjunto de rochas granitóides estabeleceram um intervalo de idades compreendido entre 2,18 Ga a 2,05 Ga. Algumas dessas rochas mostraram zircões com evidências de componentes de Pb herdado com idades entre 2,60-2,50 Ga. Os dados Sm/Nd (T_{DM})

dessas rochas reproduziram idades cujo intervalo principal situa-se entre 2,7 e 2,4 Ga. Os valores de ϵ_{Nd} dessas amostras são quase sempre negativos.

Na porção central do Amapá os dados Pb/Pb em zircão de amostras granulíticas félsicas demonstraram a existência de um embasamento Neoarqueano datado a aproximadamente 2,6 Ga. As idades modelo (T_{DM}) para essas rochas situaram-se em torno de 3,0 Ga e os valores de ϵ_{Nd} são negativos. Nas imediações de Cupixi os dados Pb/Pb em zircões obtidos para as rochas tonalíticas definiram idades em torno de 2,85 Ga. Para essas amostras uma idade Sm/Nd (T_{DM}) em torno de 3,0 Ga foi definida, com valores de ϵ_{Nd} oscilando entre positivos e negativos.

Para a porção SE da Guiana Francesa os dados Pb/Pb em zircões detríticos de um quartzito, associado ao Grupo Paramacá, evidenciou um intervalo de idades entre 3,19-2,76 Ga, mostrando que essa parte da Guiana Francesa teve ou tem (?) uma crosta antiga. Essa crosta foi realçada por um granitóide da região de fronteira que definiu uma idade de até 2,85 Ga.

Discussões e Conclusões - Os dados obtidos permitem distinguir dois aspectos da evolução geodinâmica da porção SE do Escudo das Guianas. Uma crosta Arqueana foi evidenciada em meio às rochas reconhecidamente com evolução Transamazônica (Paleoproterozóicas):

Evolução Arqueana (3,1-2,5 Ga) - Na porção central do Estado do Amapá zircões extraídos de granulitos félsicos apontaram a existência de um embasamento Neoarqueano datado em torno de 2,6 Ga. Na região de Cupixi os dados Pb/Pb em zircões de 2,85 Ga definidos para as rochas tonalíticas confirmam os dados Rb/Sr (2,9 Ga) anteriormente obtidos para as mesmas, confirmando assim a existência de crosta Mesoarqueana nessa região. Os dados $T_{Nd}(DM)$ para os granulitos félsicos, gnaisses tonalíticos e mobilizados félsicos são indicativos de um episódio de acreção crustal em torno de 3,0 Ga.

Na porção SE da Guiana Francesa o intervalo de idades (3,19-2,76 Ga) obtido a partir dos zircões detríticos de um quartzito permite caracterizar, a exemplo da porção central do Amapá, uma crosta Meso-Neoarqueana para a mesma. Isso se constitui num dado muito importante, pois mostra que esta porção da Guiana Francesa teve uma evolução distinta daquela proposta para o setor norte.

Evolução Transamazônica (2,18-2,05 Ga) - O intervalo de idades entre 2,18-2,05 Ga definido para os granitóides da porção centro-norte do Amapá permite confirmar uma evolução Transamazônica para o SEEG, a exemplo daquele sugerido para o norte da Guiana Francesa, mostrando que toda essa área teve uma evolução similar no Paleoproterozóico.

A idade de 2,18 Ga de uma rocha diorítica possibilita definir um episódio magmático/metamórfico associado ao período *Rhyaciano* (2,3-2,05 Ga). O apogeu desse magmatismo/metamorfismo foi bem caracterizado em torno de 2,1 Ga. Finalmente um outro evento dessa natureza e relacionado ao período *Orosiriano* (2,05-1,8 Ga) foi definido a partir da datação de

um granulito félsico a 2,05 Ga. Nenhum registro dessa magnitude havia sido aventado para esse setor do escudo.

Ao contrário do que foi proposto para o norte da Guiana Francesa (evolução mantélica juvenil), os dados Sm/Nd obtidos para as rochas granitóides (2,18-2,05 Ga) da porção centro-norte do Amapá apontam um intervalo de idades principal entre 2,7-2,5 Ga. Estas idades são interpretadas em termos de misturas de um componente Arqueano mais antigo (~3,0 Ga) e um magmatismo juvenil Paleoproterozóico a 2,1 Ga. Os zircões com componentes de Pb herdados com idades de ~2,6 Ga e até 2,9 Ga de granitóides Paleoproterozóicos também são sugestivos da existência de uma crosta neoarqueana retrabalhada durante a Orogenia Transamazônica.

Finalmente os novos dados isotópicos sugerem uma diminuição de idades, desde Arqueanas a Paleoproterozóicas, no sentido sul (Meso-Neoarqueano)-norte (Paleoproterozóico) do setor SEEG. Essa tendência permite sugerir que as porções centro-norte do Estado do Amapá e SE da Guiana Francesa representam um domínio transicional entre a crosta Meso-Neoarqueana (3,1-2,5 Ga) a sul (Província Carajás) e um domínio Paleoproterozóico juvenil (norte da Guiana Francesa). Em conseqüência disto, sugeriu-se aqui modificações nos limites convencionados entre a Província Maroni-Itacaiúnas e Província Amazônia Central (Província Carajás).

Referências Bibliográficas.

- Cordani, U.G.; Sato, K.; Teixeira, W.; Tassinari, C.C.G.; Basei, M.A.S. 2000. Crustal Evolution of the South American Platform. In: SBG, International Geological Congress, 31. Tectonic Evolution of South America. p19-40.
- Delor, C.; Rossi, P.; Cocherie, A. Capdevilla, R.; Peucat, J.J.; Vidal, M. 1998. The French Guyana basement revisited: New petrostructural and geochronological results, and correlations with the West African Shield. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 40. Belo Horizonte, Anais..., 1998, p.49.
- Dall'Agnol, R.; Lafon, J.M.; Fraga, L.M.; Scandolaro, J.E.; Barros, C.E.M. 2000. The Precambrian Evolution of the Amazonian Craton. In: SBG, International Geological Congress, 31.
- DePaolo, J.D. 1981. Nd isotopic studies: Some new perspectives on Earth Structure and Evolution. *EOS*, vol.62. 14:137-140.
- Gibbs, A.K. & Barron, C.N. 1993. *The geology of the Guyana Shield*. Oxford University Press (New York), Clarendon Press (Oxford). Oxford monographs on geology and geophysics. 22, 246p.
- Gruau, G.; Martin, H.; Leveque, B. Capdevilla, R. 1985. Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of Lower Proterozoic granite-greenstone terrains in French Guyane, South America. *Precambrian Research*. 30: 63-80.
- João, X.S.J. & Marinho, P.A.C. 1982. Catametamorfitos Arqueanos da região centro-leste do Território Federal do Amapá. In: SBG, Simpósio Geologia Amazônia, 1, Belém, Anais..., v. 2: 207-228.
- Kober, B. 1986. Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age-investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source. *Contrib. Mineral. Petrology*, **93**: 482-490.
- Montalvão, R.M.G. & Tassinari, C.C.G. 1984. Geocronologia precambriana do Território Federal do Amapá (Brasil). In: SBG, Simpósio Geologia Amazônia, 2, Manaus. Anais..., MME-DNPM: 54-57.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3), 174-182.
- Teixeira, W.; Tassinari C.C.G.; Cordani, U.G.; Kawashita, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonics implications. *Precambrian Research*. 42:213-227
- Vanderhaeghe, O.; Ledru, P.; Thiéblemont, D.; Egal, E.; Cocherie, A.; Tegiey, M.; Milési, J.J. 1998. Contrasting mechanism of crustal growth Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guyana. *Precambrian Research*. 92: 165-193.

Geologia da Área do Projeto PROMIN RENCA – Sudeste do Escudo das Guianas

José M.A. Carvalho, Lúcia T. Rosa Costa, Paulo S.F. Ricci, Marcelo L. Vasquez, Evandro L. Klein, Armínio G. Vale, Edésio M.B. Macambira

CPRM – O Serviço Geológico do Brasil / Superintendência Regional de Belém

Introdução

A CPRM, com objetivo de alavancar o investimento em pesquisa mineral, criou um programa de levantamento aerogeofísico de alta resolução, cujo objetivo é subsidiar o mapeamento geológico, com ênfase à região amazônica. Esta nova estratégia de mapeamento está sendo implantada através do Projeto PROMIN RENCA (Reserva Nacional do Cobre e Associados), o qual está sendo desenvolvido pela CPRM– Belém desde o ano 2000, com término previsto para 2003, e que tem como principal objetivo a cartografia geológica nas escalas 1:250.000 e 1:100.000, em uma área com cerca de 33 km².

Esta região esteve resguardada de pesquisas geológicas desde meados dos anos 80. Portanto, seguramente correspondia, até então, a uma das áreas mais desconhecidas ou de conhecimento mais defasado do território brasileiro.

O objetivo deste trabalho é divulgar os resultados obtidos na primeira fase do referido projeto, que constam basicamente de informações geológicas de campo, petrográficas e geocronológicas preliminares, as quais estão descritas em maior detalhe em Ricci et al. (no prelo).

Geologia

A área em questão localiza-se no SE do Escudo das Guianas, no domínio da Província Maroni -Itacaiúnas de Tassinari (1996). Três domínios geológicos foram mapeados nesta região, os quais apresentam características contrastantes quanto ao patrimônio litológico, condições de metamorfismo e características geofísicas e estruturais, denominados, de NE para SW, Terreno Antigo Cupixi – Tartarugal Grande (TACTG), Cinturão Jari (CJ) e Orógeno Carecuru – Paru (OCP).

O TACTG é dominado litologicamente por ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, com fraco a moderado grau de migmatização, e migmatitos subordinados, metamorfizados na fácies anfibolito, inseridos no Complexo Tumucumaque. Datações por evaporação de Pb em monozircão apontam idade mesoarqueana (2,85 Ga) para a cristalização do protólito ígneo destes gnaisses, com migmatização ocorrendo no Paleoproterozóico por volta de 2,13 Ga (V. G. Avelar, comunicação escrita). Este domínio tem *trend* NW-SE, cujas foliações apresentam mergulhos médios para NE ou SW. Geofisicamente, caracteriza-se por um padrão magnético calmo e radiação média, relacionada

ao Complexo Tumucumaque, e mais elevadas nas áreas de ocorrência de granitóides orogênicos, descritos posteriormente.

O CJ ocorre na porção central da área como uma faixa NW-SE de aproximadamente 100 Km de largura, onde dominam rochas de alto grau metamórfico na assembléia de embasamento, que inclui os complexos Jari-Guaribas, Baixo Mapari, Iratapuru, Guianense e Bacuri. Este domínio é articulado com os adjacentes por megalineamentos transcorrentes, os quais controlam as seqüências tipo *greenstone belts* do Grupo Vila Nova, no limite NE com o TACTG, e do Grupo Ipitinga, no limite SW com o OCP, que definem grandes cinturões de supracrustais. Uma conspícua estruturação dúctil caracteriza este domínio, com *trend* de foliação NW-SE e mergulhos médios pra SW, predominantemente, atingindo altos valores ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes dúcteis, de várias dezenas de quilômetros. Estes lineamentos e subordinadas zonas de cavalgamento apresentam grande incidência neste domínio, e são responsáveis pela estruturação morfológica dos diversos conjuntos de rocha, que ocorrem, via de regra, como faixas alongadas e lentes segundo o *trend* NW-SE. Esta estruturação é marcada nos mapas magnetométricos por grandes anomalias magnéticas lineares de pequeno comprimento de onda. Nos mapas radiométricos verifica-se a baixa radiação das assembléias de embasamento contrastando com os altos valores dos granitóides e seqüências de supracrustais.

O Complexo Jari-Guaribas é definido por ortognaisses bandados, que alternam bandas de composição enderbítica/charnoenderbítica e bandas máficas com clino e ortopiroxênio. Apresentam-se fortemente migmatizados, com leucossomas quartzo-feldspáticos de fácies granulito e anfíbolito.

O Complexo Baixo Mapari encerra ortognaisses graníticos, que localmente atingiram a isógrada do ortopiroxênio (gnaisses charnockíticos), com notável bandamento e algumas feições de migmatização, os quais hospedam lentes concordantes de clinopiroxênio-anfíbolitos.

O Complexo Iratapuru é dominado por metassedimentos clásticos e químicos exalativos da fácies anfíbolito alto a granulito. São quartzitos a sillimanita e granada, kinzigitos a cordierita, formações ferríferas com clinopiroxênio e granada-biotita-sillimanita xistos.

O Complexo Guianense é uma unidade predominantemente gnáissica, mais ou menos migmatizada, composta por ortognaisses cinza, tonalíticos e granodioríticos, com tipos quartzo dioríticos, trondhjemíticos e monzograníticos subordinados, metamorfizados na fácies anfíbolito, e portadores de freqüentes lentes anfíbolíticas, aleitadas concordantemente.

O Complexo Bacuri está representado por um corpo alongado intrusivo nos gnaisses do Complexo Guianense e parcialmente recoberto por supracrustais do Grupo Vila Nova. Representa uma intrusão acamadada, constituída por serpentinitos, cromititos, tremolititos e anfíbolitos, foliados e metamorfizados na fácies anfíbolito alto (Sá et al., 1997; Spier, 1999).

Determinações geocronológicas Pb-Pb em gnaisses dos complexos Jari-Guaribas e Guianense atestam idades arqueanas para o protólito ígneo destas rochas (Rosa Costa et al., neste evento).

O Grupo Vila Nova é representado por metamafitos e metaultramafitos incluídos na Formação Igarapé Araújo, e quartzitos, formações ferríferas, xistos pelíticos, anfibolitos e metavulcânicas félsicas da Formação Serra das Coabas. O Grupo Ipitinga é composto por metamafitos e metaultramafitos com metavulcânicas félsicas subordinadas da Formação Igarapé do Inferno, formações ferríferas (fácies óxido e silicato) da Formação Igarapé dos Patos e metassedimentos clásticos, predominantemente quartzitos, da Formação Igarapé Fé em Deus. Neste domínio ocorre ainda uma faixa de supracrustais que apresenta um posicionamento intradomínio, ao contrário das anteriores, sendo composta por metamáfica-ultramáficas, formações ferríferas e quartzitos, inseridos na Seqüência Samaúma. O metamorfismo das seqüências supracrustais varia de xisto verde a anfibolito. Nessas seqüências foram registradas várias ocorrências auríferas primárias, filoneanas (Klein, neste evento).

O OCP é dominado por ortognaisses e granitóides primitivos do Complexo Paru-Maratiá e da Suíte Intrusiva Carecuru, respectivamente. Os primeiros apresentam-se mais ou menos migmatizados, composições predominantemente tonalítica e granodiorítica, metamorfizados na fácies anfibolito. Na Suíte Intrusiva Carecuru estão incluídos dioritos, tonalitos e eventuais trondhjemitos, com grande heterogeneidade estrutural, variando desde termos com estrutura ígnea preservada até termos miloníticos. Estes dois conjuntos apresentam, caracteristicamente, uma baixa radiação que contrasta com os altos radiométricos do Núcleo Granulítico Paru, que ocorre na porção central deste domínio. Este núcleo é composto por gnaisses enderbíticos, charnoenderbíticos e máficos, pouco migmatizados, do Complexo Ananai, os quais hospedam diversos plutons com composição variando entre feldspato-alcalino charnockitos e charnoenderbitos, inseridos na Suíte Intrusiva Igarapé Urucu. Neste domínio ainda estão presentes faixas de rochas supracrustais tipo *greenstone belts*, representadas por metamáfica-ultramáficas, metadacitos e subordinadamente metassedimentos clásticos e químicos, com metamorfismo na fácies xisto verde, que compõem as seqüências Fazendinha, Treze de Maio e Cuiapocu, todas com posicionamento intradomínio.

Um expressivo magmatismo orogênico entre 2,15 e 2,14 Ga (Rosa Costa et al., neste evento) foi registrado na área, com composições que variam desde termos primitivos até evoluídos, o qual está representado pelas suítes intrusivas Carecuru, Cupixi, Igarapé Urucu, Igarapé Careta e pelos corpos denominados Granito Igarapé Castanhal e Alasquito Urucupatá. A Suíte Intrusiva Carecuru, anteriormente descrita, tem ocorrência restrita ao OCP, enquanto a Suíte Intrusiva Igarapé Urucu, também já citada, ocorre tanto no OCP, especificamente no Núcleo Granulítico Paru, quanto no CJ. Neste último domínio ocorre como corpos alongados e com forte estruturação interna. As demais

unidades magmáticas têm ocorrência restrita ao CJ, apresentam composições desde feldspato-alcalino granitos a monzogranitos, com raros granodioritos (maciços pouco expandidos). Apresentam-se, via de regra, deformados, variando de incipientemente foliados a milonitizados. Diversos *stocks* e batólitos de granitóides também foram mapeados, porém até aqui não individualizados em unidades formais.

O magmatismo pós-orogênico está representado por granitóides da Suíte Intrusiva Parintins, enquanto as manifestações do magmatismo anorogênico são constituídas por intrusões circunscritas de granitos tipo A, de 1,75 Ga (Vasquez & Lafon, neste evento), além da Alcalina Camaipi, dos monzonitos e monzogabros da Suíte Intrusiva Boa Macaca e corpos básicos a intermediários indiferenciados.

Considerações Finais

Ao finalizar a primeira fase deste projeto, pode-se constatar algumas contribuições dadas à geologia regional da área enfocada. Dentre as principais, ressalta-se a compartimentação da área em terrenos tectonoestratigráficos ou domínios geológicos, que implicou na reformulação dos fundamentos estratigráficos. As principais revisões propostas foram as redefinições dos complexos gnáissico-migmatíticos já conhecidos, como os complexos Guianense e Tumucumaque, e da unidade de alto grau metamórfico representada pelo Complexo Ananaí, além das proposições de novas unidades que englobam volumes infracrustais (complexos Jari-Guaribas, Baixo Mapari, Iratapuru e charnockitóides intrusivos da Suíte Intrusiva Igarapé Urucu). Nestas reformulações inclui-se também a subdivisão das supracrustais, reconhecendo megasequências interterrenos, formalizadas nos grupos Vila Nova e Ipitanga, e sequências intraterrenos, informalmente denominadas sequências Fazendinha, Treze de Maio e Cuiapocu, no OCP, e Samaúma no CJ, além do reconhecimento de diversos granitóides orogênicos intrusivos, anteriormente incorporados aos complexos de médio a alto graus. Finalmente, as datações geocronológicas realizadas confirmaram as diferentes idades das assembléias de embasamento em seus respectivos domínios, bem como posicionaram cronoestratigraficamente algumas das suítes de granitóides individualizadas.

Referências Bibliográficas

- Ricci, P.S.F.; Carvalho, J.M.A.; Rosa Costa, L.T.; Klein, E.L.; Vasquez, M.L.; Vale, A.G.; Macambira, E.M.B.; Araújo, O.J.B. no prelo . *Geologia e recursos minerais do Projeto PROMIN RENCA – Fase 1*. Belém, CPRM.
- Sá, J.H.S.; Prichard, H.M.; Fisher, P.; Spier, C.A.; Matos, A.A. 1997 . Elementos minerais do grupo da platina no Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri, Amapá. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, XXXIX, Salvador, *Boletim de Resumos Expandidos*, Vol. 6, p. 202-204.
- Spier, C.A. & Ferreira Filho, C.F. 1999 . Geologia, estratigrafia e depósitos minerais do Projeto Vila Nova, Escudo das Guianas, Amapá, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 29 (2):173-178.
- Tassinari, C.C.G. 1996 . *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão de dados isotópicos*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Livre Docência, 139p.

Grupo Surumu e Suíte Intrusiva Saracura, RR – Novas Idades Pb-Pb em Zircão e Interpretação Tectônica

José Augusto Vieira Costa¹
João Batista Sena Costa²
Moacir José Buenano Macambira³

¹DGC/UFRR vieira@technet.com.br; ²DGL/UFPA jsena@ufpa.br; ³Pará-Iso/UFPA moamac@ufpa.br

Introdução

As investigações geológicas e geocronológicas em unidades litológicas do Grupo Surumu e da Suíte Intrusiva Saracura, situadas em áreas pertencente aos municípios de Normandia e Uiramutã, região nordeste de Roraima, esclareceram pontos importantes sobre a evolução do Escudo das Guianas; os principais resultados são apresentados neste Simpósio. O quadro geológico dessa área é caracterizado por ampla diversidade de unidades litológicas e elementos estruturais gerados através processos de instalação e inversão de bacias no intervalo de 2.100 Ma a 1.000 Ma.

Geologia

As unidades litoestratigráficas ocorrem principalmente na porção nor-nordeste do Estado de Roraima e são representadas pelo Grupo Surumu (Amaral et al., 1970) e pela Suíte Intrusiva Saracura, que foram reunidas por Melo et al. (1978) no Supergrupo Uatumã.

O Grupo Surumu é formado por rochas vulcânicas félsicas-intermediárias, com os principais tipos petrográficos sendo representados por dacitos, riolitos andesitos, cristal tufos, bomba-lápilli tufos, ignimbritos e brechas, dispostos geometricamente sob a forma de lentes ou sigmóides com dimensões quilométricas e orientadas nas direções E – W e WNW – ESE. Por vezes, destacam-se como relevos residuais (*inselbergs*) sustentados por derrames félsicos ou por rochas piroclásticas (Costa, 1999).

A Suíte Intrusiva Saracura distribuem-se ao longo de uma faixa central da área, sustentando um extenso relevo montanhoso na borda meridional do Planalto das Guianas. Os litotipos pertencentes a essa unidade estão representados por variedades de rochas graníticas que consistem predominantemente de biotita sienogranitos e feldspato alcalino granitos de granulação média-grossa, com variações texturais para granitos granofíricos de granulação fina.

Costa (1999) definiu que o Granito Aviaquário proposto por Melo et al. (1978), é formado por sienogranito com idade de 1.917 ± 38 Ma, tendo sido englobado na Suíte Intrusiva Saracura a partir de observações de campo (Costa & Costa, 1996; Pinheiro et al. 1998).

Geocronologia

A determinação geocronológica das unidades litoestratigráficas estudadas foi desenvolvida no Laboratório de Geologia Isotópica do CG – UFPA. O método utilizado correspondeu à evaporação em monocristais de zircão, o qual está fundamentado no decaimento radioativo dos elementos U e Th para isótopos de Pb (Sunin & Malishev, 1983).

Os cristais de zircão foram obtidos por meio de técnicas rotineiras, envolvendo amostragem catalogada, trituração de rocha inalterada, bateamento, tratamento com bromofórmio e concentração no separador magnético. As amostras da Suíte Intrusiva Saracura foram analisadas pela técnica do filamento simples

(espectrômetro VG ISSOMASS 54E), enquanto que os cristais de zircão pertencentes ao Grupo Surumu passaram pela técnica do filamento duplo (espectrômetro FINNIGAN MAT 262).

Oito cristais de zircão pertencentes a uma amostra do Grupo Surumu (serra do Cavalo) foram analisados, mas apenas quatro cristais foram considerados para o cálculo da idade dessa ocorrência. A idade média obtida para esse conjunto de cristais de zircão foi de 2.006 ± 4 Ma, obtida a partir de 412 razões.

Três exemplos de rochas granitóides atribuídas a Suíte Intrusiva Saracura foram selecionados para análise (serra Aviaquário, serra Triunfo e serra Urubu), tendo sido obtidos os seguintes resultados, bastante similares levando-se em conta os desvios:

Serra Aviaquário: dezoito cristais de zircão foram analisados dessa amostra. Após o processo eliminatório estatístico, apenas seis forneceram resultados que permitiram o cálculo das idades, que revelou a média de 1.917 ± 38 Ma.

Serra Triunfo: análises de 05 cristais de zircão de amostra pertencente a serra do Triunfo conduziram a idade de 1.919 ± 61 Ma.

Serra Urubu: a média de idades obtidas para a ocorrência de sienogranito da serra Urubu foi de 1.875 ± 48 Ma.

Discussão dos Resultados

Grupo Surumu

Schobbenhaus et al. (1994), utilizando o método U-Pb, dataram três frações de zircão de dacitos coletados na serra do Tabaco (ao sul da área investigada), atribuídos ao Grupo Surumu e obtiveram idade de 1.966 ± 9 Ma, a qual foi interpretada como a idade de cristalização desse prólito vulcânico. Um dos trabalhos pioneiros referente a datação do Grupo Surumu (Basei, 1977), utilizando a metodologia Rb-Sr, obteve idade de 1.860 ± 12 Ma. Entretanto, as novas idades que têm sido obtidas para o Grupo Surumu, 1.966 ± 9 Ma (Schobbenhaus et al., op. cit.) e 2.006 ± 4 Ma (Costa,

1999) através de métodos mais confiáveis demonstram que essas manifestações vulcânicas são mais antigas do que as idades anteriormente obtidas no setor norte do Cráton Amazônico.

A idade de 1.917 ± 38 Ma revelada pelo método Pb-Pb através de evaporação em monocristais de zircão, por apresentar o menor desvio em relação as outras ocorrências datadas da Suíte Intrusiva Saracura, foi considerada como a idade mais representativa e até então a de maior valor para a cristalização dos granitóides pertencentes a Suíte Intrusiva Saracura.

Granitóides correlacionáveis a Suíte Intrusiva Saracura, a exemplo da Suíte Intrusiva Parauari, situada na Província Tapajós, revelaram idades aproximadas quando analisadas pelo método Rb-Sr, conforme resultados apresentados por Santos & Reis Neto (1982), os quais obtiveram uma isócrona de 1.947 Ma, a exemplo do que foi demonstrado por Tassinari (1996), que obteve uma isócrona Rb-Sr de 1.965 ± 16 Ma.

Considerando os dados apresentados neste trabalho e dos autores referidos, os quais correspondem até então as maiores idades para essas unidades, obtidas por método vinculado a sistema geocronológico menos suscetível a abertura, demonstra-se que ocorreu um importante período de fragmentação de blocos crustais com magmatismo associado, com idade mínima de 2.000 Ma na Plataforma Amazônica. A principal consequência do reconhecimento desse novo limite para o magmatismo félsico-intermediário é o deslocamento do limite superior do Ciclo Transamazônico que sempre foi considerado em torno de 2,0 a 1,8 Ga; a partir das datações obtidas, a idade mínima desse evento deve situar-se em torno de 2,1 Ga, como já caracterizado nos países ao norte do Brasil (Tassinari et al., 2000). É previsível ainda que os terrenos granito-greenstone, que serviram de substrato para esse evento magmático, deverão revelar-se mais antigos sob investigações através dos métodos U-Pb ou Pb-Pb aplicados em zircão.

Interpretação Tectônica

Importantes eventos de reativação plataformar caracterizaram a evolução geológica da região. O limite Proterozóico Inferior / Médio é marcado pela reativação de estruturas preexistentes vinculadas aos processos de estiramento crustal de larga escala sobre plataforma estabilizada (Wernicke, 1985; Coward, 1986). Nesse contexto, Costa (1999) e neste trabalho considera-se o modelo de processos relacionados com a primeira metade do Ciclo de Wilson (Fichter, 1996) envolvendo adelgaçamento litosférico, implicando em subida da astenosfera, elevação de isothermas, soerguimento regional, instabilidade tectônica, jogo de blocos crustais e magmatismo. Entende-se que as rochas ígneas foram geradas a partir de fusão parcial na base da litosfera, relacionada com a diminuição da pressão e manutenção de altas temperaturas.

Considerando a natureza das rochas que compõem o conjunto vulcano-plutônico (Grupo Surumu e Suíte Intrusiva Saracura), admite-se que o soerguimento regional, seguido de erosão que culminou

com a exposição de rochas de alto grau, antes da deposição das rochas vulcânicas. A geometria da bacia que alojou as rochas vulcânicas do Grupo Surumu sugere forte controle estrutural do seu desenvolvimento pelas estruturas dos cinturões de cisalhamento Guiana Central e Parima com a distribuição geral das rochas seguindo as direções das estruturas NE – SW e NW – SE, respectivamente. A idade mínima do evento que gerou essa bacia é, portanto, em torno de 2.006 ± 4 Ma.

Referências Bibliográficas

- AMARAL, G.; RAMGRAB, G.E.; OLIVEIRA, I.W.B.; MANDETTA, P.; DAMIÃO, R.N. 1970. Determinações Geocronológicas e Considerações Sobre a Estratigrafia do Pré-Cambriano na Porção Setentrional de Território de Roraima. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24, Brasília, Boletim Especial, SBG n°1. p.77.
- BASEI, M.A.S. 1977. *Idade do vulcanismo ácido - intermediário na região Amazônica*. São Paulo. Universidade de S. Paulo. Instituto de Geociências. 133p. (Tese de Mestrado).
- COSTA, J.A.V. 1999. Tectônica da Região Nordeste do Estado de Roraima. Belém. UFPA. Centro de Geociências. (Tese de Doutorado). 315p.
- COSTA, J.A.V. & COSTA, J.B.S. 1996a. Estruturação Proterozóica ao Longo da BR-174 Vila Pacaraima – Rio Surumu. Norte de Roraima. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 5, Belém, Resumos Expandidos. SBG-NN, p. 313 - 15.
- COWARD, M.P. 1986. Heterogeneous stretching simple shear and basin development. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 80, 325-36.
- FICHTER, L.S. 1996. Tectonic rock cycles. *J. Geosc. Educ.*, 44: 134 - 148.
- MELO, A.F.F.; SANTOS, A.J.; CUNHA, M.T.P.; CAMPOS, M.J.F.; D'ANTONA, R.J.G.; DAMIÃO, R.N. 1978. Projeto Molibdênio em Roraima. Relatório Final In: BRASIL. DNPM. Convênio DNPM/CPRM. Inédito. 6v.
- PINHEIRO, S.S.; FARIA, N.S.G.; BRITO, M.S.L. 1998. Serra do Aviaquário - Um granito do tipo Saracura - Petrografia e Litoquímica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40. Belo Horizonte. *Anais...* v.1, p.519 - 519.
- SANTOS. J.O.S. & REIS NETO, J.M. 1982. Algumas idades de rochas graníticas do Cráton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA., 32. Salvador, *Anais...* SBG. v.1. p.339 - 348.
- SCHOBENHAUS, C.; HOPPE, A.; LORK, A.; BAUMANN, A. 1994. Idade U/Pb do magmatismo Uatumã no norte do Cráton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil): primeiros resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Camboriú, *Anais...* SBG. v.2, p.395 - 397.
- SUNIN, L.V. & MALISHEV, V.I. 1983. The thermoisochochron method of determining Pb-Pb ages. *Geochem. Intern.*, 20: 34 - 45.
- TASSINARI, C.C.G. 1996. O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados istópicos. Tese de Livre Docência. Instituto de Geociências – USP. S. Paulo. 139p.
- TASSINARI, C.C.G., BETTENCOURT, J.S.; GERALDES, M.C.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D. A. (eds). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, Ac. Bras. Cien., p.41-96.
- WERNICK, B. 1985. Uniforme sense of simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, 22: 108 – 125.

Proterozoic reactivation episodes in the Amazon, Brazil

João Batista Sena Costa*, Yociteru Hasui**, Orlando José Barros de Araújo***

* Centro de Geociências – UFPA, Belém – PA (e-mail: jsena.@ufpa.br).

**Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro - SP.

***CPRM-O Serviço Geológico do Brasil. Belém, PA.

Introduction

The tectonic models proposed to explain the basins filled by sedimentary, volcanic and volcano-sedimentary units, the occurrences of various plutonic suites and of a series of normal, transcurrent and strike-slip faults and undifferentiated lineaments of Middle Proterozoic age in the Amazonian region, have long been discussed by many authors in terms of two tectonic theories.

The first is based on geochronological data and on tectonic reactivation, and postulates the existence of an Archaean core (Amazônia Central Province) bordered by the Maroni-Itacaiunas (2,2-1,8 Ga), Rio Negro-Juruena (1,7-1,4 Ga) and Rondoniano (1,4-1,0 Ga) accretion mobile belts (Cordani et al. 1979; Cordani & Neves, 1982; Teixeira et al. 1989; Sato & Tassinari 1997). The Amazônia Central Province would have evolved from reflection reactivation events due to the mobile belt formation between 1,9 and 1,3 Ga. The Rio Negro-Juruena evolution, based on isotopic and geochronologic analyses, involved the formation of an oceanic lithosphere during a sea floor spreading episode in the Middle Proterozoic, followed by subduction, generation of a magmatic arc and continental-arc collision (Tassinari 1984; Tassinari et al. 1996). In this period the Cratonic area was formed by the Amazônia Central Province, Maroni-Itacaiunas mobile belt and probably much of the West African Craton (Tassinari et al. 1996). Farther west are found the Rondoniano-San Ignácio and Sunsas mobile belts related to the San Ignácio (~ 1.300 Ma) and Sunsas (~ 1.000 Ma) orogenies, respectively (Litherland et al. 1989).

The second theory considers the Amazonian region as part of a crustal segment (Amazonian Craton) stabilized around 2.0 Ga, and divided into the Guyana and Brasil Central Shields, which underwent platform reactivation processes (e.g. Almeida, 1974; Amaral, 1974; Almeida & Hasui, 1988). The reactivations were grouped by Amaral (1974) into three main events (Paraense, 1.7-1.5 Ga; Madeirense, 1.4-1.2 Ga; and Rondoniense, 1.0-0.9 Ga) separated by periods of stability and affecting large belts with NW-SE trends. These reactivations were referred to as a unique long life intraplate extensional event (Issler & Lima, 1987). Santos (1981) also suggested three major reactivation events to explain the origin of the volcano-sedimentary covers, as follows: Uatumã (1.900 Ma); Parguazense (1.900 Ma); and K'Mudku or Rondoniense (1.200-1.000 Ma).

The extensional structures and stratigraphic units associated with the platform reactivation events were explained by Costa et al (1991) and Costa & Hasui (1992, 1997) as a lithospheric thinning model which involved control by the older ductile structures and development of a set of shear zones in the lower crust and upper mantle, with the asthenosphere rising under the areas which were affected by tectonic subsidence. The crustal thinning rates were not determined, but it is argued, on the basis of the nature and volume of the igneous rocks, that the stretching rate did not reach values as high as those expected in the oceanic crust formation stages.

The integration of more recent structural, stratigraphic and geochronologic data, mainly obtained through geological mapping of several areas in different parts of the Amazonian region by the CPRM - Brazilian Geological Survey, confirmed the existence of four major reactivation episodes in cratonic areas, as had been emphasized by Almeida (1974) and Amaral (1974). In general, these events include pulses of extensional basin formation accompanied by magmatism alternating with compression and strike-slip pulses in the Middle Proterozoic.

Discussion

Following the Arquean-Lower Proterozoic continental collages associated with the continent-continent collision events, the Amazonian region underwent four Platform reactivation episodes characterised by magmatism, sedimentation, metamorphism and deformation processes in large areas.

The first episode (2,1-1,8 Ga) generated a series of extensional basins throughout the Amazonian region, with variable geometry controlled by the trend of pre-existing ductile structures, which were filled with acid to intermediate volcanic rocks (Surumu and Iricoumé Formations, Uatumã Group and Roosevelt Sequence) and sedimentary rocks (Rio Fresco, Gorotire, Cubencranquém and Beneficente Formations). These rocks were then intruded by granitic plutons and batholiths (Saracura and Velho Guilherme Suites). A regional compression caused moderate to weak inversion of the basins with ductile-brittle faulting and folding affecting the volcanic and sedimentary units with a mineral assemblage similar to greenschist facies metamorphism.

The second episode (1,75-1,3 Ga) formed extensional basins in the state of Roraima, with architectures defined by asymmetric geometry and shallow marine water sedimentary filling (Roraima Supergroup) intruded by a series of granitic rocks (Surucucu, Serra da Prata and Mucajaí Suites) and mafic sills and dykes (Avanavero Suite). In the state of Pará, the granitic plutons of the Cumaru Suite also appear to be associated with extensional regime. However, in the state of Rondônia, the granitic rocks (Serra da Providência, Santo Antônio, Alto Candeias and São Lourenço-Caripunas Suites) are probably associated with a transtensive strike-slip regime.

The third episode (1,3-1,1 Ga) caused weak positive inversion in the southern boundary of the Roraima basin and formed compressive ductile-brittle shear zones along which granitic rocks of the gneissic basement and of the Mucajaí and Serra da Prata Suites were transformed into mylonites and cataclasites. During this period a brittle-ductile strike-slip regime generated left-hand strike-slip systems which are characterised by symmetric and asymmetric transpressive duplexes, mainly in the state of Roraima.

The fourth episode (1,1-0,9 Ga) is only observed in the state of Rondônia and originated a series of extensional basins which were filled by fluvial sequences (Palmeiral Formation), and fluvial and marine sequences (Sunsas Group), which were intruded by mafic rocks (Cacoal Mafic-Ultramafic Complex, Rio Pardo and Santa Clara Suites, Alta Floresta Formation, Costa Marques Suite) and granites (Rondônia Younger Granites). In the deformation progression ductile-brittle strike-slip shear zones were formed which affected mainly the granitic plutons (Alto Candeias Suite) and fluvial and marine sequences (Sunsas Group).

These reactivation episodes are interpreted as break up attempts in the Proterozoic megacontinent, in which geologic processes (e.g. isotherms rising, uplifting, tectonic and magmatism) can be related to the first half of the Wilson Cycle.

References

- Almeida, F.F.M. de. 1974. Evolução tectônica do Cráton do Gauporé comparada com a do Escudo Báltico. *Rev. Bras. Geoc.* São Paulo, 4(3):191-204.
- Almeida, F.F.M. de. & Hasui, Y. 1988. The Central Brazil Shield Reviewed. *Episodes*, 8(1):29-37.
- Amaral, G. 1974. *Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica*. São Paulo, Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado.
- Cordani, U.G.; Tassinari, C.G.C.; Teixeira, W.; Basei, M.A.S. & Kawashita, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: *Congresso Geológico Chileno, 2. Árica, 1979. Anais ...Árica, Chile*, p.137-148.
- Cordani, U.G. & Neves, B.B.B. 1982. The geologic evolution of South America during Archean and Early Proterozoic. *Rev. Bras. Geoc.* 12(1-3):78-88.
- Costa, J.B.S.; Pinheiro, R.V.L.; Araújo, O.J.B.; João, X.S.J. 1991. Esboço estrutural do Proterozóico Médio da Amazônia Oriental. *Bol. Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 3:9-24.
- Costa, J.B.S. & Hasui, Y. 1992. Aspectos fundamentais do Proterozóico Médio da Amazônia Brasileira. *Rev. Bras. Geoc.*, 22(4):487-492.
- Costa, J.B.S. & Hasui, Y. 1997. Evolução Geológica da Amazônia. In: Costa, M.L. & Angélica, R.S. (Eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. SBG – NN. Edidora Fanlângola. Belém.
- Issler, R.S. & Lima, M.I.C. 1987. Amazonian Craton Brazil granitogenesis and its relation to geotectonic units. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo. 17(70):426-441.
- Litherland; Annells, R.N.; Darbyshire, D.P.F.; Fletcher, C.J.N.; Hawkins, M.P.; Klinck, B.A.; Mitchell, W.I.; O'connor, E.A.; Pitfield, P.E.J.; Power, G.; Webb, B.C.. 1989. The Proterozoic of Eastern Bolivia and its relationship to the Andean mobile belt. *Prec. Res.*, 43:157-174.
- Santos, J.O.S. 1981. Classificação dos vulcanitos Uatumã (Petrologia). In: *Symposium Amazônico, Puerto Ayacucho, 1981. Memória.... Puerto Ayacucho, Venezuela, Dirección General. Setorial de mina y Geologia*. 768 p. (boletim 10), p. 259-272.
- Sato, K. & Tassinari, C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa, M.L. Angélica, R.S. (Eds.), *Contribuições à Geologia da Amazônia*, p. 91-142 (FINEP/SBG-NN).
- Tassinari, C.C.G. 1984. A porção ocidental do Cráton Amazônico: evidências isotópicas de acreção continental no Proterozóico Médio. In: *Symposium Amazônico. Manaus. Anais*, p. 439-446.

- Tassinari, C.C.G.; Cordani, U.G.; Nutman, A.P.; Van Schmus, W.R.; Bettencourt, J.S. & Taylor, P.N. 1996. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazonian Craton), and Tectonic Implications. *International Geology Review*. 38(2):161-175.
- Teixeira, W.; Tassinari, C.C.G.; Cordani, U.G. & Kawashita, K. 1989. A review of the geochronology of Amazonian Craton: tectonic implications. *Prec. Res.* (42):213-227.

The Käyser dolerite, an alkaline dike suite from Surinam

E.W.F. de Roever * and S.B. Kroonenberg **

* ONDEO-Nalco Europe, Oegstgeest, the Netherlands; ** Technical University Delft, Delft, the Netherlands

Introduction

The Precambrian interior of Surinam is transected by two types of dolerite dykes. Thick dykes, sills and inclined sheets of hypersthene-pigeonite dolerite, the Avanavero Dolerite, have a prevailing NE-SW strike, at a length of 150 km and more. They have an age of 1659 +/- 27 Ma (see Priem 1998; Hebeda et al., 1973) and can be correlated with the Roraima Intrusive Suite of Guyana. Narrow pigeonite dolerite dykes, the Apatoe Dolerite, have an age of 227 +/- 10 Ma (Priem et al., 1968). They have a N-S strike and are in cases over 200 km in length. A new type of dolerite, with a considerable amount of olivine, was recognised on e.g., the basis of trace element analysis. It occurs as a swarm of narrow dykes in W Surinam, extending from the Brazilian border in SW Suriname (Sipaliwini River) through the Käyser Mountains to the Upper Kabalebo River and probably the Corantijn River in the NW, a distance of more than 250 km, as shown on the geological map of Surinam (Bosma et al., 1977). They have a NW-SE strike and coincide with important faults which influence the drainage pattern (e.g., dykes along NW-SE parts of the Upper Kabalebo and Westrivier). The name Käyser Dolerite is proposed to distinguish them from the Apatoe and Avanavero Dolerite.

Mineralogical and chemical composition

The new type of dolerite consists of plagioclase (labradorite), olivine and pyroxene. Only one pyroxene is present, a purple, slightly pleochroic clinopyroxene with a small axial angle, probably titaniferous augite. It contains a fairly large content of opaque matter, mainly ilmenite, usually with rims of deep reddish-brown biotite. A minor constituent is a kaersutite-like amphibole with the same reddish-brown colour. Apatoe and Avanavero Dolerites are typically tholeiitic in mineral composition, containing two pyroxenes, a Ca-rich and a Ca-poor one, no or minor olivine, and granophyric intergrowths. The mineralogical composition of the olivine dolerites, however, suggests an alkaline affinity, by showing only one pyroxene accompanied by a large quantity of olivine, and lacking granophyric intergrowths.

Wet chemical analysis confirmed their alkaline nature. The combined alkalis, $4\frac{1}{2}$ - $6\frac{1}{2}$ %, are nearly twice as high as in Avanavero dolerite ($2\frac{1}{2}$ - $3\frac{1}{2}$ %, Hebeda et al., 1973). The high P₂O₅ content, 0.6-1%,

is also typical of alkalibasaltic rocks (cf. Floyd and Winchester, 1975). Avanavero dolerite samples have P₂O₅ contents of only 0.1-0.2 % (Hebeda et al., 1973). Also other minor and trace elements distinguish the Käyser dolerites from the tholeiitic Apatoe and Avanavero dolerites, such as their much higher Sr level.

Geochronology

K-Ar dating of an olivine dolerite from the Westrivier gave an apparent age of 4940 +/- 50 Ma, indicative of a very high excess of argon (Priem, pers. comm.). Excess argon is common in Avanavero-type dolerites from W Surinam, having been acquired during the Nickerie Metamorphic Episode at 1200 +/- 100 Ma (Priem et al., 1971). This episode caused mylonitization and partial resetting of Rb-Sr and K-Ar mica ages in granites and gneisses in western Surinam. As the olivine dolerite sample with excess argon comes from the (SW) part of Surinam afflicted by the Nickerie Metamorphic Episode, it is assumed that its excess argon was acquired during that episode, setting a minimum age of 1200 +/- 100 Ma for the olivine dolerites. Younger dolerites, of the Apatoe type, do not show excess argon, whether coming from eastern or western Surinam. The age of the granites and gneisses intruded by the olivine dolerite dykes, at least 1874 +/- 40 Ma (Rb/Sr data, Priem et al., 1971), but probably somewhat older, 1950 – 2050 Ma (zircon ages, Delor, pers. comm.), sets a maximum age for the dolerites.

Laser probe step heating of single biotite grains from the Westrivier olivine dolerite sample produced rather concordant results, with most grains exhibiting ages between 1.49 and 1.52 Ga. Two grains displayed clear plateau ages, with mean ages of 1487 +/- 7 Ma and 1518 +/- 8 Ma, resp. This age represents a cooling age, either after a metamorphic event or after intrusion of the dykes. In view of the lack of metamorphic events between, say, 1900 and 1250 Ma, the plateau ages for the two biotite grains and similar ages for three other grains are considered to indicate the time of intrusion and subsequent cooling of the dolerite.

Tectonic significance of the dolerite intrusions

The Apatoe dolerite dykes and the faults they are associated with follow a tensional pattern imposed upon the continental crust by movements in the upper mantle just prior to the onset of North Atlantic Sea-floor spreading (May, 1971; Berrange and Dearnley, 1975). This relatively mild tensional phase was followed by a more profound tensional event that resulted in the fault-bounded subsidence of the North Savannas graben and Jurassic extrusion of the Apoteri Volcanic formation, 180-150 Ma, synchronous with the opening of the southern North Atlantic (Berrange & Dearnley, 1975).

The Avanavero dolerite dykes, which mark the rigidization of the Guiana Shield after the Trans-Amazonian Orogeny, also indicate a major event, around 1650 Ma. Traditionally this magmatic event was associated with an abortive attempt at continental rifting (Choudhuri and Milner, 1971) but the erratic morphology of the intrusions has also been interpreted to reflect emplacement into a weak, juvenile crust (Gibbs and Barron, 1983). In Surinam the Avanavero dolerite dykes were thought to be associated with block-faulting along NW-SE and NE-SW directions. Since the NW-SE trending dykes have now been proven to consist of a different type of dolerite, the Käyser dolerite, probably also of different age, there remains an unidirectional fault pattern associated with the Avanavero dolerite dykes, which perhaps has an origin comparable to that of the Apatoe dolerite dykes.

The Käyser Dolerite dykes are associated with a pattern of major NW-SE faults that also dominates the course of the Corantijn and Coeroeni Rivers, and bounds a large, trough-like occurrence of acid metavolcanics in SW Surinam. The main dyke can be followed for 200 km in Surinam (and might continue into Brazil). Their intrusion may represent another large-scale tectonic event related to rifting in the eastern part of the Guiana Shield. There are no other major events of the same age as the supposed age of their intrusion, around 1500 Ma. However, in the western part of the Shield the huge (anorogenic) Parguaza granite pluton intruded approximately at this time.

References

- Berrange, J.P. & Dearnley (1975) - The Apoteri Volcanic Formation - Tholeiitic flows in the North savannas graben of Guyana and Brazil. *Geol. Rundschau* 64/3, 883-899.
- Bosma, W. (1971) - Geological reconnaissance in the Dalbana Creek area (Corantijn, western Suriname). *Geol. Mijnb. Dienst Sur., Med.* 21, 101-120
- Bosma, W., Kroonenberg, S.B., van Lissa, R.V., Maas, K., & de Roever, E.W.F. (1977) - Geological map of Suriname 1:500000. Explanation of the map: *Geol. Mijnb. Dienst Sur., Med.* 26
- Choudhuri, A., and Milner, M.W. (1971) - Basic Magmatism in Guiana and Continental Drift. *Nature Phys. Sci.* 232, p. 154-155.
- Floyd, B.A., & Winchester, J.A. (1975) - Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sci. Letters* 27, 211-218
- Gibbs, A.K., and Barron, C.N. (1983) The Guiana shield revisited. *Episodes* 2, p. 7-13.
- Hebeda, E.H., Boelrijk, N.A.I.M., Priem, H.N.A., Verdurmen, E.A.T., & Verschure, R.H. (1973) - Excess radiogenic argon in the Precambrian Avanavero Dolerite in western Suriname. *Earth Planet. Sci. Letters* 20, 189-200
- May, P.R. (1971) - Pattern of Triassic-Jurassic diabase dykes around the North Atlantic in the context of pre-drift position of the continents. *Bull. Geol.Soc.Am.* 82, 1285-1291.
- Priem, H.N.A., Boelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H., Verdurmen, E.A.T., & Verschure, R.H. (1971) - Isotopic ages of the Trans-Amazonian acidic magmatism and the Nickerie Episode in the Precambrian basement of Surinam, South America. *Geol. Soc.Am.Bull.* 82, 1667-1680.
- Priem, H.N.A., Boelrijk, N.A.I.M., Verschure, R.H., & Hebeda, E.H. (1968) - Isotopic age determinations on Surinam rocks, 3. Proterozoic and Permo-Triassic basalt magmatism in the Guiana Shield. *Geol. Mijnbouw* 47, 17-20.

Paleoproterozoic framework of the Guiana Shield

II - continental scale boudinage and ultra-high temperature granulite belt exhumation at 2.07-2.06 Ga

Claude Delor ¹, Jean-Michel Lafon ², Didier Lahondere ¹, Emond de Roever ³, Maria Leda Fraga ⁴,
Philippe Rossi ¹

¹ Service CDG, BRGM, Orléans, France; ² Pará-Iso, Centro de Geociências, UFPA, Belém, Brasil; ³
NALCO Europe, Amsterdam, The Netherlands; ⁴ CPRM – Serviço geológico do Brasil / Rio de
Janeiro, Brasil

Introduction :

The significance of granulite belts in modern and ancient orogens have been considered of critical importance to characterize their driving geodynamic processes. Collisional, and extensional geodynamic contexts are often discussed, with special references to high grade metamorphic domains characteristics (specific gradients, maximum pressures/temperatures, timing and structural relationships of the high grade belts related to adjoining terrains).

On the basis of upgraded regional field data in the eastern part of the Guiana shield together with new isotopic and petrostructural investigations, we discuss here evidences of late-Transamazonian continental scale boudinage, with exhumation of ultrahigh temperature granulite belts (2.07-2.06 Ga) between eo- to meso-Transamazonian domains (2.2-2.1 Ga).

A New Lithostructural Framework For The Guiana Shield

The Guiana shield forms an area of about 1.500.000 km² of mainly Precambrian rocks, in the northern portion of the south American continent. Archean protoliths have been identified in the far western borders (Imataca complex, Venezuela: Montgomery and Hurley, 1980) and the far western borders (central Amapá region, Brasil: João and Marinho 1982, Montalvão and Tassinari 1984, Lafon et al. 2000). In between, the Proterozoic crust shows evidence of younging crustal growth from northern Paleoproterozoic granite greenstones complex (2.2-2.0 Ga) to southern volcanic units (Uatumã volcanics: 1.97-1.8 Ga), sedimentary formations (Roraima group: 1.88-1.6 Ga) and alkaline magmatism (1.75 to 1.3 Ga).

The earlier Paleoproterozoic tonalite/trondjemite/granodiorite-greenstones Belt (TTG-GS Belt), formed between 2.25 and 2.11 Ga. (Delor et al. 2000, Tassinari et al. 2000) extends on the northern part of the shield for about 1000 km long from Amazon delta to Orenoque River. Sinistral shearing along the belt starts at ca. 2.1 Ga, with emplacement of a granitic suite, with pro parte K-Mg magmas.

From E to W, the dominant southeasterly trends in Amapá and French Guyana, progressively turn to N-S in Suriname, where they stop against the northeasterly Bakhuis granulite belt. The northern

part of the TTG-GS belt, i.e. along the coastlines of French Guyana and Suriname exhibits an antithetic, although less pronounced, bend and therefore converges to the Bakhuis Mountains.

The TTG-GS belt re-appears on the western side of the Bakhuis granulite belt and extends again to the west with a progressive trending curve from northeasterly, near the Bakhuis granulites, to E-W in Guyana and, finally, to southeasterly trends against the Imataca granulite belt. South of the Bakhuis granulites, high grade metamorphics and migmatites show continuously bended regional foliations.

A prominent acid plutonic-volcanic suite postdates all the above mentioned formations and hide the boundary between the Bakhuis granulites and the eastern and western TTG-GS belt. In Suriname, this suite, known as the Dalbana formation, has been mapped in details (ref carte 1/500 000) and both volcanic and leucogranite end members have been individualised. At a regional scale this suite displays the same regional curving trends than the TTG-GS belts.

To the South, the Dalbana formation extends in Brazil, where it is known as the Uatumã supergroup. This unit further extends across the Amazon basin and constitutes the borders of the Archean Carajás range. To the West, the Dalbana formation extends in Guyana, on the northern limb of the high grade belt. It is interrupted locally by the Mesozoic Takutu basin but clearly extends further West in Roraima state (Brazil) as Surumu volcanics and Pedra Pintada / Água Branca granites (2.0–1.96 Ga; Schobbenhaus et al. 1994, Almeida et al. 1997). The western extension of these acid plutonic-volcanic (APV) suite, although partly hidden below Roraima Mesoproterozoic detrital basins, can be traced to the extreme north west where it interrupts the Imataca granulite belt.

At the shield scale, TTG-GS belts, migmatites and APV suite display pinch and swell overall structure, inside which they constitute two E-W continental scale boudins limited by three granulite belts: Imataca, Bakhuis, Tartarugal Grande. Clearly the Imataca and the Bakhuis belts exhibit NE trends, at a right angle with the contiguous continental scale boudins. For the Tartarugal Grande granulite belt in Amapá, this trend is not observed but can be suspected further east below the Amazon river mouth NE-SW trend.

Evidence of ultra-high temperature (UHT) conditions in the granulite belts

The Bakhuis UHT assemblages : In the Bakhuis belt, UHT granulite conditions are recorded by orthopyroxene-sillimanite, sapphirine-quartz, and corundum-quartz-spinel (+ garnet, + sillimanite) bearing assemblages. These assemblages indicate temperature conditions exceeding 1000°C during earlier stages of high grade metamorphism, for pressure conditions of at least 10 Kb.

On the basis of petrographic texture relationships and phase mineral chemistry, the corundum-quartz-garnet-sillimanite bearing assemblages are interpreted as destabilisation of earlier cordierite-

plagioclase assemblages. Although cordierite has entirely recrystallised, plagioclase is preserved in garnet. This cordierite-plagioclase earliest association shows that earliest P-T conditions have been restricted to much lower Pressure (5-7 Kb) at temperature around 700-800 °C. This succession of metamorphic conditions corresponds to anticlockwise P-T path.

Of special interest for the genesis of granulites and UHT metamorphism, it is important to note that large massifs of gabbros and anorthosites have been identified in the southern part of the Bakhuis belt. Such magmatic series are commonly interpreted as products of mantle origin.

Other granulite belts: In the Imataca belt, Dougan (...) reports early HT conditions of metamorphism, around 1000°C, on the basis of co-existing two pyroxene assemblages. Such HT conditions are consistent with spinel-quartz associations. Lower temperature conditions are registered by cordierite-garnet-sillimanite assemblages at P= 5-7 Kb and T = 750°C .

In Central Amapá, two pyroxene bearing granulites have been described, with no evidence of UHT metamorphism so far. Our own observations, however, show that spinel-quartz earliest assemblages could have co-existed, pointing to possibly highest temperature metamorphic conditions.

Geochronology:

Five samples of high-grade rocks from the Bakhuis mountains have been dated by Pb-Pb evaporation method on zircons (Kober 1986) at the geochronological laboratories from BRGM (Orléans France) and UFPa (Belém, Brazil). An ultramylonitic orthopyroxene bearing granite (Su6b) furnished an Pb-Pb zircon age of 2065 ± 2 Ma. Zircons from two samples of deformed felsic veins (Su12aDV) and dykes (Su12aDF) within charnockite yielded ages of 2060 ± 4 Ma and 2058 ± 5 Ma, respectively. For a sillimanite-garnet gneiss (Su11d), an age of 2070 ± 3 Ma has been obtained on 3 zircons but a fourth grain provided increasing ages up to 2.11 Ga, at the highest temperature step. An enderbite granulite (Su3f) gave ages in the range of 2.08–2.15 Ga. The ages of 2.07 – 2.06 Ga are interpreted as the age of high grade metamorphism in the Bakhuis mountains, the older ages between 2.08 Ga and 2.15 Ga are considered as an inherited component from the early Transamazonian protoliths of the granulites. No evidence of an Archean inherited component has been detected in the dated samples, in good agreement with previous zircon U-Pb and whole rock Sm-Nd results (Priem et al. 1978; Ben Othman et al. 1984).

Proposal for a new model of continental scale boudinage

We propose an updated geological framework for the Guiana shield with two East-West TTG-GS continental scale boudins limited by three granulite belts: Imataca, Bakhuis, Tartarugal Grande. The Imataca and the Bakhuis belts exhibit clearly NE trends, at a right angle with the contiguous regional units which emphasized the behaviour of Paleoproterozoic crust as response to prolonged

sinistral shearing at continental scale. Combined petrological and isotopic results show that UH-Temperature conditions have been reached at 2.07–2.06 Ga, with anticlockwise P-T-t path. The full set of structural, petrological and isotopic data is better interpreted in terms of late Transamazonian crustal stretching, with mantle upwelling producing anorthosite and HT metamorphism at 2.07–2.06 Ga. Such thermotectonic regime represents the ultimate stages of the dominantly sinistral strike slip motions during oblique plate tectonic motions, as shown by the absence of crustal thickening in the TTG domains.

References:

- Ben Othman D.; Polvé, M.; Allegre, C.J. 1984. Nd-Sr isotopic composition of granulites and constraints on the evolution of the lower continental crust. *Nature*, 307: 510-515.
- Delor, C., Faraco, M.T., Fraga, L.M., Lafon, J-M., De Roever, E., Rossi, Ph., Vidal, M. 2000. Synthesis of the North Amazonian Precambrian Shield (SYNAPS) and trans-atlantic correlations: A geological framework for the analysis of Precambrian crustal growth. In : 31st. Intern. Geol. Congr.; Rio de Janeiro; Abstracts volume. CDRom Dougan 1977
- Almeida, M.E.; Fraga, L.M.; Macambira, M.J.B. 1997. New geochronological data of calc-alkaline granitoids of Roraima state, Brazil. In: South-American Symp. on Isotope Geology, Campos do Jordão, 1997. Ext. Abst. p.115-117
- Gruau, G.; Martin, H.; Leveque, B.; Capdevilla, R. 1985. Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of Lower Proterozoic granite-greenstone terrains in French Guyana, South America. *Precamb. Res.*, 30: 63-80.
- João, X.S.J. & Marinho, P.A.C. 1982a. Catametamorfismos arqueanos da região centro-leste do território Federal do Amapá. In: *Simp. Geol. Amaz.* 1, Belém. SBG. v.2. p. 207-228.
- Kober, B. 1986. Whole-grain evaporation for 207Pb/206Pb-age-investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source. *Contrib. Mineral. Petrology*, 93: 482-490.
- Lafon J.M., Avelar V.G., Rossi P., Delor C., Guerrot C., Pidgeon R.T. Geochronological evidence for reworked Neoproterozoic crust during Transamazonian Orogeny (2.1 Ga) in the southeastern Guiana Shield. In : 31st. Intern. Geol. Congr.; Rio de Janeiro. Abstracts volume. CDRom
- McReath, I. & Faraco, M.T.L. 1997. Sm-Nd and Rb-Sr systems in part of the Vila Nova metamorphic suite, northern Brazil. In: South American Symposium on Isotope Geology, 1, Campo de Jordão. Extended abstracts. P.194-196.
- Montalvão, R.M.G. & Tassinari, C.C.G. 1984. geocronologia pré-cambriana do Território Federal do Amapá (Brasil). In: *Simp. Amaz.* 2, Manaus. Anais... Manaus, MME-DNPM: 54-57.
- Montgomery, C.W. & Hurley, P.M. 1978. Total rock U-Pb and Rb-Sr systematics in the Itamaca series, Guyana Shield, Venezuela. *Earth Planet. Sci. Lett.* 39: 281-290.
- Priem, H.N.A.; Boelrijk N.A.I.M.; Hebeda E.H.; Kuijper R.P.; de Roever E.W.F.; Verdurmen E.A.T.; Verschure R.H.; Wielens J.B.W. 1978. How old are the supposedly Archean charnockitic granulites in the Guiana Shield basement of western Suriname (South America) ? Short paper of the 4th Intern. Conf. Geochron. Cosmochron. Isotope Geology. USGS Open File Report 78-701. p. 341-343.
- Schobbenhaus, C. ; Hoppe, A. ; Lork, A. ; Baumann, A. 1994. Idade U/Pb do magmatismo Uatumã no norte do Cráton Amazônico, Escudo das Guianas, Brasil : primeiros resultados. In : Congr. Bras. Geol., 38. Anais...Balneário Camboriu, v.2, p. 395-397.
- Tassinari, C.C.G.; Bettencourt, J.S.; Geraldés, M.C.; Macambira, M.J.B.; Lafon, J.M. 2000. The Amazonian craton. In: U. Cordani, J. Milani, A. Thomaz Filho e D.A. Campos. Tectonic Evolution of South America. Eds. 31st Intern Geol. Congr. 854p.

Paleoproterozoic framework of the Guiana shield

I – Early Transamazonian crustal growth as revealed by the new 1 : 500 000 scale geological map of French Guiana

Claude Delor ¹, Didier Lahondère ¹, Emmanuel Egal ¹, Alain Cocherie ¹, Catherine Guerrot ¹,
Catherine Truffert ¹, Jean-Michel Lafon ², Valter Gama de Avelar ², Hervé Theveniaut ¹, Philippe
Rossi ¹, Pascal Marteau ¹, Ramon Capdevila ³, Jean-Jacques Peucat ³

¹ BRGM, Orléans, BP 6009, 45060 France,

² Pará-Iso, Centro de Geociências, UFPA, Belém, Brasil

³ Géosciences Rennes, Université de Rennes I, 35042 Rennes, France

Introduction and Geological setting:

In the Guiana shield, Archean protoliths have been reported in the far western borders (Imataca complex in Venezuela: Montgomery and Hurley, 1978) and the far eastern borders (Amapá terrains, Brasil: Lafon et al, 1998). In between, the Proterozoic crust shows evidences of younging crustal growth from northern Paleoproterozoic granite greenstones complex (2.2-2.0 Ga), along the atlantic coast line, to southern volcanic sequences (Uatumã: 1.97 –1.8 Ga), sedimentary deposits (Roraima 1.88-1.7 Ga) and alkaline magmatism (1.7 to 1.3 Ga) when approaching the Amazon Basin (Tassinari et al., 2000).

As part of this Paleoproterozoic framework, the Precambrian basement of French Guiana has been described in terms of volcanosedimentary sequences (Paramaca), wrapping around igneous domains. Inside this so-called Transamazonian event, the pioneering work of Choubert (1974) has defined early suite of meta-intrusives known as “Guyanense complex” and late granitic suites with “Caraibe” and “Galibi” sub-distinctions. Such relative chronostratigraphic terminology has often been discussed in the Guiana shield, with unavoidable correlation difficulties due to the use of local names from one country to another. During the past two decades, isotopic data has been progressively carried out to provide absolute age bracketing. Most of the available geochronological data from French Guiana have been obtained by Rb-Sr and K-Ar methods with a few Sm-Nd and Pb-Pb results on whole rocks (Teixeira et al., 1985 ; Gruau et al., 1985). These studies have confirmed that the main evolution of French Guiana occurred between 2.2 and 1.9 Ga, despite the recent discovery, in Southern French Guiana, of unrounded zircons populations within quartzite of the Paramaca transamazonian volcano-sedimentary Formation, indicating the occurrence of previously unknown Archean terrane (Cocherie et al., 2000). But apart from some recent work (Milési et al, 1995; Vanderhaeghe et al, 1998), their data accuracy of several tens million years precluded any attempt to establish a refined timing of magmatic and metamorphic Transamazonian stages.

With special references to the new 1:500 000 scale geological map of French Guiana (Delor et al, 2001a), we present the plurithematic set of results obtained during the last 5 years, and their contributions to the understanding of the early Transamazonian crustal growth.

The new 1/500 000 geological map of French Guiana

Plurithematic methodology and high-resolution cartography tools: To unravel Precambrian terrains below the dense rainforest, airborne geophysics has been carried out above French Guiana, with recording of both radiometric and magnetic signals. The interpretation of radiometry for sub-surface data, and magnetism for deeper lithological signal integration has provided powerful discriminations.

Field checking along the main rivers allowed validation of these physical parameter images in terms of geological maps, with more precise unit classifications through the help of mineral and bulk rock analysis.

Moreover, the absolute age bracketing of this updated lithological mapping has been constrained by more than 100 new isotopic investigations, mainly U-Pb and Pb-Pb zircon/monazite dating together with Sm-Nd model ages (Cocherie et al, 2000, Delor et al, 2001a).

Mapping results: The oldest basement dated in French Guiana has been found in the northern and southern areas. Along the Atlantic ocean coastline, the “Ile de cayenne” trondjhemitic/gabbroic formations have provided zircon ages as old as 2208 ± 12 Ma in the Fe-gabbros of “Pointe Buzaret”. Early reworking of such bimodal magmatic suite is inferred for the production of TTG melts dated at *ca.* 2.18-2.16 Ga, in northern and southern parts of French Guiana.

Younger suite of TTG dated between *ca.* 2.15 Ga and 2.13 Ga, constitutes a large batholith in the central part of the French Guiana, where it corresponds to low magnetic and radiometric signals.

Volcano-sedimentary basins wrap around these TTG plutons, with more complex airborne signals due to change in their pelitic-quartzofeldspathic mineral content. These variations and contrasts at a regional scale are more specifically seen with gamma ray total count, and more specific K, U, Th maps. From an isotopic point of view, these volcano-sedimentary sequences show strong inherited component indicating processes of Archean crustal recycling. This conclusion which is widely assessed by negative values of the Sm-Nd epsilon ratios, is supported by inherited zircons dated at *ca.* 3 Ga in the Camopi area. Besides this protolith information, further constraints on the volcano-sedimentary sequence are given by zircon ages : 2156 ± 6 Ma on rhyolites, “minimum age” of 2132 ± 3 Ma (age of tonalite intrusive) for intruded pelites, “maximum age” of 2115 ± 4 Ma (age of inherited zircons) for upper conglomerates. This wide timespan shows that basin formation has been a long and continuous process synchronous with TTG emplacement.

The youngest rock units are mainly constituted by granitic suite, with pro parte Mg-K end members (amphibole \pm pyroxene bearing-granites), with various magnetic responses and strong radiometric values. They are dated mainly at ca. 2105-2090 Ma although late leucogranite rock types, dated at 2080-2060 Ma are encountered in the northern part. From a structural point of view, this granitic plutonism is contemporaneous with sinistral shearing in sedimentary and plutonic formations. In southern terrains, this sinistral shearing can be seen at regional scales with the development of sigmoidal shapes of foliation trajectories. In the northern area, this sinistral shearing is contemporaneous with the opening of pull-apart basins filled by conglomerates and sandstone (Ledru et al, 1991).

From a petrological point of view, and despite a clearer high temperature imprint in the southern terrains, metamorphic gradients are symptomatic of medium to low pressure types. The cause of metamorphism is mainly due to both TTG and granitic type plutonism, with evidence of thermal aureoles, in a global context of moderate crustal thickening .

Dyke swarms are dissecting all previous lithologies. Most of them are oriented NNW-SSE (more rarely WNW-ESE) and are Early Jurassic. The major dyke swarm is located in the northeastern part, close to the mouth of the Oyapok river, and marks the precursor stages of the Atlantic ocean opening. However, in the western part, a NW-SE direction corresponds to a Neoproterozoic generation, dated at 810 ± 29 Ma by K-Ar method. This isotopic data has been confirmed by paleomagnetic poles inconsistent with younger Mesozoic generations.

Discussion

Isotopic data show evidence for dualistic crustal growth, with both Archean recycling and juvenile Paleoproterozoic crust accretion, as the result of mantle extraction processes, starting at least at 2.21 Ga.

From 2.20 Ga to 2.13 Ga (Eo- to Meso-Transamazonian), dominant tonalitic magmatism and regionally associated greenstones belts are interpreted in a scenario of “island arc plutono-volcanism” (Vanderhaeghe et al, 1998) with southwards directed subduction. Two major pulses of tonalitic magmatism are emphasized at 2.18 Ga (Eo-Transamazonian) and 2.13 Ga (Meso-Transamazonian).

At ca. 2.10 Ga, granitic magmatism occurs in response to the closure of island arc basins, and evolution from southwards directed subduction to sinistral wrenching.

Late detrital basin opening still occurs during that stage, and seems to locate in areas where crustal stretching is maximum (pull-apart basins). This stage dated at 2.08-2.06 Ga in French Guiana is amplified further west in Suriname and culminates with the production of the Bakhuis granulites belt dated at ca. 2.07-2.06 Ga (Delor et al, 2001b in this congress).

References

- Choubert B., 1974. Le Précambrien des Guyanes. Mémoire. BRGM, 213 p.
- Cocherie A., Rossi Ph., Legendre O., Lafon J.M., Delor C. and Jezequel P., 2000- Systematic dating on monazite and zircon by EPMA, a tool for geochronological surveying and mapping of Precambrian basements: the example of French Guiana. 31st Intern. Geol. Cong., Rio de Janeiro, Brazil, August 6-17, 2000.
- Delor C., Lahondère D., Egal E., Marteau P., 2001b. Carte Géologique de la Guyane à 1/500 000, 2nd edition, BRGM.
- Delor C., Lafon J-M., Lahondère D., de Roever E., Fraga ML, Rossi P., Potrel A., 2001b. Paleoproterozoic framework of the Guiana shield. II – Continental scale boudinage and Ultra-High temperature granulite belt production at 2.07-2.06 Ga, this congress.
- Gruau, G., Martin, H., Leveque, B., and Capdevila, R., 1985. Rb/Sr and Sm/Nd Geochronology of lower Proterozoic granite-greenstone terrains in French Guiana, South America. *Precambrian Research*, 30, 63-80.
- Lafon, J.M., Rossi, P., Delor, C., Avelar, V.G., and Faraco, M.T.L., 1998. Novas testemunhas de relíquias arqueanas na crosta continental paleoproterozóica da Província Maroni-Itacaiúnas (Sudeste do Escudo das Guianas). In : Congresso Brasileiro de Geologia, 40 ; Belo Horizonte. Anais p.64.
- Ledru, P., Lasserre, J.L., Manier, E., and Mercier, D., 1991. Le Protérozoïque inférieur nord guyanais: révision de la lithologie, tectonique transcurrente et dynamique des bassins sédimentaires. *Bull. Soc. Géol. France*, 162-4, 627-636.
- Milési, J.P., Egal. E.E., Ledru, P., Vernhet, Y., Thiéblemont, D., Cocherie, A., Tegye, M., Martell-Jantin, B., and Lagny, P., 1995. Les mineralisations du Nord de la Guyane Française, dans leur cadre géologique. *Chronique de la Recherche Minière*, 518, 5-58.
- Montgomery C.; and Hurley P.M., 1978. Total U-Pb and Rb-Sr systematics in the Imataca series, Guyana shield, venezuela. *EPSL*, 39, p.281-290.
- Teixeira, W., Kawashita, K., Taylor, P.N., Ojima, S.J., and Viera, A.G., 1985. Reconhecimento geocronológico da Guyana francesa: novos dados, integração e implicações tectônicas. Simpósio Geológico da Amazonia, 2. Belém. Anais. Belém. Sociedade Brasileira de Geociências, 1, 194-207.
- Vanderhaeghe, O., Ledru, P., Thiéblemont, D. ; Egal, E. Cocherie, A., Tegye, M., and Milési, J.P., 1998. Contrating mechanism of crustal growth. Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana. *Precambrian Research*, 92, 165-193.

Geologia das mineralizações auríferas do noroeste do Estado do Pará, Escudo das Guianas

Evandro L. Klein

CPRM/Serviço Geológico do Brasil, Belém-PA – eklein@amazon.com.br

Introdução

Na região noroeste do Estado do Pará, próximo à divisa com o Estado do Amapá (Fig. 1), foram reconhecidas uma série de ocorrências auríferas primárias explotadas por garimpeiros, além de uma mina abandonada. As principais características dessas mineralizações e um modelo geológico (descritivo) são apresentados.

Contexto geológico regional

A porção sudeste do Escudo das Guianas é dominada por rochas arqueanas e paleoproterozóicas englobadas por Tassinari & Macambira (1999) na província Maroni-Itacaiunas e por Santos et al. (2000) na província Transamazônica. Mapeamento geológico regional recente executado pela CPRM permitiu a compartimentação tectônica dessa área em três domínios (Fig. 1), de sudoeste para nordeste (Ricci et al. no prelo): i) Orógeno Carecuru-Paru (OCP), composto por granitóides paleoproterozóicos pouco evoluídos, gnaisses e granulitos arqueanos; ii) Cinturão Jari (CJ), dominado por complexos neoarqueanos de alto grau, além de granitóides paleoproterozóicos; iii) Terreno Antigo Cupixi-Tartarugal Grande (TACTG), composto por gnaisses cinza de fácies anfíbolito de idade mesoarqueana e migmatitos. Esses domínios são limitados por grandes lineamentos transcorrentes ou de cavalgamento, orientados segundo NW-SE, aos quais se associam seqüências metavulcano-sedimentares de fácies xisto verde e anfíbolito.

Mineralizações auríferas

As mineralizações auríferas primárias localizam-se na região dos rios Jari e Carecuru e encontram-se associadas à zona de articulação entre o OCP e o CJ (Fig. 1). Pouco mais de uma dezena de mineralizações foram reconhecidas neste domínio (além de jazimentos aluvionares), sendo a maioria garimpos ativos ou paralisados, com exceção do Carará, que constitui uma mina inativa com reserva total de 10 t de Au com teor médio de 21,20 g/t (Mineração Carará, 1989). As rochas hospedeiras são predominantemente metassedimentares (pelitos, quartzitos, formação ferrífera) seguidas de granitóides pouco ou não deformados e metavulcânicas máficas. O principal estilo de mineralização é representado por corpos de minério formados por veios de quartzo individuais, localmente sulfetados (pirita dominante). Sistemas irregulares de veios e zonas hidrotermais sem

veios de quartzo ocorrem de forma subordinada. Em escala de depósito, as estruturas hospedeiras (falhas e zonas de cisalhamento) têm caráter tanto dúctil quanto rútil e não demonstram uma orientação preferencial, havendo, entretanto, concentração de veios em torno das direções N30-50W, N80-85W e N50E, portanto, concordantes e discordantes com a estruturação regional e com a foliação das rochas encaixantes.

As principais texturas apresentadas pelo quartzo dos veios são sacaroidal, maciça leitosa a vítrea (*buck quartz*) e laminada. As duas últimas texturas são comumente encontradas em depósitos auríferos tipo *lode* (Dowling & Morrison 1989; Vearncombe 1993) e refletem profundidades pelo menos moderadas para a formação do quartzo (condições compatíveis com fácies xisto verde a anfíbolito). Além disso, o caráter laminado a xistoso do quartzo no garimpo Limão denota condições fortes de deformação dúctil, provavelmente favorecidas por altas pressões de fluidos (Vearncombe 1993).

Estudos microtermométricos preliminares de inclusões fluidas foram realizados apenas em veio de quartzo da mina do Carará e mostram a presença de fluidos carbônicos relativamente densos e desprovidos de H₂O. Características de fluido e ambiente geológico similares são apresentadas pelo depósito gigante de Ashanti em Ghana, no Cráton Oeste Africano (Schmidt Mumm et al. 1997).

Uma classe diferente de mineralização aurífera é sugerida por Faraco (1997) que descreve, na serra do Ipitinga, mineralização de cobre sulfetada, contendo ouro, do tipo vulcanogênica exalativa sindeposicional, hospedada em rochas ricas em quartzo e clorita (basaltos hidrotermalizados). As condições de P-T da mineralização foram estimadas entre 250° e 450°C e 0,7 a 2,3 kb, a partir de inclusões fluidas ricas em metano.

Conclusões

O padrão estrutural das mineralizações estudadas, sua associação com terrenos orogênicos e rochas metamórficas de baixo a médio grau e sua tipologia (*lode*), forma um grupo relativamente coerente e assemelha-se a outras mineralizações melhor estudadas em outros terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Canadá e Austrália (Kerrick & Cassidy 1994), Craton Oeste Africano (Oberthür et al. 1998), Guiana Francesa (Marcoux & Milési 1993) e na porção norte do Estado do Amapá (Ferran 1988; Nogueira et al. 2000). Depósitos auríferos com estas características vêm sendo denominados de orogênicos (Groves et al. 1998) ou tardi-orogênicos, estruturalmente controlados (Witt & Vanderhor 1998), devido à sua associação com processos magmáticos, metamórficos e tectônicos atuantes em estágios finais de orogenias acrescionárias e colisionais.

Depósitos vulcanogênicos associados ao hidrotermalismo de fundo oceânico, como o citado por Faraco (1997), não são necessariamente confinados a um tipo específico de ambiente tectônico (Lydon 1988) e se ajustam bem ao modelo de depósitos orogênicos (cf. Groves et al. 1998).

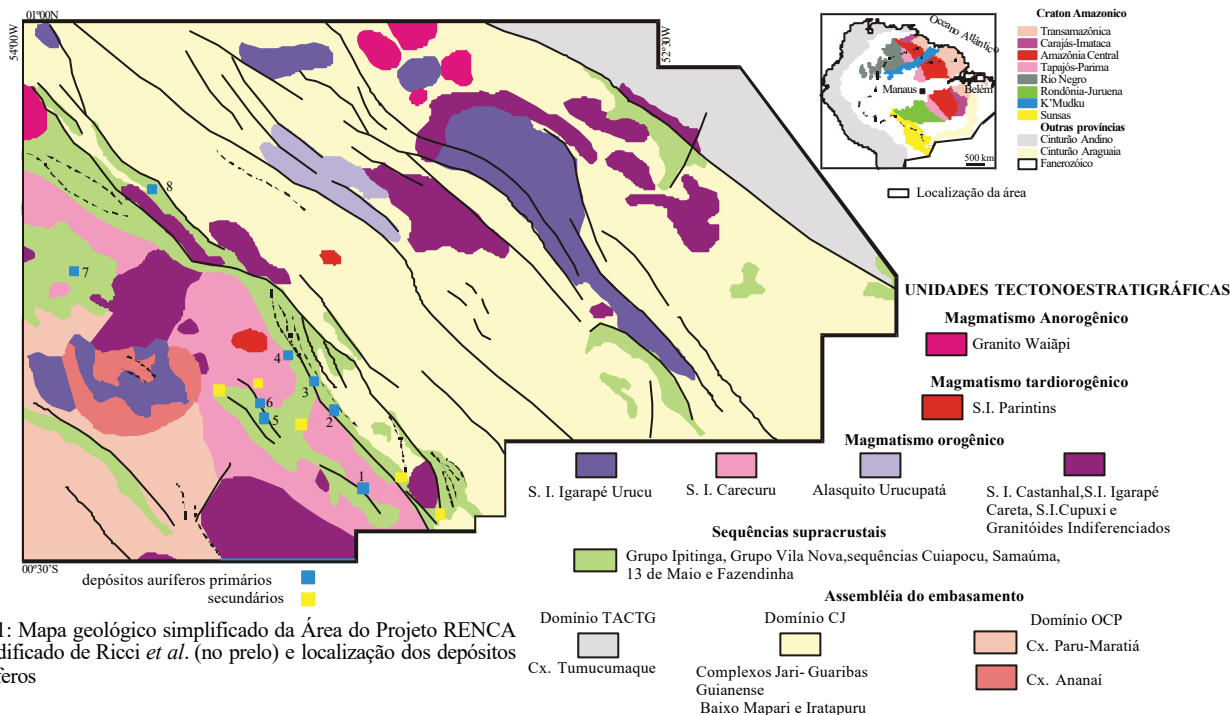


Fig.1: Mapa geológico simplificado da Área do Projeto RENCA (modificado de Ricci *et al.* (no prelo) e localização dos depósitos auríferos

Tabela 1: características principais das mineralizações auríferas primárias da região fronteira entre Pará e Amapá

	garimpo/ frente de lavra	encaixante	textura	alteração hidrotermal	mineralogia	orientação do veio/corpo mineralizado	dados econômicos	ref
1	Nova Divisão	tonalito	sacaroidal			N85W/40NE	saprólito – 18 kg 1 g/m ³	1
1	Nova Divisão	tonalito	maciça		capry, py, gal	NOE		1
2	Mina Carará	quartzito	sacaroidal, maciça	ser		N20-55W/75- 85SW	10 t/ 21,20 g/t	1,3
3	Mamão/Xapuri-1	metassedimento	sacaroidal	ser			saprólito + veio – 20 kg/11 g/m ³	1
3	Mamão/Xapuri-2	metassedimento		ser		N50E/45SE-NW		1
3	Mamão/Ceará-1	metassedimento	sacaroidal, brechada	ser		N45W/60SW	saprólito + veio – 1 kg/ 0,6 g/m ³	1
3	Mamão/Ceará-2	metassedimento/ metavulcânicas	maciça, smoke	ser		N30W/85SW	90-180 g/dia	1
4	Igarapé do Inferno	monzogranito			py			1
4	Igarapé do Inferno	monzogranito				bolsões		1
5	Nova Esperança	monzogranito	sacaroidal laminada bandada,	ser	py	N50W/58SW		1
6	Castanhal	metassedimento	maciça, laminada	ser, turm		N30W/60SW N60E/60SE		1
7	Limão	formação ferrífera	maciça, bandada (ribbon), xistosa		Py		50 kg/ 200-300 g/dia	1
8	Ipitinga	metabasalto (± BIF)	maciça		po, py, capry, sph			2
8	Ipitinga	metabasalto	cisalhado		capry, py, cov	N85W/10SW		2

Referências : 1 – Klein et al. (2001); 2 – Faraco (1997); 3 – Mineração Carará (1989)

Referências bibliográficas

- Dowling K., Morrison G. 1989 Application of quartz textures to the classification of gold deposits using North Queensland examples. *Economic Geology Monograph* **6**: 342-355.
- Faraco, M.T.L. 1997 Evolução petroquímica e metalogenética das rochas e mineralizações associadas à Suíte Vila Nova na Serra do Ipitinga (NW do Pará). Tese de Doutorado, Centro de Geociências, UFPA, Belém. 245 p.
- Ferran A. 1988 Depósito de ouro de Salamangone e Mutum, Calçoene, Amapá. In: Schobbenhaus C., & Coelho C.E.S. (coord) Principais depósitos minerais do Brasil. Brasília, DNPM/CVRD, v3, p. 581-588.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, **13**: 7-27.
- Kerrich R., Cassidy K.F. 1994 Temporal relationships of lode gold mineralization to accretion, magmatism, metamorphism and deformation – Archean to present: a review. *Ore Geology Reviews*, **9**: 263-310.
- Klein, E.L., Costa, L.T.R., Carvalho, J.M.A. 2001 Projeto RENCA – Geologia de algumas mineralizações auríferas do noroeste do Estado do Pará, na região dos rios Jari e Carecuru. Belém, CPRM. Relatório de viagem, 13 p.
- Lydon, J.W. 1988. Volcanogenic massive sulphide deposits. Part 1: a descriptive model. In: Roberts, R.G. & Sheahan, P.A. (eds) Ore Deposits Models. Geoscience Canada, Reprint Series 3, p. 145-153.
- Marcoux E., Milési J.P. 1993 Lead isotope signature of Early Proterozoic ore deposits in Western Africa: comparison with gold deposits in French Guiana. *Economic Geology*, **88**: 1862-1879.
- Mineração Carará S.A. 1989 Relatório final de pesquisa de uma área de 1000 ha situada na confluência do rio Carará com o rio Carecuru, município de Almeirim, Estado do Pará. Processo DNPM 851330/81. Belém.
- Nogueira S.A.A., Bettencourt J.S., Tassinari C.C.G. 2000 Geochronology of the granitoid-hosted Salamangone gold deposit, Lourenço district, Amapá, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 261-264.
- Oberthür T., Vetter U., Davis D.W., Amanor J.A. 1998. Age constraints on gold mineralization and Paleoproterozoic crustal evolution in the Ashanti belt of southern Ghana. *Precambrian Research*, **89**:129-143.
- Ricci, P.S.F., Carvalho, J.M.A., Costa, L.T.R., Vasquez, M.L., Klein, E.L., Macambira, E.M.B., Vale, A.G., Araújo, O.J.B. (no prelo) Geologia e recursos minerais do Projeto RENCA – Fase I. Belém, CPRM.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon craton based on integration of field mapping and u-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**: 453-488.
- Schmidt Mumm, A., Oberthür, T., Vetter, U., Blenkinsop, T.G. 1997. High CO₂ content of fluid inclusions in gold mineralisations in the Ashanti Belt, Ghana: a new category of ore forming fluids? *Mineralium Deposita*, **32**: 107-118.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**: 174-182.
- Vearncombe J.R. 1993 Quartz vein morphology and implications for formation depth and classification of Archaean gold-vein deposits. *Ore Geology Reviews*, **8**: 407-424.
- Witt W.K., Vanderhorf F. 1998 Diversity within a unified model for Archaean gold mineralization in the Yilgarn craton of Western Australia: an overview of the late-orogenic, structurally-controlled gold deposits. *Ore Geology Reviews*, **13**: 29-64.

Granulitos tardi-Transamazônicos (2,06 Ga) na região norte do Estado do Amapá: o charnoquito de Calçoene

Jean-Michel Lafon ⁽¹⁾, Claude Delor ⁽²⁾, Orlando S. Barbosa ⁽¹⁾

⁽¹⁾Pará-Iso, Centro de Geociências, UFPA, Belém, Brasil (lafonjm@ufpa.br)

⁽²⁾Service CDG, BRGM, Orléans, France;

Introdução - Várias ocorrências de faixas granulíticas foram descritas no Escudo das Guianas (Tassinari et al. 2000). Na porção norte do Escudo, na Venezuela, encontra-se o Complexo Imataca. O Cinturão Granulítico Guiana Central constitui uma faixa aproximadamente WSW–ENE, que se estende desde o nordeste do Suriname (Bakhuis Moutains) até o nordeste do Estado do Roraima, no Brasil. No Estado do Amapá, rochas granulíticas foram descritas na região central do Estado (Suite Tartarugal Grande). A idade, a extensão e o contexto geodinâmico de formação dessas faixas granulíticas, ainda são pontos polêmicos. Em particular, a existência ou não de protólitos arqueanos bem como a idade do metamorfismo granulítico (paleoproterozóica ou mais antiga) ainda são muito discutidas. Questiona-se também o tipo de rochas que ocorrem nessas faixas (rochas metamorfisadas em contexto granulítico versus magmatismo catazonal). No Complexo Imataca, os protólitos ígneos das rochas granulíticas são indiscutivelmente de idade arqueana, porém a idade do metamorfismo não é bem controlada, podendo ser tanto arqueana quanto relacionada ao evento Transamazônico (Montgomery & Hurley 1978; Teixeira et al. 1999). Apesar de ter sido considerados como arqueanos por alguns autores (Gaudette et al. 1976), os dados U-Pb e Pb-Pb em zircão indicam para os granulitos do Cinturão Guiana Central indicam uma história paleoproterozóica para os protólitos e o metamorfismo de alto grau (Priem et al. 1978; Ben Othman et al. 1984; Fraga et al. 1997; Delor et al. Neste simpósio). No Amapá, idades arqueanas foram obtidas para granulitos da região central do Estado, bem como para algumas ocorrências de rochas granulíticas no nordeste do Estado do Pará (João & Marinho 1982; Lafon et al. 1998; Rosa Costa et al. neste simpósio). Entretanto, a idade do metamorfismo de alto grau ainda não é bem controlada. Nesse trabalho, dados geocronológicos para uma nova ocorrência de charnoquito da porção norte do Estado do Amapá são apresentados e a idade do metamorfismo granulítico é discutida.

Contexto geológico do Amapá - O Estado do Amapá, como toda a porção oriental do Escudo das Guianas, insere-se por inteiro no contexto da Província Maroni-Itacaíunas (Tassinari & Macambira 1999), ou da Província Transamazônica (Santos et al. 2000) ou, ainda, da Província Guiana Central (Dall’Agnol et al. 2000), com uma estruturação essencialmente paleoproterozóica ($\approx 2,2$ -1,9 Ga).

As principais unidades geológicas encontradas no Estado do Amapá são constituídas por ortognaisses tonalíticos, migmatitos e granulitos (3,2–2,6 Ga), seqüências de tipo *greenstones belts*

paleoproterozóicas ($\approx 2,26$ Ga) e, ortognaisses e granitóides paleoproterozóicos de composição variada desde tonalitos e dioritos (2,18–2,15 Ga) até granitos de anatexia crustal (2,1–2,08 Ga). Os dados de campo bem como o conjunto de dados geocronológicos disponíveis para as unidades geológicas do Amapá sugerem uma evolução similar àquela proposta para a Guiana Francesa por Vanderhaegue et al. (1998), com uma fase precoce de abertura oceânica com formação dos terrenos *greenstones* e rochas associadas (2,2–2,17 Ga), formação e aglomeração de arcos magmáticos em contexto de subdução com magmatismo predominantemente calcio-alcálico (2,17–2,12 Ga) e, colisão continental em contexto essencialmente transcorrente com intenso magmatismo de fusão crustal associado (2,1–2,08 Ga). A diferença entre a evolução geológica do Amapá e da Guiana Francesa reside na presença de relíquias arqueanas na forma de núcleos inseridos nas unidades paleoproterozóicas na porção centro sul do Amapá, sem equivalentes na Guiana Francesa, fazendo desse setor uma região de transição entre a Província arqueana de Carajás, a sul, e um domínio juvenil paleoproterozóico a norte (Lafon et al. 2000).

Os granulitos do Amapá foram incluídos nas suítes Tartarugal Grande – Ananai e se concentram na porção central do Estado. Hasui et al. (1984) sugeriram, com base em dados geofísicos, a extensão de um cinturão granulítico na porção norte. A existência desta extensão a norte não foi confirmada até então, porém continua sendo mencionada em trabalhos de síntese sobre a geologia do Amapá (Faraco et al. 2000).

O charnoquito de Calçoene, descrição e geocronologia – O charnoquito alvo deste trabalho aflora logo a norte da cidade de Calçoene (02.28.38N; 051.03.41W), em grandes lajedos na beira da estrada Calçoene – Oiapoque.

No afloramento, a rocha apresenta um aspecto granular amarronzado, típico de granitos charnoquíticos. A assembléia mineralógica é constituída por quartzo, K-feldspato, ortopiroxênio, biotita e anfibólio. Os minerais são alongados segundo um plano de foliação orientado N110, com mergulho de 45 NE, conforme estruturação regional. Enclaves de granulitos de extensão métrica a plurimétrica, com piroxênios predominantes, apresentam uma granulação fina e uma estruturação interna dobrada, cortada pela foliação do charnoquito. Em lâmina delgada, a fácies charnoquítica apresenta alternâncias centimétricas de níveis de quartzo e K-feldspato dominante (95%) com biotita subordinada (5%) e níveis onde minerais ferromagnesianos (piroxênio, anfibólio e biotita) coexistem em percentagem igual com quartzo e feldspato. A coloração da biotita é típica de condições de cristalização em alta temperatura. O ortopiroxênio é bastante recristalizado em anfibólio e biotita. Esses dois minerais constituem fenocristais na matriz. O ortopiroxênio parece ser precoce em relação ao episódio de cristalização do magma. Apatita, zircão e alguns minerais opacos completam a paragênese mineral.

A presença de enclaves com piroxênios e plagioclásio no charnoquito e a ausência da granada indicam que as condições da fácies granulito (700-800°C) foram alcançadas a pressão baixa a intermediária (< 7 Kb). Essas condições granulíticas teriam afetado um protólito regional do qual o charnoquito representaria uma fase última de fusão *in situ*.

Zircões de uma amostra do charnoquito, isenta de enclaves, foram datados pelo método de evaporação de Pb (Kober 1986) no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) da UFPa, segundo os procedimentos padrões do Pará-Iso. Nove grãos foram analisados os quais forneceram uma ou duas etapas de evaporação. Nas etapas de alta temperatura, as variações de idades observadas espalharam-se de 1988 Ma até 2062 Ma. Os quatro grãos com idade mais antiga definiram uma idade média de 2059 ± 2 (2σ), interpretada como a idade de cristalização dos zircões no magma charnoquítico. Não há evidências da presença de componente de Pb herdado nos zircões analisados.

Discussão e conclusões - A idade de 2059 ± 2 Ma encontrado para o charnoquito de Calçoene indica a existência de um magmatismo charnoquítico tardi-transamazônico na porção norte do Estado do Amapá. As características petrográficas e as relações petro-estruturais entre os enclaves granulíticos e o charnoquito hospedeiro sugerem que o magmatismo charnoquítico representa uma fase última de fusão em condições granulíticas de alta temperatura. Nesse caso, a idade de 2,06 Ga seria também aquela do metamorfismo regional de alto grau. Entretanto não se pode descartar totalmente uma idade mais antiga para os enclaves de granulitos.

Na região de Tartarugal Grande, rochas granulíticas (charnoquitos e enderbitos) forneceram idades de Rb-Sr de 2,45 Ga (João & Marinho 1982) e Pb-Pb em zircão de até 2,58 Ga. (Lafon et al. 1998) para a formação dos protólitos dessas rochas. Idades modelo $T_{(DM)}$ em torno de 3,0 Ga fora também obtidas para estas rochas (Lafon et al. 2000). Na mesma área, a presença de um corpo charnoquítico, similar ao charnoquito de Calçoene foi evidenciada, o qual forneceu uma idade Pb-Pb de 2053 ± 1 Ma e $T_{(DM)}$ em torno de 3,0 Ga (Avelar et al. este simpósio). As relações entre o metamorfismo granulítico regional e o magmatismo charnoquítico não foram bem estabelecidas, entretanto, sugere-se que os mesmos sejam contemporâneos, admitindo portanto uma idade tardi-transamazônica de 2,05 Ga para este episódio de alto grau.

No noroeste do Suriname, idades similares (2,07-2,06 Ga) foram obtidas para rochas granulíticas do Cinturão Guiana Central (Delor et al. Este simpósio). Ao contrário dos granulitos da região de Tartarugal Grande, a ausência de crosta arqueana envolvida não deixa dúvida quanto à idade tardi-transamazônica do evento de alto grau.

A idade de 2059 ± 3 Ma, obtida para o charnoquito de Calçoene, indica que o episódio de magmatismo charnoquítico, evidenciado na região central do Amapá, se estende à região norte do Estado. O charnoquito de Calçoene seria mais uma manifestação de um evento tardio em relação

ao Orógeno Transamazônico (2,07-2,05 Ga) como resultado de processos de “*boudinage*” em escala continental. (Delor et al.; Este simpósio)

Referências bibliográficas

- Avelar, V.G.; Lafon, J.M.; Delor, C. 2001. Geocronologia Pb-Pb em Zircão e Sm-Nd em Rocha Total da Porção Centro-Norte do Amapá. Implicações Para a Evolução Geodinâmica do Escudo das Guianas. Este simpósio.
- Ben Othman D.; Polvé, M.; Allegre, C.J. 1984. Nd-Sr isotopic composition of granulites and constraints on the evolution of the lower continental crust. *Nature*, 307: 510-515.
- Dall'Agnol, R.; Lafon, J.M.; Fraga, L.M.; Scandolaro, J.E.; Barros, C.E.M. 2000. The Precambrian Evolution of the Amazonian Craton. In: SBG, International Geological Congress, 31. CD-ROM
- Delor C.; Lafon J.M.; Lahondère D.; De Roever E.; Fraga M.L.; Rossi P. 2001. Paleoproterozoic framework of the Guiana Shield II - continental scale boudinage and ultra-high temperature granulite belt exhumation at 2.07-2.06 Ga. Este simpósio.
- Faraco, M.T.L.; Marinho, P.A.C.; Vale A.G. 2000. Metallogenic map of the Amapá/NW Pará state integrated to JERS-1 Radar image. CPRM-SUREG/Belém.
- Fraga, L.M.; Almeida, M.E.; Macambira, M.J.B. 1997. First lead-lead zircon ages of charnockitic rocks from Central Guiana Belt (CGB) in the State of Roraima, Brazil. In: South-American Symp. on Isotope Geology, Campos do Jordão, 1997. Ext. Abst. p.115-117
- Gaudette, H.E.; Hurley, P.M.; Fairbairn, H.W.; Espejo, A.; Dahlberg, E.H. 1976. Older Guiana basement south of the Imataca complex in Venezuela and in Suriname. 24th Progr. Rept. 1974-1976. MIT Geochronol. Labor. R.M. 54-1122: 26-34.
- Hasui, Y.; Haraly, N.L.E.; Schobbenhaus, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: Symp. Amaz. 2, p.129-148.
- João, X.S.J. & Marinho, P.A.C. 1982. Catametamorfitos arqueanos da região centro-leste do território Federal do Amapá. In: Simp. Geol. Amaz. 1, Belém. Anais... Belém. SBG. Vol.2: 207-228.
- Kober, B. 1986. Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age-investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source. *Contrib. Mineral. Petrology*, **93**: 482-490.
- Lafon, J.M.; Rossi, P.; Delor, C.; Avelar, V.G.; Faraco, M.T.L. 1998. Novas testemunhas de relíquias arqueanas na crosta continental paleoproterozóica da Província Maroni-Itacaiúnas (Sudeste do Escudo das Guianas). In : Cong. Bras. Geol., 40 ; Belo Horizonte. Anais p.64.
- Lafon J.M.; Avelar, V.G.; Rossi, Ph.; Delor, Cl.; Guerrot, C.; Pidgeon, R.T. 2000. Geochronological evidence for reworked Neoproterozoic crust during Transamazonian orogeny (2.1 Ga) in the southeastern Guiana Shield. International Geological Congress, 31. Rio de Janeiro. Agosto 2000
- Montgomery, C.W. & Hurley, P.M. 1978. Total rock U-Pb and Rb-Sr systematics in the Itamaca series, Guyana Shield, Venezuela. *Earth Planet. Sci. Lett.* 39: 281-290.
- Priem, H.N.A.; Boelrijk N.A.I.M.; Hebeda E.H.; Kuijper R.P.; de Roever E.W.F.; Verdurmen E.A.T.; Verschure R.H.; Wielens J.B.W. 1978. How old are the supposedly Archean charnockitic granulites in the Guiana Shield basement of western Suriname (South America) ? Short paper of the 4th Intern. Conf. Geochron. Cosmochron. Isotope Geology. USGS Open File Report 78-701. p. 341-343.
- Rosa Costa L.T.; Vasquez M.L.; Carvalho J.M.A.; Ricci P.S.F.; Lafon J.M. 2001. Geocronologia Preliminar do Arqueano e Paleoproterozóico do NW do Pará/SW do Amapá – Escudo das Guianas. Este simpósio.
- Santos, J.O. S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Res.* **3** (4): 453-488.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3), 174-182.
- Tassinari, C.C.G.; Bettencourt, J.S.; Galdes, M.C.; Macambira, M.J.B.; Lafon, J.M. 2000. The Amazonian craton. In: U. Cordani, J. Milani, A. Thomaz Filho e D.A. Campos. *Tectonic Evolution of South America*. Eds. 31 Th Intern Geol. Congress. 854p.
- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Szabó, G.J., Mondim, M., Sato, K., Santos, A.P., Siso, C.S., 1999. Sm-Nd Constrains on protolith age of the Archean Imataca Complex, Venezuela. *II South American Symposium on Isotope Geology*, Actas, p. 136-138.
- Vanderhaeghe, O.; Ledru, P.; Thiéblemont, D.; Egal, E.; Cocherie, A.; Teguiey, M.; Milési, J.J. 1998. Contrasting mechanism of crustal growth Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guyana. *Precambrian Research*. 92: 165-193.

O Grupo Cauarane (Estado de Roraima): uma breve revisão litoestratigráfica

Renê Luzardo
Nelson Joaquim Reis

CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Av. André Araújo 2160, Manaus, AM, CEP: 69.060-001
luzardo@cprm-ma.gov.br; reis@cprm-ma.gov.br

Introdução

O Grupo Cauarane foi originalmente definido por Montalvão e Pitthan (1974) para reunir uma sucessão de metamorfitos de baixo a médio grau composta por xistos, quartzitos, itabiritos e anfíbolitos aflorantes na serra homônima, porção oriental do Estado de Roraima. Atualmente esta unidade inclui também rochas paraderivadas de alto grau e fácies granulito (Riker *et al.* 1999). Esta fácies encontra-se representada por gnaisses kinzigíticos, notadamente nas montanhas Murupu, Moça, Truarú e Taiano, este, em estabelecimento tectônico diferente daquele do Domínio Guiana Central (DGC, Reis & Fraga 2000) que apresenta estruturação NE-SW e metamorfismo da fácies anfíbolito superior a granulito (figura 1).

No DGC, as rochas ortognáissicas e metagranitóides foram reunidas na Suíte Metamórfica Rio Urubu (Fraga e Araújo 1999) e os parametamorfitos de alto grau, no Grupo Cauarane (Riker *et al.* 1999). Esta expansão, agora incluindo paragnaisses da fácies granulito e metassedimentitos da fácies xisto verde, criou uma ampla generalização que se encontra em inconformidade com o Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.* 1986), que não recomenda a inclusão de rochas metamórficas de alto grau nesta classe litoestratigráfica (grupo). Deste modo, objetivando prosseguir no estudo da distinção entre os terrenos de baixo e alto grau de metamorfismo desta porção de Roraima, faz-se à revisão da utilização do termo “grupo” para a unidade Cauarane, complexamente deformada e onde não é mais possível reconhecer seu empilhamento estratigráfico original.

Petrografia e Metamorfismo

Os kinzigitos denotam granulação grossa, são maciços a bandados e ocorrem, localmente, migmatizados e milonitizados. Metacherts ferríferos e gnaisses calcissilicáticos ocorrem associados. Diques básicos e veios pegmatóides são comuns. Ao microscópio, apresentam textura granoblástica poligonal e paragênese metamórfica composta por cordierita, microclínio-pertita, sillimanita e granada, que caracteriza a fácies granulito de média pressão para rochas pelíticas (Yardley 1989) submetidas ao metamorfismo regional. As porções migmatizadas definem melanossoma composto por granada, sillimanita, cordierita, espinélio e minerais opacos, e leucossoma de composição quartzo-feldspática. As zonas miloníticas caracterizam um episódio de metamorfismo dinâmico de

baixa temperatura (retrometamórfico) posterior ao evento metamórfico regional de fácies granulito (Evento K´Mudku, Barron 1966).

Os metassedimentitos de baixo grau da serra Cauarane apresentam uma xistosidade bem desenvolvida que, geralmente, dispõe-se segundo a direção N-S e com mergulhos suaves. Os pelitos apresentam paragênese metamórfica formada por moscovita, biotita, microclínio e quartzo, característica da atuação de metamorfismo regional de baixo grau, fácies xisto verde, zona da biotita. Os metabasitos (hornblenda xistos) apresentam paragênese metamórfica composta por hornblenda verde, plagioclásio cálcico e epidoto. Esta paragênese é resultado da atuação de metamorfismo regional de grau médio, fácies anfíbolito.

Implicações Tectônicas

O questionamento a respeito das relações entre os terrenos de baixo e alto graus tem sido efetuado há décadas (Windley e Bridgewater, 1971; Condie, 1982) não permanecendo fora de questão o Escudo das Guianas (Lima 1984; Gibbs e Barron 1983; Barron 1987; Gibbs e Barron 1993).

Em Roraima, o reconhecimento de rochas de elevado grau de metamorfismo com diferente estilo estrutural àquele do DGC, revela complexo arranjo dos metamorfitos Murupu na proximidade de áreas de baixo grau de metamorfismo, p.ex., na região do Taiano. Na sua área-tipo, o Grupo Cauarane tem sido interpretado como uma bacia retro-arco, correspondendo a uma sucessão vulcanossedimentar/químico-exalativa e de natureza pouco definida (Riker *et al.* 1999). Reflete supostamente um terreno do tipo *greenstone* pouco preservado, contendo mega-enclaves de rochas paraderivadas que denotam metamorfismo da fácies granulito (porções basais soerguidas?) e cujas relações com o embasamento encontram-se mascaradas através da presença de granitóides sin- a tardi-orogênicos. Estes, gradam lateralmente a gnaisses, dificultando sua identificação em áreas pobremente expostas. As margens do terreno Cauarane (em grande parte encoberta pela sedimentação neogênica da Formação Boa Vista) parecem evidenciar zonas de maior deformação no limite entre os domínios estruturais Urariqüera e Guiana Central (Reis & Fraga 2000) com a formação de milonitos e pegmatitos, estes, com no mínimo duas diferentes gerações.

Considerações Finais

Mantém-se a denominação de Grupo Cauarane para representar um terreno exclusivamente de baixo a médio grau de metamorfismo no domínio Urariqüera, composto por uma sucessão metavulcanossedimentar formada, predominantemente, por metagrauvacas, metacherts ferríferos e xistos de derivação vulcânica e sedimentar. Propõe-se ainda, a utilização do termo Suíte Metamórfica Murupu para reunir os litótipos metamórficos paraderivados de alto grau (гнаisses kinzigíticos e calcissilicáticos) ocorrentes no âmbito dos domínios Urariqüera e Guiana Central,

distinguindo-os das rochas ortognáissicas da suíte Rio Urubu e destacando-se, também, similaridades com àquelas rochas descritas nos terrenos Kanuku da Guiana (Singh 1966; Berrangé 1977) e Coeroeni do Suriname (Kroonenberg 1976; Bosma *et al.* 1983).

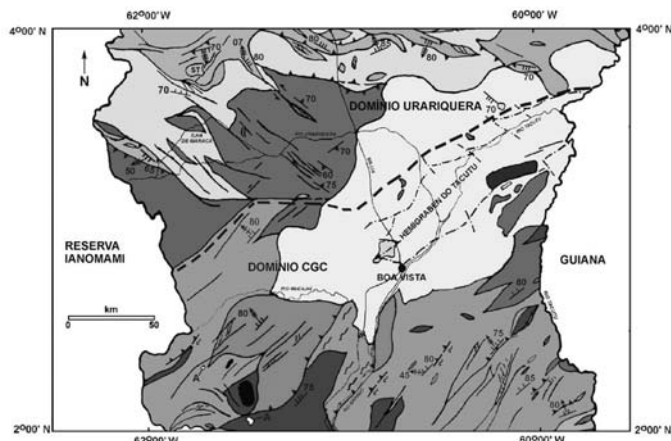


Figura 1 – Mapa Geológico Simplificado da porção centro-nordeste de Roraima (adaptado de Fraga *et al.* 1999)

Legenda: Cobertura Fanerozoica; **Domínio Guiana Central** - A – alcalinas; AMCG – Associação Anortosito-Mangerito-Charnockito-Granito Rapakivi; supracrustal Murupu; suíte Rio Urubu; **Domínio Urariquera** - suíte calcialcalina Orocaima; suíte alcalina Saracura; cobertura intracratônica Tepequém; supracrustais Cauarane e Murupu; suíte Urariquera

Bibliografia

- Barron C.N. 1966. Notes on the Stratigraphy of Central British Guiana. In: Conf. Geol. Interguianas, 6, Belém, PA. *Anais*: 121-126
- Barron C.N. 1987. Where's the Guyana's Mobile Belt? Guyana Geology & Mines Commission, Report No. CNB 1/87 (for IGCP Project 204)
- Berrangé J.P. 1977. The Geology of Southern Guyana, South America. *Inst. Geol. Sci. Overseas Memoir*, 4, 112 p.
- Bosma W., Kroonenberg S.B., Maas K., Roevers E.W.F. de 1983. Igneous and Metamorphic Complexes of the Guiana Shield in Suriname. *Geol. en Mijnbouw*, 62: 241-254
- Condie K.C. 1982. Plate Tectonics & Crustal Evolution. Pergamon Press Inc., New York, 310 p
- Fraga L.M.B., Araújo R.V. de, Haddad R.C. 1999. Suíte Metamórfica Rio Urubu. In: CPRM (ed.); *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (integrais), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima. Superintendência Regional de Manaus, Capítulo 3 – 3.5*
- Gibbs A.K., Barron C.N. 1983. The Guiana Shield Reviewed. *Episodes*, 2: 7-14
- Gibbs A.K., Barron C.N. 1993. The Geology of the Guiana Shield. Oxford University Press, New York, Clarendon Press, Oxford, 245 p.
- Kroonenberg S.B. 1976. Amphibolite-facies and Granulite-facies Metamorphism in the Coeroeni-Lucie Area, Southwestern Suriname. *Geol. Mijnb. Dienst. Suriname*, Medeling, 25: 109-289
- Lima M.I.C. de, Santos J.O.S., Siga Jr. O. 1986. Os Terrenos de Alto Grau do Cráton Amazônico. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 34, Goiânia, GO. *Anais*: v.2, 751-765
- Montalvão R.M.G. de, Pitthan J.H.L. 1974. *Grupo Cauarane*. Projeto RADAMBRASIL, Relatório Interno 21-G, Belém, Pará, 7p.
- Petri S., Coimbra A.M., Amaral G., Ojeda y Ojeda H., Fúlvaro V.J., Ponçano W.L. 1986. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, 16: 372-415
- Reis N.J., Fraga L.M.B. 2000. Geologic and Tectonic Framework of Roraima State – Guiana Shield. In: Int. Geol. Cong., 31, Rio de Janeiro, *Expanded Abstract*
- Riker S.R.L., Araújo R.V. de, Reis N.J. 1999. Grupo Cauarane. In: CPRM (ed.); *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (integrais), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima. CPRM. Superintendência Regional de Manaus, Capítulo 3 – 3.3*
- Singh S. 1966. Geology and Petrology of Part of the Guiana Shield in the South Savannas - Rewa Area of Guiana. *Geol. Surv.Br. Guiana Bull.*, 37: 127 p
- Windley B.F., Bridgewater D. 1971. The Evolution of Archean Low-and High-Grade Terrains. *Spec. Publ. Geol. Soc. Aust.*, 3: 33-46
- Yardley B.W.D. 1989. An Introduction to Metamorphic Petrology. New York: Longman Group UK. 248 p.

Correlação crono-litoestratigráfica e metalogenética entre as regiões da Serra dos Carajás (Escudo Brasil Central) e das serras Ipitinga/Navio (Escudo das Guianas)

Edésio Maria Buenano Macambira⁽¹⁾; Jean Michel Lafon⁽²⁾

⁽¹⁾ CPRM – Serviço Geológico do Brasil/Belém – Pará: fecmac@zaz.com.br

⁽²⁾ Laboratório de Geologia Isotópica/Pará-Iso – UFPA/Belém-PA: lafonjm@ufpa.br

Introdução:

Com o aumento do conhecimento geológico na região Amazônica tem se observado semelhanças entre as regiões da Serra dos Carajás, situada na porção central do Estado do Pará, e a abrangida pelas serras Ipitinga e Navio, localizada na região limítrofe do nordeste do Pará com o sudoeste do Amapá. Nos últimos anos, a integração dos resultados obtidos nos mapeamentos e pesquisas geológicas executadas pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM – Serviço Geológico do Brasil e a Universidade Federal do Pará, tem permitido a elaboração de correlações regionais entre as mencionadas regiões particularmente nos aspectos geocronológicos, litoestratigráficos e metalogenéticos.

As mencionadas regiões distam entre si, cerca de 750km e localizam-se na porção oriental do Cráton Amazônico, sendo que a Serra dos Carajás situa-se no Escudo Brasil Central e o conjunto Serra do Ipitinga/Serra do Navio no Escudo das Guianas. Em contexto geocronológico integram as províncias Amazônia Central e Maroni-Itacaiúnas, respectivamente(Tassinari & Macambira, 1999).

Contexto Geológico da Região da Serra dos Carajás

A Serra dos Carajás está localizada no domínio do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, o qual é resultante do cavalgamento do Bloco Araguacema sobre o Bloco Belém em um regime compressivo oblíquo (Araújo & Maia, 1991). Apresenta-se orientado segundo a direção E-W, como conseqüência da forte estruturação lenticular demonstrada pelas unidades litoestratigráficas componentes. Sínteses atualizadas das referências cronológicas para as principais unidades da região de Carajás encontram-se em Macambira & Lafon (1995), Avelar et al. (2000), Dall’Agnol et al. (2000), Lafon et al. (2000) e Tassinari et al. (2000). A base do empilhamento estratigráfico está constituída pelos granulitos do Complexo Pium (3,0-3,05 Ga). Sobrejacente, encontram-se os gnaisses e magmatitos do Complexo Xingu (2,97-3,0 Ga). Em seguida, observam-se seqüências metavulcano-sedimentares do tipo “greenstone belts” e assemelhadas, representadas pelos grupos Sapucaia, Rio Novo, Tapirapé, Alto Bonito, Salobo, Grão Pará, Aquiri, São Felix, Serra Misteriosa, etc. (2,75-2,76 Ga). Intrusivos no Grupo Rio Novo e no Complexo Xingu, verificam-se os complexos Máfico-Ultramáficos Luanga e Cateté (2,76 Ga). Marcando o final da evolução do

Cinturão de Itacaiúnas estão presentes corpos lenticulares de granitóides sincolisionais denominados de Granito Plaquê (2,72-2,74 Ga). Em alguns locais da região de Carajás, foram detectados corpos básicos intrusivos denominados de Santa Inês e Águas Claras (2,64 Ga). Como resultado da implantação do regime distensivo proterozóico, estabeleceram-se os maciços graníticos do Granito Parauari (1,92 Ga) e da Suíte Intrusiva Velho Guilherme (1,87-1,89 Ga) e coberturas sedimentares denominadas de Grupo Paredão. No Mesozóico, em consequência da reativação do regime distensivo, intrudiram os diques máficos do Diabásio Cururu.

Sob o ponto de vista metalogenético, os mais importantes recursos minerais da região de Carajás são: Fe, Au, Cu, Mn e Zn associados as seqüências metassedimentares e metavulcano-sedimentares; Ni, Cr e EGP relacionados aos corpos máfico-ultramáficos; Sn e W no âmbito dos granitos intrusivos.

Contexto Geológico da Região das Serras do Ipitinga/Navio

Esta região localiza-se no âmbito do Cinturão de Cisalhamento Jari e do Orógeno Carecuru – Paru, orientados segundo NW/SE, e é delimitada, a oeste, pelo Terreno Antigo Cupixi-Tartarugal Grande. As unidades basais do empilhamento estratigráfico (Ricci et al., no prelo) estão constituídas por um conjunto de gnaisses e migmatitos do Complexo Guianense, e por diversas faixas de granulitos denominados de complexos Ananaí, Iratapuru e Jari-Quaribas. Particularmente na porção leste da área de trabalho, verifica-se a presença de corpos máfico-ultramáficos, entre os quais, destaca-se o Complexo Bacuri. O Grupo Vila Nova está representado por faixas alongadas, constituído por uma seqüência metavulcano-sedimentar do tipo “greenstone belt” e com idades Sm-Nd em torno de 2,2 Ga (McReath & Faraco, 1997). Correspondendo aos termos finais da evolução do Cinturão Jari, são observados corpos de granitóides estratóides de natureza sincolisional agrupados na Suíte Intrusiva Igarapé Careta. Em diversos pontos são observados corpos máficos denominados de Diabásio Portela; relacionados aos estágios distensivos estão presentes maciços graníticos agrupados nas suítes Parintins e Waiãpi (1,75 Ga – Ricci et al., no prelo). Como produto do regime distensivo mesozóico são observados diques do Diabásio Cassiporé.

Os mais importantes recursos minerais estão relacionados ao Grupo Vila Nova e são representados pelo Au, Fe, Mn, Cu-Pb-Zn e EGP; Cr e EGP associados ao Complexo Bacuri; cassiterita, columbita, tantalita e lantanídeos relacionados aos granitóides anorogênicos.

Discussões e Conclusões

A comparação dos dois contextos geológicos sugere uma similaridade tectono-estrutural. Conforme apresentado na tabela abaixo, verifica-se uma notável concordância litoestratigráfica e metalogenética. A correlação geocronológica é observada no topo e na base do empilhamento

estratigráfico. Porém, na parte intermediária verifica-se que as correspondentes litologias apresentam idades arqueanas em Carajás e proterozóicas na região Ipitinga / Navio.

SERRA DOS CARAJÁS		LITOLOGIA	METALO-GENIA	SERRAS IPITINGA / NAVIO	
GEOCROLOGIA	ESTRATIGRAFIA			ESTRATIGRAFIA	GEOCRONO.
MESOZÓICO	Diabásio Cururu	Diques de diabásio		Diabásio Cassiporé	MESOZÓICO
PROTEROZÓICO	Suíte Intrusiva Velho Guilherme	Granitos orogênicos	Sn, Nb, Ta, ETRs	Granito Waiãpi	P R O T E R O Z Ó I C O
	Granito Parauari	Granitos pós-orogênicos		Suíte Intrusiva Parintins	
ARQUEANO	Gabro Santa Inês Gabro Águas Claras	Corpos máficos metamorfisados		Diabásio Portela	
	Granito Plaquê	Granitóides sincolisionais		Suíte Intrusiva Igarapé Careta	
	Suíte Intrusiva Cateté Complexo Luanga	Corpos máfico-ultramáficos metamorfisados ou não	Ni, Cr e EGP	Complexo Bacuri	
	Greenstones de Rio Maria - Tucumã Grupo: Sapucaia, Rio Novo, Tapirapé, Grão Pará, Aquiri e São Félix	Sequências metavulcano-sedimentares do tipo greestone belt e assemelhados	Au, Fe, Mn, Cu-Pb-Zn	Grupo Vila Nova	
	Complexo Xingu	Gnaisses e migmatitos		Complexo Guianense / Complexo Ananaí	
Complexo Pium	Granulitos			ARQUEANO	

Baseado nas correlações acima e nas pesquisas de Caputo (1984) sobre a origem da Bacia Paleozóica do Amazonas, pode-se admitir que a região em estudo, durante o Arqueano, possivelmente constituía um extenso terreno cratônico com uma análoga evolução. Com a implantação da Orogenia Transamazônica, a região das serras Ipitinga/Navio foi transformada, enquanto a dos Carajás foi preservada, resultando em rochas predominantemente arqueanas na porção sul e paleoproterozóicas na norte. Entretanto, foi conservado o padrão litoestratigráfico com correlacionáveis unidades e semelhante potencial metalogenético.

Referências Bibliográficas

- Araújo, O.J.B., Maia R. 1991. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Folha SB.22-Z-A Serra dos Carajás. Belém CPRM.
- Avelar, V.G., Correia Jr., F.C., Lafon J.M. 2000. Pb/Pb zircon ages of Neoproterozoic magmatic and metasedimentary rocks from the Tucumã region, Carajás Province (eastern Amazonia). 31st. Intern. Geol. Congress; Rio de Janeiro; 6-17 de Agosto de 2000. Abstracts volume. CDRom

- Caputo, M.V. 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brasil. PhD Thesis. Univ. of California, Santa Barbara, USA. 583p.
- Dall'agnol, R., Lafon, J.-M., Fraga, L.M., Scandolara, J.E., Barros, C.E.M. 2000. The Precambrian Evolution of the Amazonian Craton 31st. Intern. Geol. Congress ; Rio de Janeiro; 6-17 de Agosto de 2000. Abstracts volume. CDRom
- Lafon J.M., Macambira M.J.B., Pidgeon R.T. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil) 31st. Intern. Geol. Congress; Rio de Janeiro; 6-17 de Agosto de 2000. Abstracts volume. CDRom
- Macambira M.J.B., Lafon J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; síntese dos dados e novos desafios. Belém, *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi*, 7: 263-288.
- McReath, I. & Faraco, M.T.L. 1997. Sm-Nd and Rb-Sr systems in part of the Vila Nova metamorphic suite, northern Brazil. In: South American Symposium on Isotope Geology, 1, Campo de Jordão. Extended abstracts.: 194-196
- Ricci P. Dos S.F., Carvalho J.M. de A., Costa L.T.da R., Vasquez M.L., Klein, E.L., Macambira E.M.B., Vale A.G., Araújo O.J.B. de (no prelo) . Geologia e recursos minerais do Projeto RENCA. Fase I.
- Tassinari C.C.G., Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces in the Amazonian craton. *Episodes*, 22(3): 174-182
- Tassinari C.C.G., Bettencourt J.S., Geraldes M.C., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. The Amazonian craton. In: U. Cordani, J. Milani, A. Thomaz Filho e D.A. Campos. Tectonic Evolution of South America. Eds. 31 Th Intern Geol. Congress. 854p.

O Depósito Aurífero Amapari, Amapá: Rochas Encaixantes, Química Mineral e Metamorfismo

Luciana Viana de Melo¹, Raimundo Netuno N. Villas², José Wilson Soares³, Maria Telma L. Faraco⁴

¹Curso de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica da UFPa, lvmelo@bol.com.br

²Departamento de Geologia, Centro de Geociências, UFPa, netuno@ufpa.br

³Mineração Itajobi / Anglo Gold Brasil, soares@anglogold.com

⁴CPRM – Serviço Geológico do Brasil/Belém – Pará, Faraco@interconnect.com.br

Introdução O depósito aurífero Amapari situa-se no município de Pedra Branca do Amapari, a cerca de 18 Km a E-NE da cidade de Serra do Navio, no estado do Amapá. Nas circunvizinhanças da área afloram rochas da Suíte Metamórfica Vila Nova (SMVN), de idade paleoproterozóica, e alguns corpos granitóides nela intrusivos. O depósito está hospedado em uma seqüência metavulcanossedimentar pertencente à SMVN na qual os termos metassedimentares clásticos e químicos dominam sobre os metavulcânicos, estes de natureza exclusivamente máfica. Essas rochas foram afetadas por discretas zonas de cisalhamento em regime dúctil-rúptil, que as deformaram localmente e, na maioria delas, imprimiram marcante foliação. O depósito compreende os campos Urucum, ao norte, e Taperebá, ao sul, ambos localizados próximos dos contatos com o granito Amapari (Fig. 1). O presente trabalho objetiva caracterizar as rochas encaixantes da mineralização aurífera do depósito Amapari, com base em dados de campo, petrográficos e de química mineral, provenientes majoritariamente de rochas do campo Urucum.

Petrografia e Química Mineral As rochas encaixantes do depósito (Fig. 2) são xistos e formações ferríferas bandadas (FFB). Três principais associações mineralógicas definem os xistos: a) quartzo + plagioclásio + biotita; b) hornblenda + plagioclásio + biotita + quartzo; e c) granada + cordierita + turmalina + plagioclásio + biotita + quartzo. Essas rochas apresentam-se fortemente foliadas, com textura lepidoblástica a granonematoblástica. Algumas são bandadas e mostram graus variados de deformação. As FFB possuem textura granoblástica e bandamento composicional regular de espessura milimétrica a centimétrica ainda que localmente perturbado por movimentos tectônicos. Correspondem aos tipos óxido e óxido-silicático, nos quais bandas quartzosas alternam-se, respectivamente, com bandas ricas em fases opacas (magnetita e pirrotita) e ricas em anfibólios + fases opacas. Essas rochas encaixantes são cortadas pelo granito Amapari que é hololeucocrático, isótopo, ainda que em alguns domínios placas de mica estejam levemente orientadas, e pouco alterado. É constituído por quartzo, albita ($An_{5,5}$), microclina e muscovita. Os minerais varietais são a granada e a silimanita. A composição mineralógica, combinada com a ausência de produtos anatéticos em rochas da SMVN, permite estimar em 620-650°C e 2,3 a 3,8 Kbar, respectivamente, as condições de T e P, interpretando-se a formação do magma a partir da fusão parcial de rochas

metassedimentares mais profundas em ambiente de zonas colisionais continentais (Barberin 1999). Palhetas de muscovita foram datadas pelo método K-Ar fornecendo uma idade média de 1826 ± 35 Ma. Destacam-se também escarnitos representados por rochas isotrópicas, de textura granular, constituídas por dois domínios: 1) um rico em diopsídio, com porfiroblastos de granada, além de fases opacas, flogopita e periclásio; e 2) outro predominantemente carbonático com alguma flogopita.

Dados químicos revelam que há duas variedades de biotita nos xistos, uma rica em FeO (média de 20,9 %) e mais pobre em MgO (média de 9,6 %), e outra menos rica em FeO (média de 14,3 %) e mais rica em MgO (média de 12,7 %), esta última com valores de Al^{VI} bem mais elevados. Essas diferenças devem refletir variações composicionais dos protólitos que deram origem aos xistos. A turmalina é de composição dravítica com razões $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ na faixa de 0,53 a 0,77 e teores médios de CaO e Na_2O de, respectivamente, 0,85 % e 1,99 %. A cordierita tem composição homogênea com razões de $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ entre 0,74 e 0,76 e de Si/Al entre 1,24 e 1,27. A composição química do anfibólio das FFB mostra tratar-se de grunerita com razões $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ em torno de 0,3 e teores de Al_2O_3 próximos a 0,25 %. Quanto aos escarnitos, o piroxênio é a variedade diopsídio, que tem composição homogênea com cerca de 96 % do peso representados por SiO_2 , MgO e CaO e pequenas quantidades de FeO (média de 2,66 %) e de MnO (média de 0,81 %), correspondendo em média a $En_{46,29} Wo_{48,64} Fs_{5,07}$. A granada é rica nos componentes $Fe^{+2}_3Al_2Si_3O_{12}$ (36,60-38,51 %), $Mn_3Al_2Si_3O_{12}$ (25,95-27,40 %) e $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$ (29,31-30,65 %) com quantidades menores de $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ (3,80-4,06 %) e pobres em $Ca_3Fe^{+3}_2Si_3O_{12}$ (0,81-2,65 %) e $Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$ (<0,16 %).

Metamorfismo e Protólitos das Rochas Encaixantes No depósito Amapari estão registrados dois tipos de metamorfismo, um de caráter dínamo-termal e outro essencialmente termal. O primeiro foi responsável pela formação das variedades de xistos e pelas mais importantes mudanças texturais e mineralógicas das FFB. As associações mineralógicas dos xistos, algumas com cordierita ou cordierita + biotita, indicam condições da fácies anfibólito com temperaturas mínimas da ordem de 530°C (Yardley 1994). Nas FFB essas condições estão evidenciadas pela presença da grunerita (Klein 1973), bem como pelas dimensões dos grãos de quartzo que são superiores a 0,2 mm (Dorr 1964). Ademais, o desenvolvimento de texturas miloníticas e de cristais de granada estirados em planos de foliação dos xistos, bem como de grãos de cordierita rotacionados e microdobras truncando aqueles planos, apontam para um regime deformacional dúctil sob o qual zonas de cisalhamento se instalaram.

O metamorfismo termal gerou rochas que foram escarnitizadas por processos metamórfico-hidrotermais impostos pelo granito Amapari, tendo alcançado condições da fácies hornblenda-

hornfels e, localmente, piroxênio-hornfels. A associação calcita + diopsídio + granada indica que o intervalo de temperatura deve ter ficado entre 500 e 550°C para pressões em torno de 2 Kbar (Philpotts 1990). Porém a associação calcita + periclásio denuncia temperaturas mais altas que podem ter ultrapassado 700°C (Hyndman 1972). Os domínios levemente foliados no granito e feições microestruturais como *kink bands* e deformação intracristalina de megacristais de albita, fraturamento de megacristais de microclina e forte extinção ondulante do quartzo são evidências de deformação dúctil-rúptil (Passchier & Trouw 1996), sugerindo um caráter tardi-tectônico para esta intrusão. O metamorfismo termal também afetou os xistos e as FFB, emprestando-lhe texturas granoblásticas locais. Contudo, as temperaturas não devem ter sido suficientemente altas para estabilizar uma nova associação mineral e tampouco mascarar estruturas planares preexistentes (Melo 2001).

Os dados petrográficos, apoiados na química mineral, permitem interpretar os xistos como rochas derivadas de sedimentos essencialmente pelíticos com importantes variações composicionais que podem refletir uma diversidade de fontes e/ou mistura com precipitados químicos de origem diversa nos sítios deposicionais. A associação granada(almandina) + cordierita + biotita denuncia derivação de sedimentos enriquecidos em Mg e Fe e empobrecidos em Ca, enquanto as concentrações de turmalina refletem certamente concentrações locais de B. Do mesmo modo, os bolsões de rochas calcissilicáticas dentro dos xistos e a associação hornblenda + plagioclásio + biotita + quartzo podem ser indicativos, respectivamente, de impurezas carbonáticas e de intercalações vulcânicas (tufos máficos?). As FFB provêm de precipitados químicos ricos em sílica e ferro que, sob as condições metamórficas descritas, geraram quartzo, magnetita e grunerita. Os escarnitos derivam de unidades carbonáticas ricas em Ca e Mg, que eram impuras ou que podem ter sido contaminadas por soluções ricas em sílica oriundas do granito Amapari.

Referências Bibliográficas

- Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, **46**: 605-626.
- Dorr J.V.N. 1964. Supergene iron ores of Minas Gerais, Brazil. *Economic Geology*, **59**: 1203-1240.
- Klein Jr. C. 1973. Changes in mineral assemblages with metamorphism of some banded Precambrian iron formation. *Economic Geology*, **68**: 1075-1088.
- Melo L.V. 2001. *Estudo do Campo Urucum do depósito Amapari, Amapá, com base em dados petrográficos, de química mineral e microtermométricos*. Centro de Geociências, UFPA. Dissertação de mestrado, 112p.
- Passchier C.W. & Trouw R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg. 289p.
- Philpotts A.R. 1990. *Principles of igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall, New Jersey. 498p.
- Yardley B.W. D. 1994. *Introdução à petrologia metamórfica* (Tradução de Reinhardt A. Fuck). Edunb. 340p.

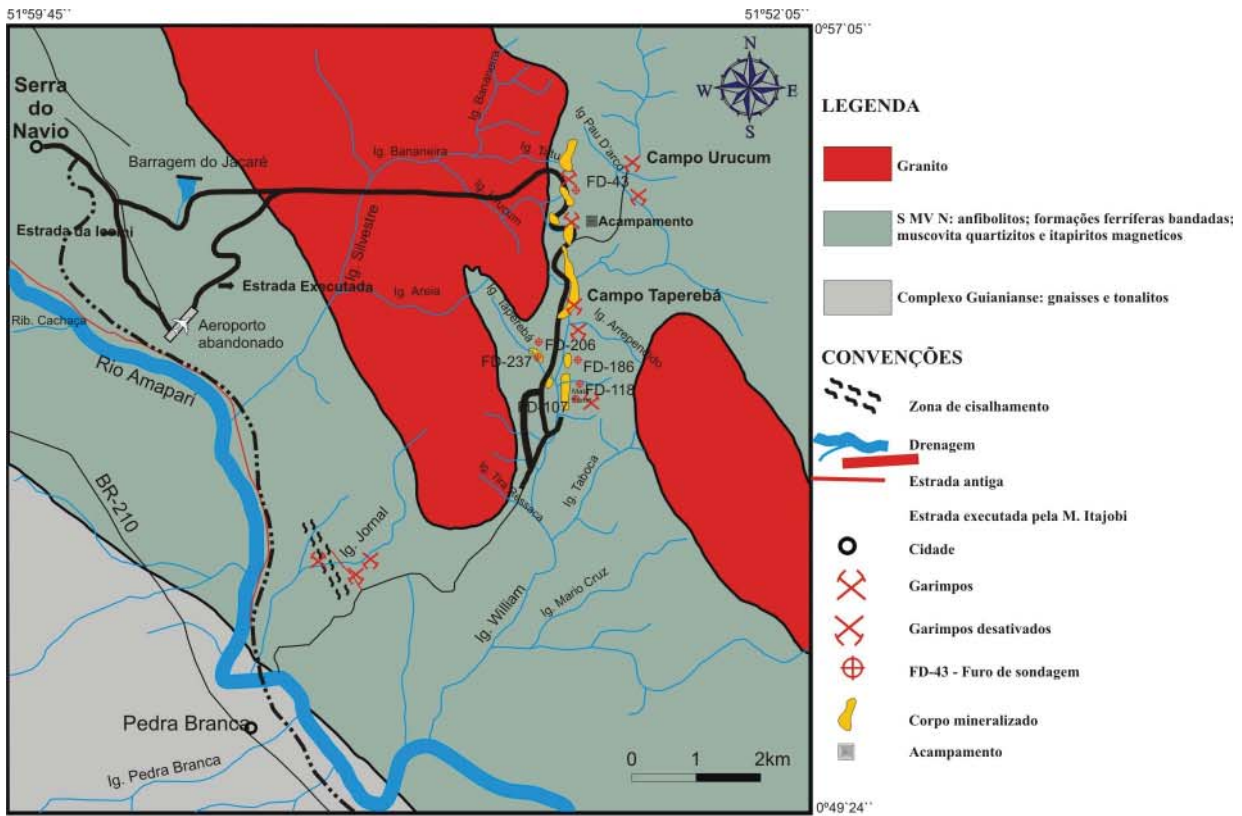


Figura 1 - Mapa geológico da região de Pedra Branca do Amapari (fonte: Melo 2001)

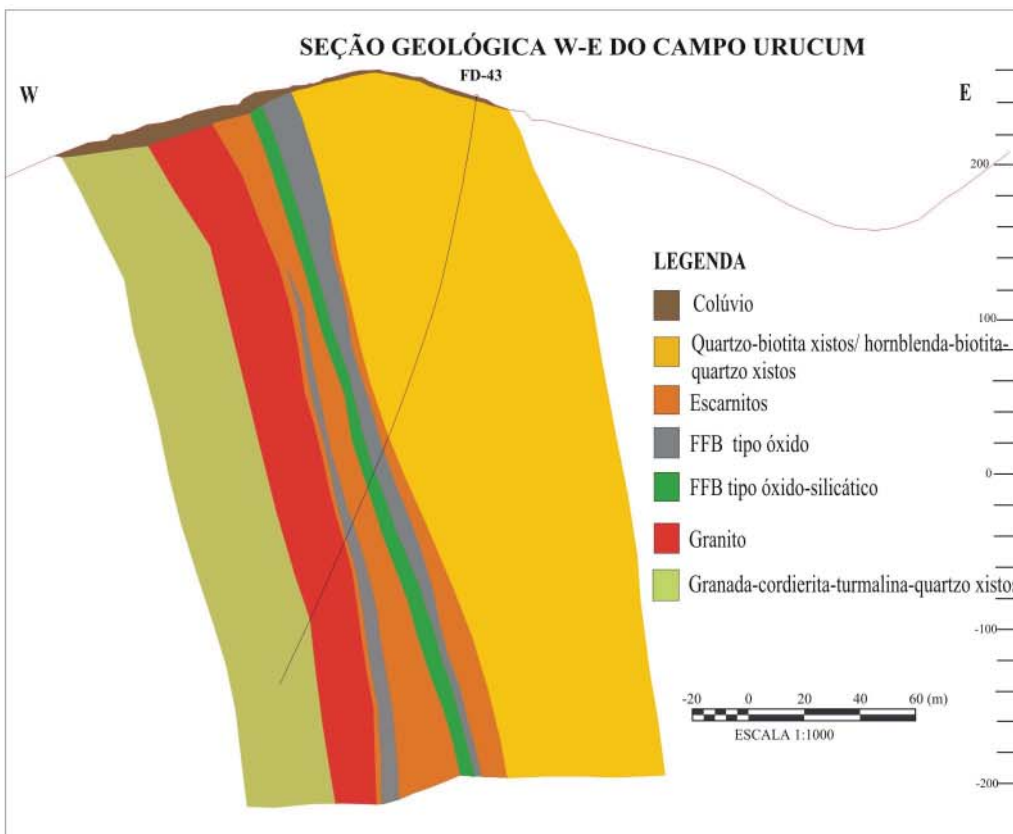


Figura 1 - Seção geológica do campo Urucum (fonte: Melo 2001)

Diferentes terrenos, com embasamentos geocronologicamente distintos, justapostos por megaestruturas regionais na fronteira Pará/Amapá

Paulo dos S.F. Ricci; José M. de A. Carvalho & Lúcia T. da R. Costa

CPRM – Serviço Geológico do Brasil/Belém.

No SW do Amapá/NW do Pará, levantamentos geológicos em andamento, com aerogeofísica de alta resolução (Projeto PROMIN-RENCA, 1:250.000 e 1:100.000), identificaram uma marcante assembléia de domínios geológico-geofísicos balizados por megalineamentos tectônicos e/ou magnéticos, NW-SE. Esses compartimentos têm contrastantes patrimônios litológicos e assembléias de embasamento geocronologicamente distintas, além de assinaturas tectono-magmáticas (Ricci et al., neste simpósio), estruturais e metamórficas próprias.

Este trabalho busca descrever, limitar e definir tectonoestratigraficamente esses terrenos, rediscutindo a estratigrafia anterior, carente da moderna fundamentação dos anos 90 (de Wit et al., 1992; Baars & de Wit, 1993; Howell, 1995; Arcanjo, 1997).

Terrenos Tectonoestratigráficos

Os lineamentos Cupixi-Alto Jari (LCAJ) e Ipitinga – Aldeia Bona (LIAB) são duas megaestruturas paralelizadas, NW-SE, que se estendem por centenas de quilômetros até desaparecerem sob as coberturas da Bacia do Amazonas. Entre eles, ocorre uma faixa contínua de alto grau, com 100 km de largura, dominada por um enxame de lineamentos internos (NW-SE) e padrão aeromagnético e tectônico altamente perturbado e complexo. Ela é bem menor, em largura, do que as proposições originais de Cinturão Tumucumaque (Lima, 1982) e Cinturão Jari (Haralyi & Hasui., 1982; Hasui et al., 1984), esta última aqui adotada (CJ) por se aproximar mais desta atual redefinição. Seus principais representantes são os ortognaisses ácidos, da transição anfíbolito-granulito, do Complexo Baixo Mapari, os ortognaisses granulíticos bimodais, enderbiticos e máficos, do Complexo Jari-Guaribas, ortognaisses cinza do Complexo Guianense, e os metassedimentos granulitizados do Complexo Iratapuru (Ricci et al., no prelo). Estes, são representados por kinzigitos migmatizados (com cordierita), formações ferríferas com piroxênio, granada-sillimanita quartzitos e granada-sillimanita xistos quartzosos (kondalitos ?). O tipo bórico desse cinturão granulítico é de baixa pressão e as idades Pb-Pb em monozircão, obtidas para o Complexo Guianense, são de 2.65 Ga (Costa et al., neste simpósio).

A SW do LIAB tem-se um contrastante terreno, dominado por granitóides com textura ígnea preservada, principalmente dioritos, quartzo-dioritos, tonalitos e trondhjemitos da Suíte Intrusiva Carecuru e os batólitos expandidos da Suíte Intrusiva Parintins (tonalíticos a graníticos). Seus

trends estruturais, em especial os aeromagnéticos, apresentam virgação para WNW-ESE, distoando em relação ao CJ. Seus ortognaisses cinza, do Complexo Paru-Maratiá, têm idade Pb-Pb em monozircão de 2.15 Ga (Costa et. al., neste simpósio). Esse terreno é aqui denominado de Orógeno Carecuru-Paru (OCP) por ter características de um arco magmático anexado ao CJ, ambos terrenos com vergência para NE. Ele contém, no seu interior, um pequeno núcleo granulítico ou *inlier*, grosseiramente ovalado (36 x 25 km), cujos ortognaisses enderbíticos são 0,21 Ga mais novos que os gnaisses enderbíticos do Complexo Jari – Guaribas (Costa et al., neste simpósio), que ocorrem no CJ. Provavelmente, por causa desse *inlier*, o OCP foi confundido e incorporado ao CJ de Haralyi & Hasui (1982) e Hasui et al. (1984), superestimando a largura da faixa de alto grau.

A NE do LCAJ, justapõe-se um terceiro terreno, agora dominado por gnaisses e migmatitos com idades Pb-Pb em monozircão de 2.85 Ga (V. Avelar, doutorando da UFPa, com. escrita). Nele, os *trends* estruturais (NW-SE) são tênues e o padrão aeromagnético é calmo. Por se assemelhar a um *ancient gneiss terrain*, no sentido de De Wit et al. (1992), ele é aqui denominado de Terreno Antigo Cupixi-Tartarugal Grande (TACTG) e os seus ortognaisses cinza são compatíveis com a definição original de Complexo Tumucumaque, de Scarpelli (1973, apud Barros et al., 1984). Na região do rio Cupixi e do igarapé Água Branca, esse terreno se articula com o CJ por um sistema de zonas de cisalhamento dúcteis, transcorrentes e sinistrais.

Implicações Tectonoestratigráficas

Os terrenos descritos podem ser autóctones (*terrains, inliers, etc*) ou alóctones (*terranes, fragmentos litosféricos pré-existentes, suspect terranes, blocos*), porém, com estratigrafia própria, já que são internamente consistentes e geocronologicamente distintos. O Complexo Guianense de Lima et al. (1974) não possuía nenhuma seção - tipo específica ou compartimento (terreno) próprio, e incorporava granulitos. Ricci et al. (no prelo) o circunscreveram aos limites do CJ, por ter sido aí que Jorge João et al. (1978) o redefiniram mais corretamente, sem os granulitos.

O Complexo Tumucumaque foi originalmente proposto por Scarpelli (1973, apud Barros et al., 1984) para a região da serra do Navio, condizente portanto com o TACTG, a nordeste do LCAJ, assim como os granulitos da região dos rios Falsino e Tartarugal Grande, da Suíte Metamórfica Tartarugal Grande, de Jorge João et al. (1979).

Antes desse entendimento tectonoestratigráfico, a concepção era de unidades litoestratigráficas macrorregionais, no sentido de Arcanjo (1997), as quais se estendiam por amplas regiões e diferentes compartimentos, inclusive com superposição geográfica. Assim, os gnaisses tonalíticos do rio Cupixi foram reunidos nos complexos Guianense (Lima et al., 1974; Montalvão & Tassinari, 1984), Tumucumaque (Barros et al., 1984) e Cupixi (Santos et al., 2000). Tal

proliferação de nomes foi conseqüência da falta do reconhecimento de terrenos distintos ou domínios geológico-geofísicos com assinaturas geocronológicas próprias.

Os complexos Jari - Guaribas e Baixo Mapari foram aqui definidos, no CJ, para se distinguirem dos remanescentes de alto grau dos terrenos vizinhos (Complexo Ananaí e Suíte Metamórfica Tartarugal Grande). E o Complexo Iratapuru foi aqui introduzido para reunir os metassedimentos granulitizados do rio homônimo, mapeados como Grupo Vila Nova, por Medeiros Filho et al. (1986), e passando a compor o embasamento do CJ.

Por sua vez, o Complexo Paru - Maratiá foi aqui definido para reunir os ortognaisses sódicos, paleoproterozóicos, do OCP, distintos dos demais complexos de fácies anfibolito (arqueanos).

Conclusões

O objetivo primeiro de um mapeamento criterioso é identificar terrenos geofísica e geologicamente distintos e, em seguida, usar a investigação geocronológica, e não, o inverso.

No projeto PROMIN-RENCA, a utilização da metodologia de análise de terrenos tectonoestratigráficos orientou a subdivisão estratigráfica e a seleção das amostras para estudos geocronológicos, sendo que, estes últimos, confirmaram a confiabilidade dessa compartimentação (Costa et al., neste simpósio). A partir dessa confirmação, de que cada terreno se comportou com consistência interna durante a evolução geológica em escala regional, foram individualizados complexos, suítes e seqüências metavulcano-sedimentares para cada domínio (Ricci et al., no prelo). Além do mais, essa técnica permitiu também discriminar complexos granulíticos anteriormente indivisos em diferentes complexos independentes. O objetivo dessa separação visa identificar os variados volumes crustais da crosta inferior, os quais tiveram uma evolução particular em relação ao manto e as suas diferenciações. No CJ, por exemplo, os três complexos de alto grau individualizados representam o mapeamento da própria crosta inferior e os seus níveis de exumação. O Complexo Baixo Mapari, melhor descrito por Ricci et al. (no prelo), representa o volume crustal mais expressivo ou exumado. Essa metodologia tem sido aplicada com eficiência em outros terrenos antigos mapeados pela CPRM, na Bahia, por exemplo (Arcanjo, 1997; Martins & Santos, 1997). Finalmente, a existência de um arco magmático intracontinental (com embasamento granulítico) a SW, demonstra que a compartimentação nessa região é mais complexa do que a proposta de Santos et al. (2000).

Referências Bibliográficas

- Arcanjo, J.B.A., Oliveira, J.E., Gomes, R. A. A. D., Menezes Filho, N.R., Teixeira, L.R., Souza, J.D., Padilha, A. V., Delgado, I. M., Santos, R. A., Melo, R. C., Fernandes, P.C. 1997. Geologia da Região Sul do Estado da Bahia: Itabuna. Folha SD.24-Y-B-VI. Estado da Bahia: 1:100.000. – Brasília: CPRM.

- Baars, F.J. & de Wit, M. J. 1993. Critérios para a subdivisão tectono-estratigráfica de terrenos em escudo continental: O exemplo da porção sul do Cráton do São Francisco. In: 2º Simp. Sobre o Cráton do São Francisco Anais, Salvador, p: 286-289.
- Barros, A. M., Araújo, H.J.T. de, Tarapanoff, I., Moreira, M. L. O , Prado, P. 1984. Projeto Iratapuru (Área Cupixi); Geologia Regional. -Goiânia: GEBAM/Radambrasil, 205 p. il.
- Haralyi, N.L.E. & Hasui, Y. 1982. Compartimentação do Brasil Oriental com base na informação geofísica. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 32, Salvador, Anais, 1:374-385.
- Hasui, Y., Haralyi, N.L.E., Schobbenhaus, C. 1984. Elementos geofísicas e geológicos da Região Amazônica. In: Symposium Amazônico, 2, Manaus, Anais, 1: 129-147.
- Howell, D.G. 1995. Principles of terrane analysis. New application for global tectonics. Chapman & Hall, 2^d ed., 245p'.
- Jorge João, X. da S., Carvalho, J.M. de A., Vale, A. G., Frizzo, S.J., Martins, R.C. 1979. Projeto Falsino, relatório final. Texto – parte 1. – Belém: DNPM-CPRM. v.1-A il.
- Jorge João, X. da S., Frizzo, S.J., Marinho, P. A. da C., Carvalho, J.M. de A., Silva Neto, C.S., Souza, A. N., Guimarães, L.R. 1978. Projeto Sudoeste do Amapá, relatório final. Texto-parte 1. - Belém: DNPM-CPRM. v.1-A. il.
- Lima, M.I.C. 1982. Cinturões granulíticos da porção setentrional do Cráton Amazônico. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 1, Belém, Anais, 1: 147-162.
- Lima, M.I.C., Montalvão, R.M.G., Issler, R.S., Oliveira, A. S., Basei, M.A. S., Araújo, J.F.V., Silva, G.G. 1974. Geologia da folha NA/NB Macapá. Rio de Janeiro, DNPM, Projeto Radambrasil, Levantamento de Recursos Naturais, v.6, p: 3-120.
- Machado Filho, L.,Ribeiro, M.W., Moreira, M.L.O. , Trindade, C.A. H., Huck, L. 1986. Projeto Iratapuru (Área Iratapuru); Geologia Regional – Goiânia: GEBAM/Radambrasil, 64p. il.
- Montalvão, R.M.G., Tassinari, C.C.G. 1984. Geocronologia Pré-Cambriana do Território Federal do Amapá (Brasil). In: Symposium Amazônico, 2, Manaus, Anais,1: 53-58.
- Ricci, P. dos S.F., Carvalho, J.M. de A., Costa L.T. da R., Oliveira, J.R., Vale, A. G., Vasquez, M.L., Klein, E.L., Macambira, E.M.B., Maia, R.G.N. (neste simpósio). As contrastantes assinaturas tectono - magmáticas do Cinturão Jari e do Orógeno Carecuru – Paru (SW do Amapá / NW do Pará).
- Ricci, P. dos S.F., Carvalho, J.M. de A., Costa, L.T. da R., Vasquez, M.L., Klein, E.L., Macambira, E.M.B., Vale, A.G., Araújo, O.J.B. de. (no prelo). Geologia e Recursos Minerais do Projeto RENCA. Fase I.
- Santos, J.O. S., Hartmann., L.A, Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. Gondwana Res. 3 (4): 453-488.
- Scarpelli, W. 1973. Relatório da NA.22.-Belém, Projeto Radambrasil, 33p (Relatório Interno Radambrasil, 243-G). In: Barros, A M., Araújo, H.J.T. de, Tarapanoff, I., Moreira, M.L.O., Prado, P. 1984. Projeto Iratapuru (Área Cupixi); Geologia Regional. – Goiânia: GEBAM/Radambrasil, v.1. p.89.
- de Wit, M.J., Roering, C., Hart, R.J., Armstrong, R. A., De Ronde, C.E.J., Green, R.W.E., Tredoux, M., Peberdy, E., Hart. R.A 1992. Formation of an Archean Continent. Nature, 357: 553-562.

As contrastantes assinaturas tectono-magmáticas do Cinturão Jari e do Orógeno Carecuru-Paru (SW do Amapá / NW do Pará)

Paulo dos S. F. Ricci; José M. de A. Carvalho; Lúcia T. da R. Costa; Josafá R. Oliveira; Marcelo L. Vasquez; Evandro L. Klein; Armínio G. Vale; Edésio M. B. Macambira & Raimundo G. N. Maia

CPRM - Serviço Geológico do Brasil / Belém

Um terreno arqueano e predominantemente ortognáissico de alto grau (Cinturão Jari / CJ) se justapõe, por megalineamentos, a um terreno paleoproterozóico dominado por granitóides diversos, que constitui o Orógeno Carecuru-Paru / OCP (Ricci et al., neste simpósio; Ricci et al., no prelo). Os dados de campo, aerogeofísicos, petrográficos, tectonoestruturais e geomorfológicos, obtidos pelo projeto PROMIN-RENCA (1: 250.000 e 1: 100.000), confirmam a evolução e o caráter distinto dos granitóides desses dois terrenos tectonoestratigráficos.

Este trabalho descreve, analisa e divulga este surpreendente e duplo contexto tectono-magmático.

Orógeno Carecuru-Paru

A principal característica da região entre a serra do Ipitinga e o rio Paru é a profusão de batólitos e *stocks* granitóides, expandidos e não expandidos, com diversos espectros composicionais e relevos não muito pronunciados. Maciços arredondados e grosseiramente elípticos (segundo NW-SE) ocorrem em iguais proporções, além de uns poucos corpos algo alongados segundo a direção N-S. São granitóides, via de regra, com textura ígnea bem preservada ou até intacta, relativamente com baixas taxas de deformação, além de foliações não penetrativas em termos global de cada maciço (foliações de bordas, zonas de cisalhamento discretas, etc).

Nos trabalhos anteriores, muitas dessas intrusões circulares eram interpretadas como domos diatexíticos (Jorge João et al., 1978) e, os tipos foliados, também acabavam incorporados aos gnaisses do então Complexo Guianense (nessa região, os ortognaisses cinza são paleoproterozóicos e constituem o Complexo Paru - Maratiá - Ricci et al., neste simpósio; Ricci et al., no prelo).

No OCP, os principais grupos de granitóides são:

Suíte Intrusiva Carecuru - São granitóides primitivos, tais como leucoquartzo-dioritos, dioritos e meladioritos, seguidos de biotita-tonalitos e ocasionais trondhjemitos. Estruturalmente, são os mais heterogêneos, desde tipos isotrópicos (porfíricos ou não) até xistificados. Plagioclásio fortemente arredondado (recristalizado) e porfiroclastos lenticulares de hornblenda apontam para uma colocação em condições da fácies anfíbolito médio a alto.

Batólito do Alto Curso do Igarapé Patos - Maciço alongado segundo NW - SE, algo expandido, com predominância de biotita-tonalitos e biotita-granodioritos, além de ocasionais biotita-monzogranitos. São rochas isotrópicas, apesar de protomiloníticas, com textura porfirítica modificada para porfiroclástica. Os principais acessórios são minerais opacos, titanita, apatita e zircão. O nível crustal da colocação é compatível com a fácies anfíbolito baixo a médio.

Suíte Intrusiva Parintins - Diversos *stocks* (6,4 x 2,7 Km) e batólitos (42 x 22 Km) ovalados (NW - SE), expandidos e não deformados são compostos por monzogranitos e granodioritos dominantes, seguidos de subordinados sienogranitos e tonalitos pós - orogênicos, via de regra porfiríticos e com plagioclásio fortemente zonado. São rochas com variável proporção modal de hornblenda, biotita, titanita, allanita, opacos, apatita e zircão. A íntima associação com microgranodioritos, microsienogranitos e dacitos aponta para uma colocação epizonal desse magmatismo, ou condizente com a fácies xisto verde.

Batólito do Alto Curso do Igarapé Fé - em - Deus - Corpo alongado (32 x 12 Km) segundo NW - SE, não expandido, evoluído, formado por biotita-granitos isotrópicos ou algo foliados, com textura porfirítica bastante modificada para porfiroclástica. Os fenoclastos (microclina e plagioclásio), tabulares ou em *mortar*, são contornados por extensos agregados granoblásticos de quartzo, compatível com uma colocação em nível crustal de fácies anfíbolito baixo. Opacos e zircão são os principais acessórios.

Cinturão Jari

Entre o alto curso dos rios Jari e Cupixi e a serra do Ipitinga, uma faixa de alto grau, com 100Km de largura, é cortada por um intenso magmatismo orogênico intrusivo, muito diferente daquele do OCP. Predominam batólitos lineares (muito alongados) e tabulares (faixas granitóides), além de *stocks* e batólitos lenticulares, geomorfologicamente muito mais pronunciados e, composicionalmente, muito evoluídos quando comparados aos do OCP. Por serem granitóides foliados a gnaissificados, nos trabalhos anteriores (Lima et al., 1974; Almeida & Quaresma, 1982; Marinho & Faria, 1982) eles eram reunidos nas unidades de embasamento de médio e alto graus.

No CJ, são analisados os seguintes agrupamentos de granitóides:

Granitóides Sin – F₁ - São representados por batólitos lineares e tabulares, foliados a gnaissificados e fortemente controlados pela estruturação NW - SE do CJ. Três maciços são os seus representantes: o batólito serra do Iratapuru (83 x 12 Km de largura média) é formado por mesopertita-granitos com hornblenda castanho-amarronzada (titanífera) e plagioclásio antiperitítico, de nível crustal da transição anfíbolito-granulito (Ricci et al., neste simpósio).

O batólito serra do Noucoureu (48 Km de comprimento) é constituído por titanita-biotita monzogranitos, com textura granoblástica inequigranular e palhetas orientadas de biotita.

O terceiro granitóide, denominado Alaskito Urucupatá (serra homônima), forma dois batólitos tabulares (49 x 5,5 Km e 40 x 6 Km) e paralelizados. São feldspato alcalino granitos alaskíticos foliados, com allanita, biotita, opacos, apatita e zircão como acessórios. A textura varia de granoblástica equigranular a porfiroclástica.

Granitóides Tardi – F1 - São corpos menores, elípticos a lenticulares, algo foliados e ainda com algum controle da estruturação NW - SE. Três plútons exemplificam essa fase tectônica: o maciço Rio Noucouru é constituído por charnoenderbitos e granada - charnoenderbitos ricos em ortopiroxênio, hornblenda e biotita titaníferas (Ricci et al., neste simpósio). É um corpo ovalado, com eixo maior inferior a 5 Km.

A Suíte Intrusiva Igarapé Castanhal constitui um batólito elíptico (26 x 11 Km), NW - SE, formado por leucogranitos granadíferos e ocasionais granada-biotita granitos com textura granoblástica equigranular.

A Suíte Intrusiva Cupixi é representada por um batólito alongado e irregular (31 x 15 Km) e formada por biotita-sieno e monzogranitos granoblásticos e foliados, localmente com porfiroclastos de plagioclásio e *ribbons* de quartzo. Segundo Montalvão & Tassinari (1984), são granitos crustais, com elevada razão Sr^{87} / Sr^{86} (0,747).

Granitóides Sin - F2 - São plútons não mais controlados pela estruturação NW - SE do CJ. Ao contrário, são *stocks* circulares (maciço Alto Ipitinga), com diâmetro inferior a 9 Km, que truncam as foliações regionais ou, até, constituem batólitos subretangulares (150 Km²) e transversais (ENE - WSW) às estruturas regionais (maciço Macacoara). São rochas isotropas e muito evoluídas, cuja colocação foi em nível crustal da transição anfíbolito-granulito. São feldspato alcalino granitos e granitos a mesopertita, plagioclásio fortemente antipertítico e hornblenda titanífera. Representam o possível e escasso magmatismo pós - orogênico (?) do CJ.

Magmatismo Interterrenos

Entre o CJ e o OCP, observa-se um batólito lenticular (NW - SE), com dimensões estimadas de 20 x 8 Km e foliação de alto ângulo, localmente milonítica. São granodioritos e granitos a duas micas, granadíferos ou não, com porfiroclastos de plagioclásio localmente estirados e de moscovita sigmoidal (pisciforme). Representam a Suíte Intrusiva Igarapé Careta (igarapé homônimo), a qual tangencia a serra do Ipitinga.

Conclusões

No OCP predominam maciços primitivos e/ou menos evoluídos, mais expandidos, menos deformados e de colocação mais rasa (mesozonais e epizonais), além de relevo bem menos pronunciado. A assinatura global é compatível com um arco magmático intracontinental, já que,

conforme demonstrado por Ricci et al. (neste simpósio) e Ricci et al. (no prelo), ele possui um embasamento granulítico neoarqueano.

No CJ, o quadro geral é de plútons catazonais (Ricci et al., neste simpósio) a mesozonais, não expandidos e muito mais evoluídos, cujos maciços lineares, tabulares e lenticulares são muito mais foliados e gnaissificados (raras texturas ígneas preservadas), além de relevo mais pronunciado. A escassez de magmatismo pós - orogênico nessa faixa de alto grau inviabiliza a adoção de modelos colisionais do tipo himalaiano, rico nesses magmas (Brito Neves, 1995).

Referências Bibliográficas

- Almeida, H.D.F. de & Quaresma, J.B. 1982. Projeto Ipitinga. Relatório Final. Belém: GEBAM/CPRM. v. 1, 113 p.
- Brito Neves, B.B. de. 1995. Crátons e Faixa Móveis. São Paulo, Boletim IG – USP 7: 1 – 187. [Série Didática].
- Jorge João, X. da S., Frizzo, S.J., Marinho, P.A. da C., Carvalho, J.M. de A., Silva Neto, C.S., Souza, A.N., Guimarães, L.R. 1978. Projeto Sudoeste do Amapá, relatório final. Texto – parte I. – Belém: DNPM – CPRM. v-1-A. il.
- Lima, M.I.C., Montalvão, R.M. G., Issler, R.S, Oliveira, A.S., Basei, M.A.S., Araújo, J.F.V., Silva, G.G. 1974. Geologia da folha NA / NB Macapá. Rio de Janeiro, DNPM, Projeto Radambrasil, Levantamento de Recursos Naturais, v. 6, p: 3 - 120.
- Marinho, P.A.da C. & Faria, C.A.S. de. 1982. Projeto Mapari. Relatório Final. Belém: GEBAM/CPRM, v. 1, 81 p.
- Montalvão, R.M.G. & Tassinari, C.C.G. 1984. Geocronologia Pré - Cambriana do Território Federal do Amapá (Brasil). In: Symposium Amazônico, 2, Manaus, Anais, 1: 53 - 58.
- Ricci, P. dos S.F., Carvalho, J.M. de A., Costa, L.T. da R., Vasquez, M.L., Klein, E.L., Macambira, E.M.B., Vale, A.G., Araújo, O.J.B. de. (no prelo). Geologia e Recursos Minerais do Projeto RENCA. Fase I.
- Ricci, P. dos S.F., Costa, L.T. da R., Carvalho, J.M. de A., Vasquez, M.L., Vale, A.G., Rezende, N. das G. de A. da M. (neste simpósio). Diferentes posicionamentos tectônicos para os charnockitóides intrusivos e orogênicos da fronteira Pará / Amapá: eventos e subeventos distintos?
- Ricci, P. dos S.F., Carvalho, J.M. de A., Costa, L.T. da R. (neste simpósio). Diferentes terrenos, com embasamentos geocronologicamente distintos, justapostos por megaestruturas regionais na fronteira Pará/Amapá.

Diferentes posicionamentos tectônicos para os charnockitóides intrusivos e orogênicos da fronteira Pará / Amapá: eventos e subeventos distintos?

Paulo dos S. F. Ricci; Lúcia T. da R. Costa; José M. de A. Carvalho; Marcelo L. Vasquez; Armínio G. Vale & Nélio das G. de A. da M. Rezende

CPRM - Serviço Geológico do Brasil / Belém

Na região entre o rio Paru e o alto curso do rio Jari, levantamentos geológicos em andamento, pelo Projeto PROMIN- RENCA (1: 250.000 e 1: 100.000), reconheceram vários plútons de granitóides cuja colocação ocorreu em nível crustal de fácies granulito e da transição anfibolito-granulito. Na literatura dessa região é a primeira vez que essas intrusões são identificadas, já que em trabalhos anteriores elas eram confundidas com os catametamorfitos da então Suíte Metamórfica Ananaí (Jorge João et al., 1978) e/ou da Suíte Metamórfica Tartarugal Grande (Marinho & Faria, 1982; Almeida & Quaresma, 1982).

Esses diferentes maciços são aqui classificados em função dos terrenos tectonoestratigráficos (Ricci et al., no prelo; Ricci et al., neste simpósio) em que incidem, do tipo composicional, das suas fases tectônicas regionais e do nível de colocação catazonal (dentro da crosta inferior ou na interface crosta inferior / crosta média).

Domínio Paleoproterozóico (Orógeno Carecuru - Paru)

Este terreno ocorre entre a serra do Ipitinga e o rio Paru e é definido e descrito por Ricci et al., (neste simpósio) e Ricci et al. (no prelo). No seu interior ocorre um pequeno núcleo granulítico antigo, com idade arqueana de 2.58 Ga (Costa et al., neste simpósio). O primeiro grupo de charnockitóides forma um enxame de corpos com forma de vírgula, os quais margeiam e desenham um anel ou envelope que isola um corpo ovalado de granulitos máficos, do embasamento encaixante arqueano.

Os corpos intrusivos constituem uma suíte algo expandida, com predominância de charnockitos, além de feldspato alcalino charnockitos, charnoenderbitos e rochas empobrecidas em quartzo. Estas, são formadas quase que exclusivamente por mesopertita, com composição de feldspato alcalino sienito. Esse conjunto exhibe uma notável foliação de fluxo magmático coincidente com uma foliação milonítica, as quais paralelizam megacristais de mesopertita de até 3 cm. Dentre todos os maciços mapeados, são os que têm a mais forte assinatura magnética, cujas *trends* são WNW-SSE. A textura é porfírica modificada para porfiroclástica, com mineralogia constituída por mesopertita, quartzo, plagioclásio antiperítico, ortopiroxênio, hornblenda castanho-amarronzada (titanífera), biotita, opacos, allanita, apatita e zircão.

Essa unidade foi denominada de Suíte Intrusiva Urucu, exposta no igarapé homônimo, tributário do rio Paru. As idades Pb-Pb em monozircão obtidas são do Paleoproterozóico (Costa et al., neste simpósio).

Domínio Arqueano (Cinturão Jari)

O Cinturão Jari, redefinido por Ricci et al. (neste simpósio) e Ricci et al. (no prelo), situa-se entre os altos cursos dos rios Jari e Cupixi e a serra do Ipitinga. É um terreno arqueano linear, com embasamento de alto grau com idade Pb-Pb em monozircão de 2.79 Ga (Costa et al., neste simpósio). Nesse domínio, os agrupamentos de granitóides são os seguintes:

Granitóides Sin - F₁ (Maciço Serra do Iratapuru)

Esse plúton se associa com o evento de deformação principal, gerador da foliação regional (NW-SE) sin-metamórfica e sin-migmática, do Cinturão Jari. Constitui um grande batólito linear (83 Km de comprimento e largura média de 12 Km), com relevo proeminente e de topo aplainado, assemelhando-se a um platô. São granitóides foliados, cuja foliação é muito intensa nas bordas, exibindo estrutura gnáissica e milonítica, gradando para tipos pouco foliados em direção ao centro.

Essa intrusão foi posicionada num nível crustal da transição anfíbolito-granulito, formada por mesopertita-granitos com plagioclásio fortemente antipertítico, intrusivos em ortognaisses graníticos, igualmente da transição anfíbolito - granulito (localmente, a dois piroxênios). São rochas de coloração rosada, inequigranulares e de granulação média a grossa. Em seção delgada são tipos ricos em fitas de quartzo, portadores de hornblenda castanho-amarronzada (titanífera), allanita, biotita, opacos, apatita e zircão fortemente zonado.

Granitóides Tardi-F₁ (Maciço Rio Noucouro)

No rio homônimo, um pequeno corpo sutilmente elíptico (eixo maior < 5 Km) e ainda com algum controle da estruturação NW-SE, apresenta um discreto relevo que contrasta com o dos ortognaisses granulíticos (enderbíticos e máficos) encaixantes. É um maciço não expandido, constituído por charnoenderbitos e granada-charnoenderbitos algo foliados, castanho-acinzentados, mesocráticos e porfiríticos. Os fenocristais são de mesopertita (ortoclásio micropertítico) e plagioclásio fortemente antipertítico, tabulares e ou amendoados, de até 1,5 cm, orientados ou não. São rochas ricas em ortopiroxênio, hornblenda castanho-amarronzada, biotita titanífera e quartzo, além de acessórios do tipo opacos, allanita, apatita e zircão fortemente zonado. Em alguns exemplares, a granada é abundante.

Granitóides Sin - F₂ (Maciços Alto Ipitinga e Macacoara)

Associam-se a essa fase tectônica plútons não mais controlados pela estruturação NW – SE, do Cinturão Jari. Ao contrário, são corpos circunscritos (Alto Ipitinga), com diâmetro inferior a 9

Km, que truncam as foliações ou são até transversais a elas, a exemplo do batólito Macacoara. Este, é uma intrusão com forma subretangular, com direção ENE-WSW e com cerca de 150 Km².

Geomorfologicamente, o relevo é muito pronunciado, porém, distinto dos platôs observados na serra do Iratapuru. Ao invés de topos aplainados, exibem uma rugosidade formada por uma sucessão de cristas abauladas (padrão caixa-de-ovos), arredondadas.

O maciço Alto Ipitinga está localizado próximo à margem esquerda do referido trecho fluvial e tem como encaixante ortognaisses granulíticos bimodais, enderbíticos e máficos. É um *stock* muito pouco expandido e altamente evoluído, composto por feldspato alcalino granitos e granitos a mesopertita, cuja colocação foi em nível crustal da transição anfibolito-granulito, ou isentos de ortopiroxênio. São granitóides isotropos, coloração rosada, inequigranulares, de granulação média e leucocráticos a hololeucocráticos. Mesopertita, quartzo, plagioclásio antipertítico, hornblenda castanho-amarronzada (titanífera), biotita, opacos, apatita e zircão são os minerais constituintes.

O maciço Macacoara é um batólito alongado e discordante da estruturação NW-SE (segundo ENE-WSW), cuja extremidade ocidental alcança a cachoeira Macacoara, no rio Jari. É Intrusivo tanto em ortognaisses granulíticos bimodais (enderbíticos e máficos) como em ortognaisses graníticos, da transição anfibolito-granulito. A pouca amostragem disponível não permite dizer se são batólitos expandidos ou não expandidos, mas ocorrem mesopertita-granitos com plagioclásio fortemente antipertítico, cravejado de *blebs* de feldspato alcalino. A isenção de ortopiroxênio demonstra que são prováveis intrusões colocadas na interface crosta inferior / crosta média. São tipos de coloração róseo-acinzentada, leucocráticos, inequigranulares, de granulação média e isotropos. Quartzo, hornblenda titanífera (castanho-amarronzada), biotita, opacos (abundante), apatita (abundante) e zircão (fortemente zonado) compõem os outros minerais. A textura é inequigranular com feições ígneas, incluindo, localmente, plagioclásio zonado.

Conclusões

Diversas evidências aqui abordadas demonstram que nem todos os maciços catazonais investigados são, necessariamente, cronocorrelatos, já que se posicionam em terrenos distintos, fases tectônicas diferentes (sin, tardi e pós-deformação regional) e espectro composicional diversificado.

No Orógeno Carecuru, esses granitóides foram reunidos na Suíte Intrusiva Urucu e datados do Paleoproterózoico, através de Pb-Pb em monozircão (Costa et al., neste simpósio).

No Cinturão Jari eles compõem um dos mais exuberantes magmatismos orogênicos desse terreno de alto grau. Uma das principais questões pendentes é se fariam parte da Suíte Metamórfica Urucu, e aí teriam uma distribuição multiterrenos. Outra possibilidade é que cada um desses domínios teria o seu magmatismo catazonal específico, intraterrenos. Somente estudos

geocronológicos e petrogenéticos posteriores poderão elucidar, em definitivo, essas questões. No entanto, os dados aqui apresentados favorecem a possibilidade de idades distintas, até mesmo no interior do Cinturão Jari (subeventos sinorogênicos, tardiorogênicos e pós-orogênicos).

Os charnockitos orogênicos, tipo Suíte Intrusiva Urucu, têm sido reportados em outros terrenos de alto grau no Brasil, a exemplo dos granitóides São Geraldo (Arcanjo, 1997), do Cinturão Itabuna (Bahia) e do batólito Bela Joana (Machado & Demange, 1994), do Cinturão Paraíba do Sul (Rio de Janeiro). Os plútons catazonais, colocados em nível crustal da transição anfíbolito-granulito (maciços Serra do Iratapuru, Alto Ipitinga e Macacoara), de composição ácida, também têm exemplos semelhantes no Cinturão Paraíba do Sul, dentre outros, a exemplo do batólito Niterói (Machado & Demange, op. cit.).

Referências Bibliográficas

- Almeida, H.D.F. de & Quaresma, J.B. 1982. Projeto Ipitinga. Relatório Final. Belém: GEBAM/CPRM. v. 1, 113 p.
- Arcanjo, J.B.A., Oliveira, J.E., Gomes, R.A.A.D, Menezes, N.R.F^o., Teixeira, L.R., Souza, J.D., Padilha, A.V., Delgado, I.M., Santos, R.A., Melo, R.C., Fernandes, P.C. 1997. Geologia da Região Sul do Estado da Bahia: Itabuna. Folha SD. 24-Y-B-VI. Estado da Bahia. 1:100.000.- Brasília: CPRM.
- Costa, L.T. da R., Vasquez, M.L.; Carvalho, J.M. de A., Ricci, P. dos S.F., Lafon, J.M. (neste simpósio). Geocronologia preliminar do Arqueano e Paleoproterozóico do NW do Pará / SW do Amapá - Escudo das Guianas.
- Jorge João, X. da S., Frizzo, S.J., Marinho, P.A. da C., Carvalho, J.M. de A., Silva Neto, C.S., Souza, A.N., Guimarães, L.R. 1978. Projeto Sudoeste do Amapá, relatório final. Texto – parte I. – Belém: DNPM – CPRM. v-1-A. il.
- Machado, R. & Demange, M. 1994. Classificação estrutural e tectônica dos granitóides neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro. São Paulo, Boletim IG – USP **25**: 81 – 96 [Série Científica].
- Marinho, P.A.da C. & Faria, C.A.S. de. 1982. Projeto Mapari. Relatório Final. Belém: GEBAM/CPRM, v. 1, 81 p.
- Ricci, P. dos S.F., Carvalho, J.M. de A., Costa, L.T. da R., Vasquez, M.L., Klein, E.L., Macambira, E.M.B., Vale, A.G., Araújo, O.J.B. de. (no prelo). Geologia e Recursos Minerais do Projeto RENCA. Fase I.
- Ricci, P. dos S.F., Carvalho, J.M. de A., Costa, L.T. da R. (neste simpósio). Diferentes terrenos, com embasamentos geocronologicamente distintos, justapostos por megaestruturas regionais na fronteira Pará/Amapá.

Geocronologia Preliminar do Arqueano e Paleoproterozóico do NW do Pará/SW do Amapá – Escudo das Guianas

Lúcia T. da Rosa Costa¹, Marcelo L. Vasquez¹, José M. de A. Carvalho¹, Paulo dos S.F. Ricci¹, Jean-Michel Lafor²

¹CPRM – Belém (ltravassos@amazon.com.br), ²Pará-Iso – UFPA

Introdução

Mapeamento geológico de semi-detalle está sendo desenvolvido pela CPRM-Belém na região NW do Pará e SW do Amapá, especificamente na área da Reserva Nacional do Cobre e Associados – RENCA e vizinhanças, através do Projeto Promin RENCA. Dentre os objetivos deste projeto estão incluídas determinações geocronológicas que subsidiem a ordenação cronoestratigráfica das unidades individualizadas e interpretações geológico-geotectônicas.

O objetivo deste trabalho é divulgar os resultados obtidos a partir de determinações geocronológicas Pb-Pb em monocristais de zircão, realizadas em gnaisses e granitóides pertencentes à unidades que compõem parte da estratigrafia pré-cambriana da referida área, contextualizando as idades obtidas com o quadro geológico regional.

Contexto Geológico

Na área em questão, que localiza-se na porção SE do Escudo das Guianas, Ricci et al. (no prelo) individualizaram três domínios geológicos principais, que apresentam características próprias quanto ao patrimônio litológico, fundamentalmente as assembléias de embasamento, ao metamorfismo e às assinaturas tectono-magmáticas, assim denominados: Terreno Antigo Cupixi-Tartarugal Grande (TACTG), Cinturão Jari (CJ) e Orógeno Carecuru-Paru (OCP).

O TACTG ocorre a NW da área e é constituído litologicamente por ortognaisses tonalíticos e granodioríticos e migmatitos, metamorfizados na fácies anfibolito, inseridos no Complexo Tumucumaque. Dados geocronológicos disponíveis (V. G. Avelar, comunicação escrita) apontam idades meso e neoarqueanas para estas rochas.

O CJ ocorre na porção central da área como uma faixa de direção NW-SE, com forte estruturação interna, balizada em suas extremidades por megalineamentos NW-SE, que o articula com os domínios adjacentes (TACTG a nordeste e OCP a sudoeste). Sua assembléia do embasamento é definida por ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, de médio grau metamórfico do Complexo Guianense, ortognaisses graníticos migmatizados, com metamorfismo na transição das fácies anfibolito e granulito do Complexo Baixo Mapari, gnaisses granulíticos (ortognaisses enderbíticos/charnoenderbíticos e máficos) fortemente migmatizados do Complexo Jari-Guaribas e metassedimentos granulitizados do Complexo Iratapuru. Seqüências de supracrustais tipo *greenstone belts* ocorrem como faixas linearizadas nas regiões limítrofes com os domínios

adjacentes (Grupo Vila Nova e Grupo Ipitinga) ou em porções interiores do CJ (Seqüência Samaúma), metamorfizados na fácies xisto-verde a anfíbolito.

Posicionado no sudoeste da área, destaca-se o OCP que é dominado por ortognaisses tonalíticos e granodioríticos do Complexo Paru-Maratiá e extensos corpos de granitóides primitivos, de composição diorítica a tonalítica, inseridos na Suíte Intrusiva Carecuru. Na porção mediana deste domínio ocorre um núcleo granulítico, conhecido como Núcleo Granulítico Paru, o qual apresenta forma aproximadamente ovalada, sendo que o seu conteúdo litológico, as características estruturais, o metamorfismo e as assinaturas geofísicas são fortemente contrastantes com as das áreas adjacentes. Ele é composto basicamente por gnaisses enderbíticos/charnoenderbíticos e granulitos máficos, inseridos no Complexo Ananaí, os quais são hospedeiros de plútons charnockíticos da Suíte Intrusiva Igarapé Urucu. No domínio do OCP ainda estão presentes faixas de rochas supracrustais tipo *greenstone belts*, de derivação predominantemente metavulcânica, metamorfizadas na fácies xisto-verde, que são englobadas nas seqüências Fazendinha, Treze de Maio e Cuiapocu.

Um extensivo magmatismo orogênico está representado por vários corpos de composição variando desde granodioritos a álcali-feldspato granitos, relacionadas às suítes intrusivas Cupixi e Igarapé Careta, ao Granito Igarapé Castanhal e Alasquito Urucupatá, além das suítes intrusivas Igarapé Urucu e Carecuru, anteriormente citadas. O magmatismo pós-orogênico é representado por granitóides da Suíte Intrusiva Parintins, enquanto as manifestações do magmatismo anorogênico estão representadas pelo Granito Waiãpi, por monzonitos e monzogabros da Suíte Intrusiva Boa Macaca e por rochas máficas e intermediárias indiferenciadas.

Procedimento Analítico e Resultados Geocronológicos

As determinações geocronológicas foram realizadas pelo método de datação por evaporação de Pb em monocristais de zircão (Köber, 1986) no Laboratório de Geologia Isotópica-Pará-Iso da UFPA. As amostras foram processadas pelos métodos convencionais de concentração de minerais pesados. Para análise isotópica foram selecionados, sempre que possível, zircões límpidos, pouco fraturados e livres de inclusões. As composições isotópicas do Pb foram determinadas no espectrômetro de massa FINNIGAM MAT 262. Para cada grão a evaporação do Pb foi efetuada em etapas sucessivas de aquecimento, com temperaturas variando de 1450 °C a 1550 °C. O procedimento utilizado para o tratamento estatístico dos resultados analíticos, bem como o cálculo das idades e do erro correspondente está descrito em Gaudette et al. (1998).

Foram analisadas sete amostras representativas das seguintes unidades litoestratigráficas:

Complexo Ananaí – Seis zircões de um gnaisse enderbítico apresentaram variações de idade entre 2,51 e 2,60 Ga. Os três cristais com idades mais antigas definiram o valor de 2582 ± 6 Ma (USD = 4,6), considerado como uma indicação da idade de cristalização do protólito desse gnaisse. A variação de idade pode ser relacionada a perdas de Pb radiogênico nesses zircões em resposta ao metamorfismo de alto grau sofrido pelo gnaisse. Alternativamente, não se descarta a possibilidade

das idades encontradas corresponderem a zircões herdados, envolvidos em rochas com idade paleoproterozóica.

Complexo Jari-Guaribas – Oito zircões de um gnaiss enderbítico forneceram também idades bastante variáveis desde 2,37 Ga até 2,80 Ga. Os três cristais com idades mais antigas definiram a idade média de 2790 ± 15 Ma (USD = 7,8). Devido às variações observadas, o resultado geocronológico é considerado apenas como uma indicação aproximada da idade do protólito do gnaiss. As observações e restrições feitas no caso da amostra precedente, em relação às alternativas de interpretação das idades, são também válidas para essa amostra.

Complexo Guianense – Foi datado um biotita-gnaiss granodiorítico. Dos dez cristais analisados, nove apresentaram idades no intervalo de 2,65 a 2,67 Ga, definindo a idade média de 2652 ± 4 Ma (USD = 5,3). Apesar do valor elevado de USD, a idade de 2652 ± 4 Ma é interpretada como representativa da idade de cristalização, indicando uma idade arqueana para o protólito magmático do gnaiss granodiorítico. Um grão forneceu uma idade um pouco mais elevada de 2,68 Ga, que poderia ser relacionada à presença de um pouco de Pb herdado.

Complexo Paru-Maratiá – Seis zircões de um biotita-hornblenda gnaiss tonalítico, permitiram calcular a idade média de 2150 ± 1 Ma (USD=1,1), interpretada como a idade de cristalização do protólito magmático do gnaiss. Nenhum componente de Pb herdado arqueano foi detectado.

Suíte Intrusiva Igarapé Urucu – A partir de três cristais de um charnockito ígneo, a idade de 2146 ± 14 Ma (USD = 7,4) foi obtida e interpretada como sendo a idade mínima de cristalização do corpo charnoquítico.

Suíte Intrusiva Carecuru – Sete cristais de zircão de um quartzo-diorito determinaram a idade média de 2140 ± 1 Ma (USD=1,6), a qual é interpretada como a idade de cristalização deste quartzo-diorito.

Alasquito Urucupatá – Foi datado um feldspato-alcálico granito, do qual quatro cristais de zircão forneceram a idade média de 2146 ± 3 Ma (USD=2,6), interpretada como a idade de cristalização do granito.

Discussão

Dentro das principais modelos de evolução do Cráton Amazônico mais recentemente propostos, a área de estudo localiza-se no domínio da Província Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,95 Ga) de Tassinari (1996) ou no limite entre as províncias Carajás-Imataca (3,10-2,53 Ga) e Transamazônica (2,25-2,00 Ga) de Santos et al. (2000).

Os resultados geocronológicos Pb-Pb obtidos em zircões dos gnaisses dos complexos Ananaí, Jari-Guaribas e Guianense revelam a existência de crosta arqueana retrabalhada nesta região, o que já tinha sido comprovado nas regiões do Cupixi (Montalvão & Tassinari, 1984; Sato & Tassinari, 1997) e Tartarugal Grande (Lafon et al. 1998, 2000). Entretanto, a idade paleoproterozóica obtida para o gnaiss do Complexo Paru-Maratiá sugere que este segmento

representa uma zona de transição entre a Província Arqueana de Carajás, posicionada a SW, e domínios com evolução e estruturação essencialmente paleoproterozóica, a NE, como na Guiana Francesa (Van der Haeghe, 1998).

As idades determinadas nestas unidades de embasamento reforçam a proposta de Ricci et al. (neste evento), que propõem a compartimentação da área em questão em três domínios geológicos distintos. Os complexos Jari-Guaribas e Guianense compõem parte de assembléia do embasamento do domínio Cinturão Jari, onde foram obtidas as idades de 2,79 e 2,65 Ga. Em contrapartida, o gnaiss tonalítico do Complexo Paru–Maratiá, cuja ocorrência restringe-se ao domínio Orógeno Carecuru-Paru, revelou a idade de 2,15 Ga para seu protólito. A idade arqueana de 2,58 Ga do gnaiss enderbítico do Complexo Ananaí, sugere que o Núcleo Granulítico Paru pode representar um *inlier* dentro do domínio do Orógeno Carecuru-Paru.

As idades obtidas para os granitóides das suítes Igarapé Urucu e Carecuru e para o Alasquito Urucupatá, revelam a presença de um expressivo evento magmático do paleoproterozóico em torno de 2,15 - 2,14 Ga, cuja ocorrência extrapola limites de domínios geológicos, visto que foram registrados tanto no domínio OCP quanto no CJ. Magmatismo orogênico calco-alcálico de 2,15 - 2,12 Ga também já foi registrado na Guiana Francesa (Van der Haeghe et al., 1998). Entretanto, nessa região, o magmatismo alasquítico constitui um episódio mais tardio (< 2,1 Ga) na evolução Transamazônica.

Referências Bibliográficas

- Gaudette, H.E.; Lafon, J.M.; Macambira, M.J.B.; Moura, C.A.V.; Schellert, T. 1998. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: examples from the Pré-Cambrian of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(4):351-363.
- Kober, B. 1986. Whole grain evaporation for 207Pb/206Pb age investigations of single zircons using a double filament source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 93:482-490.
- Lafon, J.M.; Rossi, P.; Delor, C.; Avelar, V.G.; Faraco, M.T.L. 1998. Novas testemunhas de relíquias arqueanas na crosta continental paleoproterozóica da Província Maroni-Itacaiúnas (sudeste do Escudo das Guianas). In: SBG, Congr. Bras. Geol., XL, Belo Horizonte, *Anais*.
- Lafon, J.M.; Avelar, V.G.; Rossi, P.; Delor, C.; Guerrot, C.; Pidgeon, R.T. 2000. Geochronological evidence for reworked neoproterozoic crust during Transamazonian Orogeny (2.1 Ga) in southeastern Guiana Shield. In: SBG, International Geological Congress, XXXI, Rio de Janeiro, *CD-ROM*.
- Montalvão, R.M.G. & Tassinari, C.C.G. 1984. Geologia pré-cambriana do Território Federal do Amapá (Brasil). In: Symposium Amazônico, II, Manaus, *Anais*.
- Ricci, P.S.F.; Carvalho, J.M.A.; Rosa Costa, L.T.R.; Klein, E.L.; Vasquez, M.L.; Vale, A.G.; Macambira, E.J.B.; Araújo, O.J.B. no prelo. *Geologia e recursos minerais do Projeto RENCA – Fase 1*. Belém, CPRM.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., Mc Naughton, N.J., e Flecher, I.R. 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Research*, 3 (4): 453-488.
- Sato, K. & Tassinari, C.C.G. 1997. Principais Eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa, M.L. & Angélica, R.S. (eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, FINEP/SBG-NO, 91-142.
- Tassinari, C.C.G. 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão de dados isotópicos*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Livre Docência, 139p.
- Vanderhaeghe, O.; Ledru, P.; Thiéblemont, D.; Egal, E.; Cocherie, A.; Tegye, M.; Milési, J.P. 1998. Contrasting mechanism of crustal growth: geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana. *Precambrian Research*, 92:165-193.

Oldest charnockitic magmatism in the Amazon Craton: zircon U-Pb SHRIMP geochronology of the Jaburu Charnockite, southern Roraima, Brazil

João Orestes Schneider Santos^{1,2}, Mario Sérgio Gomes Faria¹, Léo Afraneo Hartmann², Neal Jesse McNaughton³, and Ian Robert Fletcher³

¹ Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM, Av André Araújo 2160, Aleixo, Manaus, orestes@conex.com.br

² Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves n° 9.500, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brazil. 91501-970.

³ Centre for Global Metallogeny–Department of Geology and Geophysics, University of Western Australia, Nedlands, Western Australia 6907, Australia.

Introduction

Charnockitic rocks are common in three regions of the Amazon Craton, centered in three states: southeast and southwest of Amapá, east-central Rondônia, and south-central Roraima/north-central Amazonas State. These rocks were interpreted as granulites by several authors (Brandão & Freitas 1994, Santos & Olszewski 1988, Lima *et al.* 1986, Costa & Hasui 1997), mainly because they are deformed by the Sunsas Orogeny or by the K'Mudku Shearing Episode at 1330-1050 Ma (Santos *et al.* 2000). The misidentification was caused by the difficulty to discriminate between granulite facies rocks with amphibolite facies retrograde metamorphism (orogenic metamorphism) and igneous rocks sheared under amphibolite facies conditions. More recently, nearly all the granulite rock occurrences were reinterpreted as composed dominantly by charnockitic rocks (Fraga *et al.* 1997, Santos *et al.* 2000, Scandollara *et al.* 1999, Payolla *et al.* 1998). Some charnockitic rocks from Roraima and Rondônia yielded Mesoproterozoic (Calimian) ages. In Roraima, the Serra da Prata charnockitoids are 1564 ± 21 Ma old (zircon Pb-Pb evaporation, Fraga *et al.* 1997) and in Rondônia the Jarú-Ouro Preto charnockitoids are 1566 ± 3 Ma (Bettencourt *et al.* 1999) and 1544 ± 4 Ma old (zircon U-Pb, Payolla *et al.* 1998). These rocks occur associated in the field with rapakivi granites, as the Mucajaí Granite and the Surucucus Intrusive Suite in Roraima and the Serra da Providência Intrusive Suite in Rondônia, which have all similar Calimian ages (Gaudette *et al.* 1996, Bettencourt *et al.* 1999) in the 1500-1600 Ma range.

Jaburu Charnockite

To improve the regional understanding of the geological evolution of southeast of Roraima, a reconnaissance U-Pb SHRIMP program was carried out including a sample of zircons from the Jaburu Charnockite, which was previously correlated to the Serra da Prata Charnockite located about 200 km to the north (Fig. 1).

There are several discontinuous occurrences of charnockitic rocks along the Jauaperi River (Santos *et al.* 1974), most of unknown shape and size. Jaburu Charnockite crops out at Jaburu Creek mouth in Jauaperi River. It is an intrusion in N-S/55°E hornblende-biotite gneiss, possibly an A-type deformed granitoid. A 50 cm-thick zone of fine-grained charnockite makes the contact between the two rocks.

Geochronology

Sample MF99 has a homogeneous population of igneous zircons dominated by zoned, clear prisms (2:1 to 4:1), which have 184 to 501 ppm of U and Th/U ratios between 0.35 and 0.75. The grains were photographed and imaged (back-scattered electrons and charge contrast images) to study their internal structure before isotopic analyses by SHRIMP II (sensitive high-mass resolution ion microprobe). Twenty-one analyses were undertaken in fifteen crystals. No evident cores were detected, but six crystals were analysed twice having one spot placed at the centre and another in the margin, in order to test the presence of older cores not visible in the BSE images. Two older ages (1913 ± 9 and 1917 ± 8 Ma) were detected in cores (grains e13-2 and e5-1) among 21 determinations in sixteen crystals. These two core determinations group at the age of 1915 ± 7 Ma. A possible core in grain e4-2 is too small and the SHRIMP spot reaches both core and rim giving an “intermediate” age of 1898 ± 9 Ma. The main population of 18 analyses ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) group at the age of 1873 ± 6 Ma with a c_2 of 1.34.

Discussion

The zircons of the Jaburu charnockite do not have the characteristics of granulite facies zircons, because they have typical igneous habit and Th/U ratios. This is another example of igneous charnockites in Roraima and Amazonas States and elsewhere in the Amazon Craton previously confused with granulites and considered deep portions of the crust uplifted and exposed by compressive tectonics (Lima *et al.* 1986, Costa & Hasui, 1997).

The Orosirian age of 1873 ± 6 Ma is interpreted as the crystallization age and indicates that the Jaburu Charnockite is much older than the Calimian Serra da Prata Charnockites of central Roraima (1564 ± 21 Ma; Fraga *et al.* 1997) and the Jaru Charnockites of Rondônia (1477 ± 14 Ma, Payolla *et al.* 1998). The Jaburu Charnockite age correlates well with the A-type Mapuera (1864 ± 15 Ma, Santos, unpublished data) and Maloquinha (1870 Ma, Santos *et al.* 2001) Intrusive Suites. This granite-charnockite association has similarities with the 1.87 Ga post-tectonic suite of the Central Finland Granitoid Complex (Nironen *et al.* 2000). Among the several charnockitic occurrences (Fig. 1) in the central-north Amazon Craton, only a few were dated by U-Pb and Pb-Pb zircon evaporation. So, much isotopic work is required to define which occurrences are related to the younger Serra da Prata or with the older Jaburu Charnockites. It is even possible to have a third, Grenvillian, epoch of generation of charnockitic C-type magma, as found in the Baltic Shield (Shärer *et al.* 1996).

The Jaburu anorogenic charnockite is distinct from the charnockitic magmas spatially related to the Repartimento Anorthosite, which intruded the northwestern Tapajós-Parima orogenic belt at 1527 ± 7 Ma (Santos *et al.* this symposium).

Acknowledgements

This research was supported by the Conselho Nacional de Pesquisas – CNPq and by CPRM – Brazilian Geological Survey. Zircon and baddeleyite analyses were carried out on a Sensitive High-mass Resolution Ion Micro Probe mass spectrometer (SHRIMP II), operated by a consortium consisting of University of Western Australia, Curtin University of Technology and the Geological Survey of Western Australia.

References

- Bettencourt J.S., Tosdal R.M., Leite Jr. W.B., Payolla B.L. 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian Craton, Brazil – I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, **95**: 41-67
- Brandão R.L. & Freitas A.F.F. 1994. Serra do Ajarani. Folha NA.20-X-C-VI. Relatório Final. Manaus, CPRM, MME, 153 p.
- Costa J.B.S. & Hasui Y. 1997. Evolução Geológica da Amazônia. In: M.L.Costa and R.S. Angélica (eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, Financiadora de Estudos e Projetos e Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Norte, 15-90
- Fraga L.M.B., Almeida M. E., Macambira M.J.B. 1997. First Lead-Lead Zircon Ages of Charnockitic Rocks From Central Guiana Belt (CGB) in the State of Roraima, Brazil. In: South-American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão, São Paulo, *Resumos*, p. 115-117
- Fraga L.M.B. & Araújo R.V. 2000. Suíte Intrusiva Serra da Prata. In: CPRM (ed.) Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (integrals), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima. CPRM. Superintendência Regional de Manaus, Capítulo 3 – 3.12
- Gaudette H.E., Olszewski W.J., Santos J.O.S. 1996. Geochronology of Precambrian rocks from the northern part of the Guiana Shield, State of Roraima, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **9**: 183-195
- Lima M.I.C., Santos J.O.S., Siga Jr. O. 1986. Os Terrenos de Alto Grau do Cráton Amazônico. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 34, Goiania, *Anais*, **2**: 751-765
- Nironen M., Elliot B.A., Råmo O.T. 2000. 1.88-1.87 post-kinematic intrusions of the Central Finland granitoid Complex: as shift from C-type to A-type magmatism during lithospheric convergence. *Lithos*, **53** (1): 37-58
- Payolla B.L., Kozuch M., Leite Jr. W.B., Bettencourt J.S., Van Schmus W.R. 1998. Novas idades U-Pb em zircões de gnaisses e granitóides da região de Ariquemes, Estado de Rondônia: Implicações para a evolução geológica da borda sudoeste do cráton Amazônico. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, *Anais*, p. 39
- Santos J.O.S. & Olszewski W. 1988. Idade dos granulitos tipo Kanuku em Roraima. In: SBG/DNPM, Congr. Lat. Geol., 7, Belém, *Anais*, 378-388
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gonwana Research*, **3** (40): 453-488
- Santos J.O.S., Groves D.I., Hartmann L.A., Moura M.A., McNaughton N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós Parima Orogenic Belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, **36** (4): in press
- Shärer U., Wilmart E., Duchesne J.C. 1996. The short duration and anorogenic character of anorthosite magmatism: U-Pb dating of the Rogaland complex, Norway. *Earth and Planetary Science Letters*, **139** (3-4): 335-350

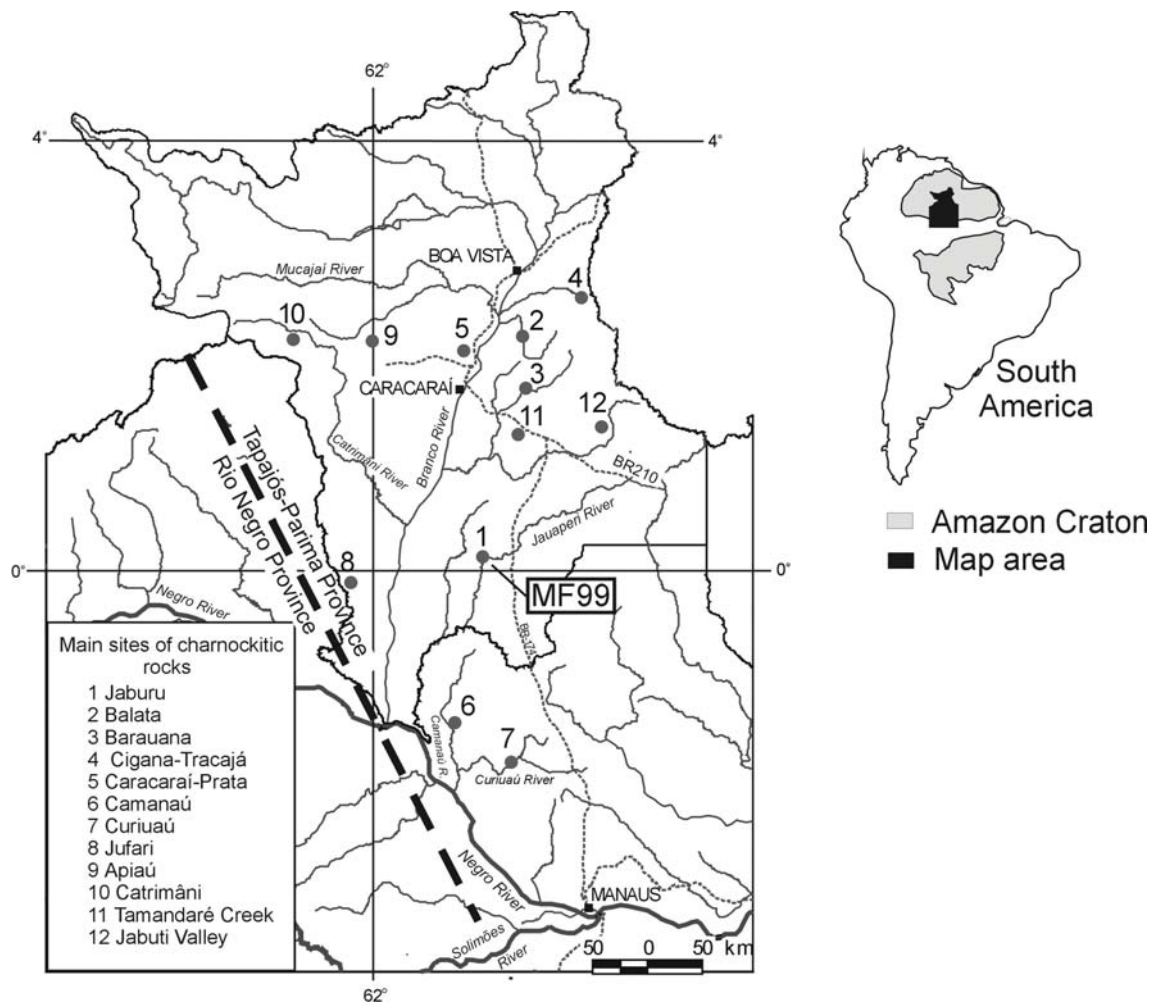


Figure 1. Map of southern Roraima and northern Amazonas States with location of most occurrences of charnockitic rocks and sampling site (MF99).

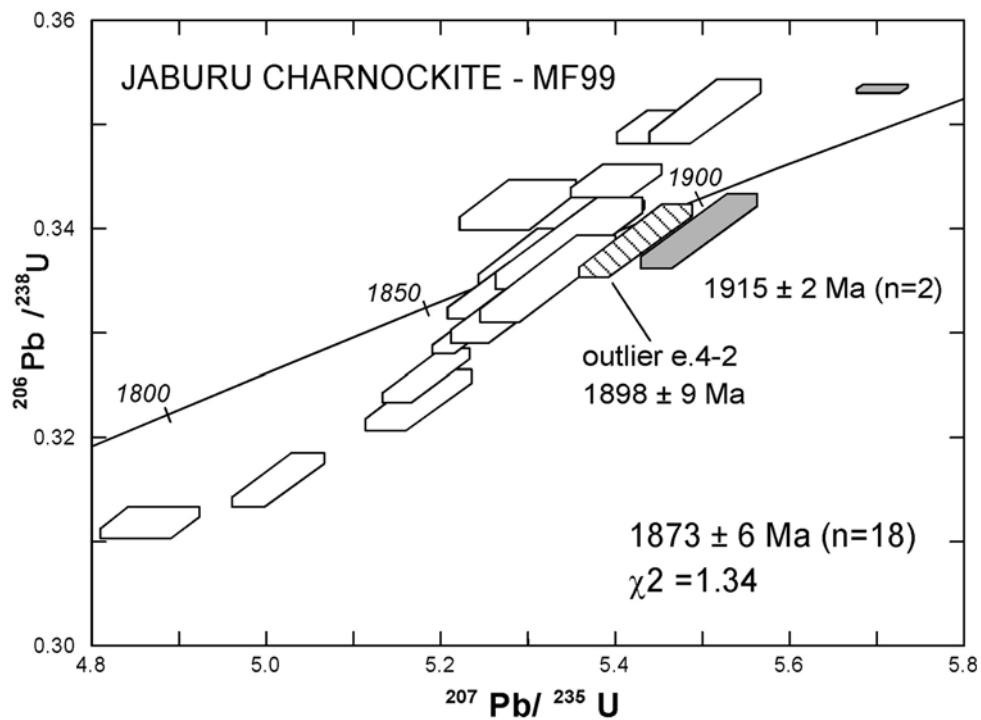


Figure 2. Concordia plot for charnockite MF99 zircons. The $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 1873 ± 6 Ma is considered the age of its crystallization.

Age and regional stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like outliers in northern South America based on U-Pb geochronology

João O.S. Santos^{1,2}, Paul E. Potter^{2,3}, Néelson J. Reis¹, Léo A. Hartmann², Neal J. McNaughton⁴

¹ CPRM, Manaus, Amazonas (orestes@conex.com.br); ² Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, RS. ³ University of Cincinnati, Ohio, USA. ⁴ University of Western Australia, Nedlands, Australia

Introduction The Roraima Supergroup was deposited in a large Paleoproterozoic foreland basin in northern South America covering a wide area in adjacent parts of Brazil, Venezuela, Guyana, Suriname and Colombia. The Supergroup consists mostly of gently dipping sandstones. Also present are some minor conglomerates, shales, ash fall tuffs and some diamond-bearing beds. New U-Pb ion microprobe dates from the basement underlying the Roraima Supergroup, from sandstones and tuffs within the Supergroup, and from its mafic intrusives establishes new stratigraphy for this major stratigraphic unit in northern South America. Zircons from the tuffs within the Supergroup indicate a Paleoproterozoic age of 1875 ± 5 Ma ($n=14$), Orosirian. The minimum age of the Roraima Supergroup was determined by U-Pb using baddeleyite from a mafic sill (Avanavero Magmatism) and is 1778 ± 12 Ma ($n=8$). Zircons of some Roraima-like outliers indicate that they are post-Roraima in age and do not belong to the Supergroup. This conclusion is supported by the unconformity between the Matauí and Uaimapué Formations present in the Pacaraima Plateau, an unconformity that seems to represent as much as 320 Ma. Thus, all the sandstones above the unconformity such as the Matauí Formation and such outliers as Surucucus, Aracá and Neblina, do not belong to the Supergroup. Rocks of the Roraima Supergroup and post-Roraima outliers were deposited in two separate but overlapping basins each of about 1,200,000 km². The Roraima Supergroup represents a foreland basin derived mostly from the Trans-Amazonic orogenic belt to the north and northeast; on the other hand, the post-Roraima successor foreland basin was derived from both the Trans-Amazonic and Tapajós-Parima orogenic belts to the east and northeast. While most of both basins are largely flat lying or gently deformed some of the westernmost outliers of the post-Roraima sandstones have been deformed by the far field effects of the Sunsas Orogen at 1.33 Ga (Ar-Ar in muscovite).

Basement ages The age of the Marauíá Tonalite of the Cauaburi Complex is 1789 ± 6 Ma ($n=11$) and comparable to the two previous ages (1834 ± 24 Ma and 1810 ± 9 Ma) published for the Rio Negro Province basement by the U-Pb method (Tassinari *et al.* 1996, Santos *et al.* 2000). This confirms that the Rio Negro Province is not as old as previously considered (Melo *et al.* 1994) and together with other U-Pb results (Gaudette & Olszewski 1985, Santos *et al.* 2000, Tassinari *et al.* 1996) constrains the maximum age of many Roraima-like outliers such as Tunuí, Daraã, Padre, Neblina, and Aracá in the northwestern part of the Amazon Craton. All these outliers are at least 95 to 51 Ma younger than the Roraima Supergroup (1875 ± 5 Ma) and thus cannot be correlated to it. The age of the Uraricaá Rhyodacite (Surumu Group) is 1984 ± 7 Ma ($n=15$), comparable to the ages

of the Creporizão Arc of the Tapajós-Parima orogenic belt (Santos *et al.* 2000). In Roraima State that arc includes volcanic rocks of the Surumu Group and its plutonic equivalents, the Pedra Pintada Suite, the Água Branca monzogranite (1960±21 Ma, Almeida *et al.* 1997), and the Rio Urubu Suite granitoids (1921±15 Ma, Fraga *et al.* 1996). Thus, the Roraima Supergroup at the Pacaraima Plateau mostly overlies rocks of the Creporizão Arc, 1.99–1.92 Ga, everywhere except to the north and northeast where it overlies rocks of the Trans-Amazonian Province, 2.25–2.00 Ga.

Age and sources of Aracá Formation and western outliers The sandstones of the outlier at Aracá Table-Mountain are underlain by rocks of the Rio Negro Province and have always been correlated to the Roraima Supergroup (Santos 1985, Montalvão *et al.* 1975) until Melo *et al.* (1994) introduced the name Aracá Formation and assigned to it a pre-Roraima age. They proposed the age on the basis of similar deformation in parts of the outlier with that of the Águas Claras Formation of the Archean Carajás Province. The deformation and metamorphism present in the southern and southeastern parts of Aracá Mountain were interpreted by Melo *et al.* (1994) to indicate a deposition in a transpressional basin, despite the well-known mineral maturity of its sandstones in outcrop. SHRIMP dating of zircons from sample CG30 from the upper part of Aracá Mountain revealed zircons derived from three main sources. The largest two groups form about 60% of the sample and have the post-Trans-Amazonian ages of 1927±21 and 1901±13 Ma and probably were derived from rocks of the Tapajós-Parima Province rocks located 80 km to the east such as the Rio Urubu Suite granitoids (1921±15 Ma, Fraga *et al.* 1996). A second source of about 30 % of the zircons, has ages in the 2.33–2.05 Ga range and consists of two groups: five ages (2335-2130 Ma) are interpreted as derived from the oldest Trans-Amazonic Orogenic Belt to the northeast. Four zircons have Late Trans-Amazonian ages (2048, 2023, 2017, and 2004 Ma) and they may be derived either from Late Trans-Amazonian granitoids, which are abundant to the northeast in Venezuela and Guyana, but about ± 600 km distant or from the more primitive rocks of the Tapajós-Parima Province located 150 km to the east and 250 km to the north. In addition, two detrital zircon grains, about 8 % of the total, are Meso- to Paleoarchean (3209±7 and 3126±7 Ma) and possibly were derived from the Imataca Province in Venezuela to the north. Important is the fact that no zircons derived from the 1.81 Ga Rio Negro Province was found in the sample. Thus the new zircon ages reported here show that *the paleoslope of the basin in which the Aracá Formation was deposited dipped mostly to west and southwest*. The youngest detrital zircon in the Aracá Formation is much older than the age of the basement of the Rio Negro Province (1.81 Ga; Santos *et al.* 2000) and signals that the Aracá Formation was not derived from underlying basement. The age of the Cauaburi Complex (CG8), the oldest rocks of the Rio Negro Province is 1789±9 Ga. Thus we feel confident that the Aracá Formation is younger than the age of 1875 Ma of the Roraima Supergroup. There are many other well-known outliers (e.g. Neblina, Autana, Tunuí, and Duida) in the Rio Negro Province and *thus it seems likely that they and the Aracá Formation belong to a different and younger successor basin than that of the Roraima Supergroup of the Pacaraima Plateau*. This conclusion supports observations of many previous workers who have suggested a regional unconformity in the upper part of the sandstones of the Pacaraima Plateau.

Metamorphism of Aracá Formation We tested the suggestion of Melo *et al.* (1994) that the metamorphism of the Aracá Formation was pre-Roraima in age by dating its metamorphic muscovite using Ar-Ar. The age of 1334 ± 4 Ma obtained by ^{39}Ar step-heating is slightly older than the classic ages referred to the K'Mudku Episode (Barron 1966), which are in the 994–1292 Ma range (Santos *et al.* 2001). This broad regional shearing event has been dated at about 1240 Ma (Priem *et al.* 1971, Snelling & McConnell 1969, Amaral 1974) by Rb-Sr and K-Ar and interpreted as an important time of regional deformation of older rocks. The muscovite age of 1334 ± 4 Ma is a slightly older than the typical K'Mudku ages based on Rb-Sr and K-Ar dates. Barrios (1983) obtained three Rb-Sr isochrons for the 1545 ± 20 Ma old Parguaza Granite Suite of southern Venezuela (zircon U-Pb, Gaudette & Olszewski 1985) and their Rb-Sr rejuvenated ages are 1297 ± 10 Ma, 1352 ± 11 Ma and 1340 ± 10 Ma. These values are much closer to the age of metamorphism of the Aracá Formation and suggest that the deformation produced by the K'Mudku Episode is an intracratonic expression – a far field effect – of the Sunsas collision in the northwestern and southwestern margins of the Amazon Craton, which started before 1300 Ma. The K'Mudku Episode is an extended deformational process that occurred not only at about 1240 Ma, but also represents a much longer process with more than one pulse of intense tectonic activity. The Ar-Ar age of 1334 Ma, as well as the Rb-Sr ages of Barrios (1983) suggest the existence of an early event here informally called the “Aracá Event” of the K'Mudku Episode of regional shearing that affected zones of the Rio Negro Province (Santos *et al.* 2000).

Age of the Serra Surucucus Formation The Roraima-like rocks at Surucucus Mountain have been correlated to the Roraima Supergroup by many authors (Montalvão *et al.* 1975, Pinheiro *et al.* 1981, Santos 1985). The 1.52 Ga old Surucucus Granite (Rb-Sr isochron; Santos & Reis Neto, 1982) was considered to be intrusive into the sedimentary sequence, which would have be older than 1.52 Ga. However, Reis *et al.* (1991) found a bed of conglomerate near the base of the sequence, whose framework consists mostly of rock pebbles and cobbles derived from the Surucucus rapakivi granite. The age of 1551 ± 5 Ma ($n=20$) for the main source of the Surucucus Formation confirms that the conglomerates and sandstones of Surucucus Mountain are younger than 1.55 Ga and do not correlate with the Roraima Supergroup. Quite possibly other nearby outliers such as at Urutanim, Uafaranda and Melo Nunes also have the same age as the Serra Surucucus Formation; i.e., are younger than 1.55 Ga.

Age of the Matauí Formation The age of the top unit of the Roraima Supergroup, the Matauí Formation (Reid 1972), has yet to be established because they lack tuff layers and Avanavero-type gabbro intrusions within it. Several authors considered the presence of a regional unconformity between the top and the lower units of the Roraima Supergroup. Santos (1985) and Santos & D'Antona (1984) photo interpreted such discordance. Alberdi & Contreras (1995) identified this unconformity in outcrop in six sections made in the Lema Mountain of eastern Venezuela. Those authors introduced the informal name “Capas de Abarén” for the Matauí Formation of Reid (1972)

and of Reis & Yanez (2001). The “Capas de Abarén” unit directly overlies the equivalent of the Uaimapué Formation with its typical ash fall tuffs. Thus everywhere in the Pacaraima Plateau there is an unconformity between the Matauí Formation and the Uaimapué Formation leading to remove the Matauí Formation from the Roraima Supergroup. How much younger could it be? One possibility is that the Matauí Formation is related to other post-Roraima outliers, like the Surucucus Formation and thus at least 320 m.y. younger than the rocks below it.

References

- Alberdi M. and Contreras G. 1995. Estratigrafia del Grupo Roraima: Interpretación petrologica en la región noreste del Parque Nacional Canaima, Estado Bolívar, Venezuela. USGS, p. I1-I19 (Bulletin 2124)
- Almeida M.E., Fraga L.M.B., Macambira M.J.B. 1997. New geochronological data of calc-alkaline granitoids of Roraima State, Brazil. In: USP, South-Am. Symp. Isotope Geol., 1, Campos do Jordão, São Paulo, Brazil, p. 34-37
- Amaral G. 1974. *Geologia Pré-cambriana da região Amazônica*. São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Tese de doutoramento, 212 p
- Barrios F.J. 1983. Caracterização geocronológica da região amazônica da Venezuela. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 123 p
- Barron C.N. 1966. Notes on the stratigraphy of central British Guyana. In: DNPM, Conferência Geológica Interguianas, 6, Belém, Divisão de Geologia e Mineralogia, *Anais*, avulso 41: 121-126
- Fraga L.M.B., Reis N.J., Araújo R.V., Haddad R.C. 1996. Suíte Intrusiva Pedra Pintada - Um registro do magmatismo pós-colisional no Estado de Roraima. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, Belém, Brazil, *Anais*, 76-78
- Gaudette H.E. & Olszewski W.J. 1985. Geochronology of the basement rocks, Amazonas Territory, Venezuela and the tectonic evolution of the western Guiana Shield. *Geologie en Mijnbouw*, 64: 131-143
- Melo A.F.F., João X.S.J., Santos C.A., Gomes H.A., Santiago A.F., Vilas Boas P.F., Larizzatti J.H., Giovannini C.A. 1994. Geologia da região norte do Estado do Amazonas, Projeto Serra do Imeri. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 38, Camboriú, Brazil, *Anais*, 2: 94-95
- Montalvão R.M.G., Muniz M.C., Issler R.S., Dall’Agnol R., Lima M.I.C., Fernandes P.E.C.A., Silva G.G. 1975. Geologia da Folha NA.20- Boa Vista e parte das folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20-Roraima e NB.21, Geologia, in Levantamento de Recursos Naturais, Projeto Radar na Amazônia, DNPM, Rio de Janeiro, 8: 15-136
- Priem H.N.A., Boelrijk N.A.I.M., Hebeda E.H., Verdumen E.A.T. and Vershure R.H. 1971. Isotopic ages of the Trans-Amazonian acidic magmatism and the Nickerie Metamorphic Episode in the Precambrian basement of Suriname, South America. *Geological Society of America Bulletin*, 82: 1667-1680
- Priem H.N.A., Boelrijk N.A.I.M., Hebeda E.H., Verdumen E.A.T., Vershure R.H. 1973. Age of the Precambrian Roraima Formation in northeastern South America: evidence from isotopic dating of Roraima pyroclastic volcanic rocks in Suriname. *Geological Society of America Bulletin*, 84: 1677-1684
- Reid A.R. 1972. Stratigraphy of the type area of the Roraima Group, Venezuela. In: Memoria, Conferencia Geológica Interguianas, 9, Puerto Ordaz, Venezuela, p. 343-353
- Reis N.J., Santos J.O.S., Riker S.R.L., Pessoa M.R., Pinheiro S.S. 1991. A cobertura sedimentar Roraima na serra Surucucus: Enfoque a seus ambientes deposicionais. In: SGB, Simp. Geol. Amaz., 3, Belém, Brazil, *Anais*, 1: 361-370
- Reis N.J. & Yanez G. 2001. O Supergrupo Roraima ao longo da faixa fronteira entre Brasil-Venezuela (Santa Elena Del Uairén – Montanha Roraima). In: Reis, N.J. and Monteiro, M.A.S., eds., *Contribuição à geologia da Amazônia*, Manaus, Brazil, SBG, 2: 113-145
- Santos J.O.S. & Reis Neto J.M. 1982. Algumas idades de rochas graníticas do Cráton Amazônico. In: SBG, Congr. Brás. Geol., 32, Salvador, Brazil, *Anais*, 1: 339-347
- Santos J.O.S. & D’Antona R. J. G. 1984. A Formação Arai e a subdivisão do Grupo Roraima. In: SBG, Congr. Brás. Geol., 33, Rio de Janeiro, Brazil, *Anais*, 3: 1162-1173
- Santos J.O.S. 1985. A subdivisão estratigráfica do Grupo Roraima. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 2, Belém, Brazil, *Anais*, 1: 43-44
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology: *Gondwana Research*, 3 (4): 453-488
- Snelling N. J. & McConnell R.B. 1969. The geochronology of Guyana: *Geologie en Mijnbouw*, v. 48, p. 201-213.
- Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Nutman A.P., Van Schmus W.R., Bettencourt J.S., Taylor P.N. 1996. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruena province (Amazon Craton), and tectonic implications. *International Geology Review*, 40: 71-114

Petrografia e Petrologia Magnética do Granito Igarapé Azul, SE de Roraima.

Alex Souza Sardinha^a; Roberto Dall'Agnol^f; Sandoval da Silva Pinheiro^b; Marco Aurélio Benevides Maia Figueiredo^a; Mário Sérgio Gomes de Faria^b & Rene Luzardo^b

^aUFPA, Centro de Geociências, Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides, caixa postal 1611, 66075-900, alexsardinha@mac.com, robdal@ufpa.br, mabmf@ufpa.br.

^bCPRM-Superintendência Regional de Manaus, geremi@internext.com.br

1-Introdução.

O Granito Igarapé Azul (GIA), localiza-se na porção sudeste do Estado de Roraima, a área selecionada para estudo é delimitada pelas coordenadas 0°28'45" e 0°55'05" de latitude norte, 60°10'30" e 60°37' de longitude oeste (Figura 1), incluindo a área tipo desta. Tal estudo foi efetuado essencialmente com amostras cedidas pela CPRM-Manaus, e em algumas amostras adicionais coletadas por Roberto Dall'Agnol. O GIA é cortado por granitóides (suítes intrusivas Água Branca - SIAB, Abonari e Mapuera) e coberto por sedimentos inconsolidados (Formação Içá).

O GIA foi individualizado por Faria *et al.* (1999). Até então, os granitóides presentes no domínio do GIA eram incluídos na SIAB (Oliveira *et al.*, 1996b), que possui caráter metaluminoso a peraluminoso, com características químicas de granito tipo I, e representa uma série cálcico-alcalina expandida. Segundo Faria *et al.* (1999), o GIA é formado por rochas graníticas peraluminosas (monzogranitos, sienogranitos e granodioritos), com características químicas de granitos tipo S. A sua idade seria de 1938±37 e 1960±21 Ma (Almeida *et al.*, 1997).

2-Petrografia

A unidade GIA é constituída por monzogranitos e granodioritos. A fácies predominante possui composição monzogranítica e é fanerítica, leucocrática, de coloração cinza médio a claro com tons rosados e pontuações escuras (máficos); apresenta ligeira orientação planar de feldspatos e biotita, definindo assim uma foliação. No geral, a textura é equigranular média (1,2-3,6 mm), mas texturas inequigranulares ou, raramente, porfíriticas, com fenocristais ou cristais mais desenvolvidos de feldspatos (5,4-9,0 mm), geralmente microclínio perítico, também ocorrem.

Amostras com conteúdo de máficos < 5 % foram denominados de leucogranitóides; nas amostras com conteúdo de opacos, epidoto e titanita ≥ 0,5 % e de muscovita modal (primária) ≥ 1 %, estes minerais acompanham o nome da rocha.

As fácies e subfácies do GIA são: Leucomonzogranito com Biotita (LM); Biotita-Monzogranito (BM), que divide-se em BM com Opacos (BM_{Op}), BM com Muscovita (BM_{Mu}), BM com Epidoto e Opacos (BM_{Ep-Op}), e BM com Muscovita, Epidoto e Opacos (BM_{Mu-Ep-Op}); Leucogranodiorito com Biotita (LGd); Biotita-Granodiorito (BGd), que divide-se em BGd com

Muscovita e Epidoto (BGd_{Mu-Ep}), BGd com Epidoto e Titanita (BGd_{Ep-Ti}), e BGd com Opacos e Titanita (BGd_{Op-Ti}).

As rochas do GIA possuem paragênese semelhante: plagioclásio, quartzo e microclínio pertítico (minerais essenciais); biotita (mineral varietal, exceto nas fácies LGd e LM); muscovita (constituente menor); opacos, epidoto, titanita, apatita, zircão e alanita (minerais acessórios primários) e; sericita-muscovita, epidoto, argilo-minerais, clorita, muscovita, leucoxênio, opacos e, raramente, carbonatos (minerais acessórios secundários).

3-Petrologia magnética.

Os minerais opacos identificados no GIA são, principalmente, magnetita e ilmenita, seguidos por hematita que geralmente é da variedade martita e, esporadicamente, por goethita. Além destes ocorrem pirita e a calcopirita. Geralmente, estes minerais opacos associam-se à biotita, agregados de minerais máficos ou estão inclusos nos feldspatos. Os opacos do GIA são muito semelhantes, a principal diferença está na magnetita, quanto ao grau de oxidação e substituição por martita.

A suscetibilidade magnética (SM) do GIA varia de 1,7410 a 15,7480 x 10⁻³ SI, com média de 5,3216 x 10⁻³ SI. Um terço das amostras possui valor acima da média do GIA e destes um pouco mais da metade encontra-se entre 8,4910 e 15,7480 x 10⁻³ SI.

A análise dos dados de SM de acordo com o histograma e o polígono de frequência, revela uma distribuição unimodal do conjunto de amostras medidas do GIA, com o máximo situando-se às proximidades do valor médio de SM. O espalhamento dos valores de SM é regular. A partir do gráfico de probabilidade normal distinguiu-se quatro populações, designadas como A, B, C e D.

As amostras do GIA, no geral, produziram valores de SM condizentes com os seus conteúdos de opacos e magnetita. A subfácies BGd_{Op-Ti}, as diversas subfácies de BM e a fácies LGd apresentam um comportamento de SM coerente com os seus conteúdos modais de máficos. Porém, não há uma correspondência muito nítida entre o conteúdo de ferromagnesianos das amostras e os seus valores de SM, nos casos dos LM, que se distribuem pelas três populações com maiores valores de SM (B, C e D) e estão ausentes daquela com menores valores (A), e dos BGd_{Ep-Ti}, que ocorrem exclusivamente na população A, apesar do seu conteúdo expressivo de máficos.

4-Discussões e conclusões.

Comparando a mineralogia do GIA, com a dos granitos dos tipos I e S típicos, o fato de o GIA possuir em muitas amostras a associação biotita+muscovita, sugere analogias do mesmo com granitos do tipo S. Existe, porém, um contraste acentuado entre os minerais acessórios primários do GIA com aqueles típicos dos granitos do tipo S, dificultando, assim, o enquadramento do GIA nessa tipologia, tal como sugerido por Faria *et al.* (1999).

Ague & Brimhall (1987) estudaram supostos granitos do tipo S dos batólitos da Califórnia, e, concluíram que o aumento do caráter peraluminoso naqueles granitos, refletia diretamente um maior grau de contaminação de um magma do tipo I por rochas de origem sedimentar.

A assembléia mineral titanita magmática+magnetita+quartzo, presente no GIA, caracteriza condições de fugacidade de oxigênio (fO_2) elevadas durante a evolução magmática. Whalen & Chappell (1988), também sugerem tais condições para granitos do tipo I do cinturão dobrado de Lachlan no sudeste da Austrália.

Os valores de SM relativamente elevados, os conteúdos modais de opacos quase sempre acima de 0,1 % (exceto três amostras), bem como a presença de magnetita em todas as fácies e subfácies do GIA são fatores que permitem classificá-lo como um granito da série magnetita (Ishihara, 1981), o que é confirmado pela disposição das amostras estudadas nos diagramas SM *versus* opacos modais (Figura 2) e, opacos *versus* quartzo + K-feldspato modais. Portanto, diferentemente da classificação proposta por Faria *et al.* (1999), conclui-se que o GIA possui maiores afinidades com os granitos do tipo I, conforme sugerido por Sardinha (1999). O referido autor levantou a hipótese de que o magma do GIA seria do tipo I, posteriormente contaminado por rochas sedimentares ou metassedimentares. Se o possível magma do tipo I primitivo era similar ao que gerou a SIAB, o GIA e a SIAB teriam fontes análogas, diferindo apenas pelo fato do primeiro ter sido fortemente contaminado por rochas metassedimentares.

Agradecimentos.

À UFPa pela infra-estrutura, à CPRM de Manaus pelo fornecimento das amostras e por informações geológicas.

Referências

- Ague, J. J. & Brimhall, G. H. 1987. Granites of the Batholiths of California: Products of Local Assimilation and Regional –Scale Crustal Contamination. *Geology*, **15**: p.63-66.
- Almeida, M. E.; Fraga, L. M. B. & Macambira, M. J. B. 1997. New Geochronological Data of Calc-Alkaline Granitoids of Roraima State, Brazil. *In: South-American Symp. on Isotope Geology - Brazil, 1997. Anais ... Brazil*, p.34-37.
- Faria, M. S. G. de; Luzardo, R.; Pinheiro, S. da S. P.; Silva, L. C. da 1999. Litoquímica e Petrogênese do Granito Igarapé Azul – Sudeste de Roraima. VI Simp. Geol. Amaz., Manaus, SBG/NO, **1**: p.577-593.
- Faria, M. S. G. de & Luzardo, R. 1999. Granito Igarapé Azul. *In: Projeto Caracarái*. Manaus: CPRM. p.36-42.
- Ishihara, S. 1981. The Granitoid Series and Mineralization. *J. Econ. Geol.*, v.75th Aniv., p.458-484.
- Oliveira, M. J. R.; Almeida, M. E.; Luzardo, R. & Faria, M. S. G. 1996b. Litogeoquímica da Suíte Intrusiva Água Branca – SE de Roraima. Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, Bahia, SBG, **2**: p.213-216.
- Sardinha, A. S. 1999. Petrografia do Granito Igarapé Azul, sudeste do Estado de Roraima. Belém, 32p (Trabalho de Conclusão de Curso, UFPa-CG).
- Whalen, J. B. & Chappell, B. W. 1988. Opaque Mineralogy and Mafic Mineral Chemistry of I- and S-Type Granites of the Lachlan Fold Belt, Southeast Australia. *J. Am. Miner.*, **73**: p.281-296.

60°37'

60°10'30" 0°55'05"

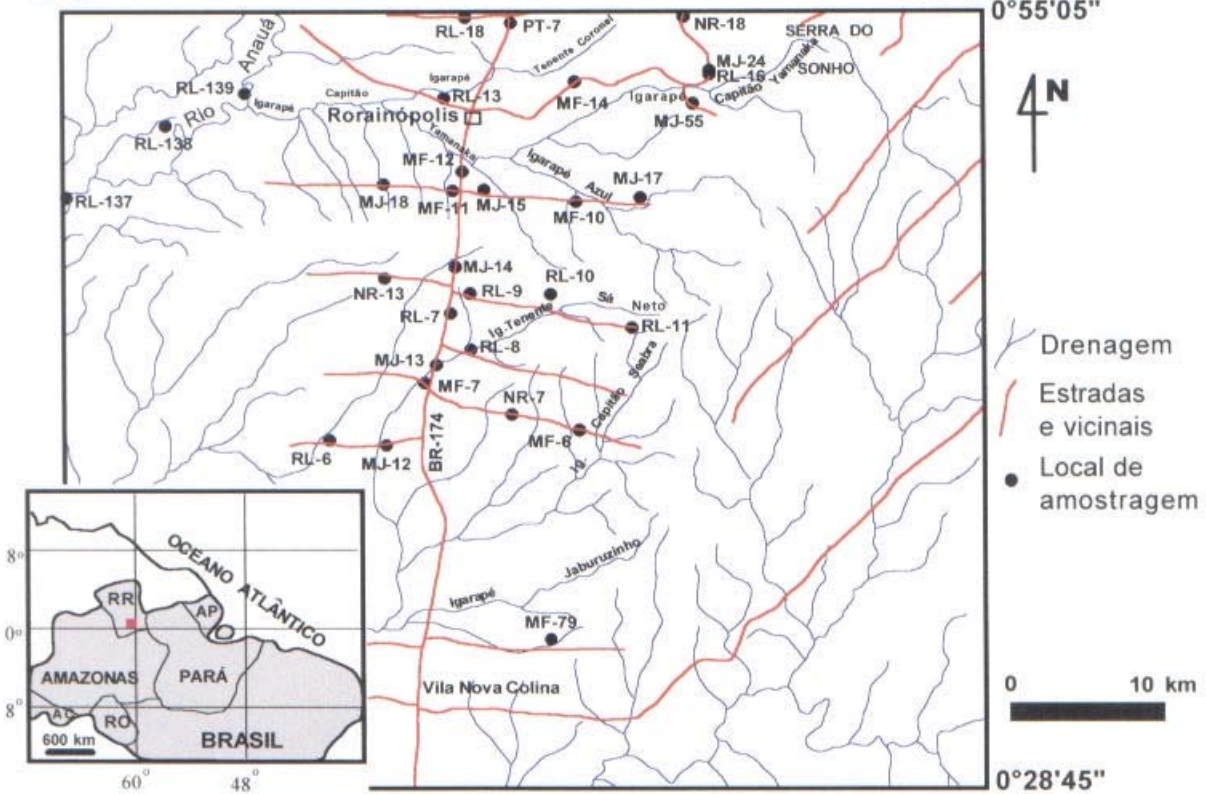


Figura 1 - Mapa de localização do GIA, modificado de Faria & Luzardo (1999).

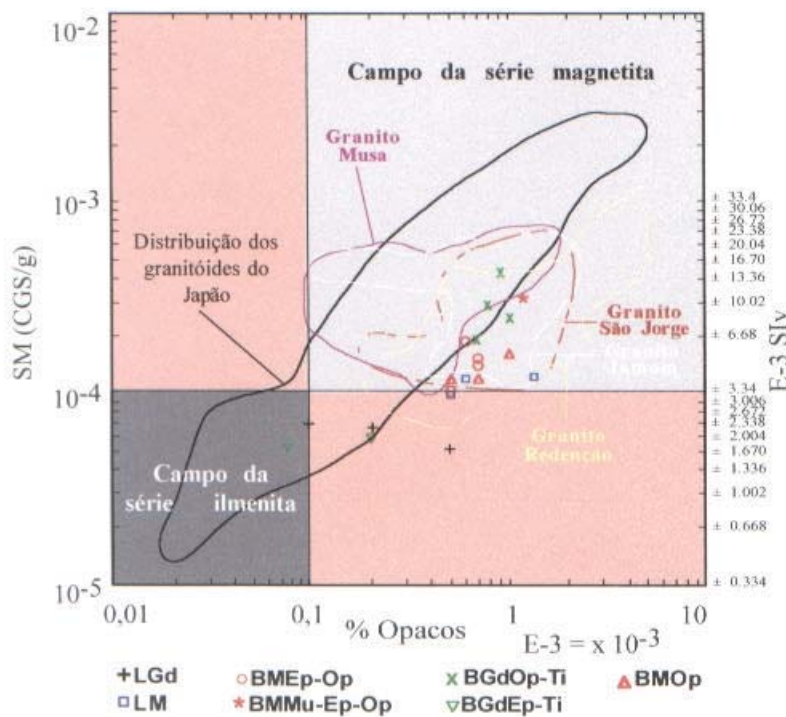


Figura 2 - Relação entre o conteúdo modal de opacos e a SM do GIA. Os números a direita do diagrama representam os valores aproximados de SM no Siv. As áreas delimitadas por linhas tracejadas ou contínuas, representam os campos de concentração das amostras do granitos Musa, Jamon, Redenção e São Jorge; modificado de Ishihara (1981).

Archean crustal evolution of the Imataca Complex, Amazonian Craton: Sm/Nd, Rb-Sr and U-Pb (SHRIMP) evidences.

C. C. G. Tassinari¹, W. Teixeira¹, A.P. Nutman², G. A. Szabó, ¹M. Mondin, ¹K. Sato

¹Geochronological Research Center, Institute of Geosciences, University of São Paulo, Brazil
(05508-900).ccgtassi@usp.br

²Research School of Earth Sciences – Australian national University.

Introduction and geologic framework

Archean and Proterozoic events have played important role in the evolution of the Amazonian craton which tectonic stability took place at the end of the Late Mesoproterozoic (e.g. Tassinari et al. 2000). The regional geologic and structural features support the existence of six crustal provinces composed of specific plutonic-volcanic and sedimentary associations and coeval metamorphic rocks, all of them showing very coherent isotopic constrains. These provinces are: The oldest Central Amazonian province(> 2.53 Ga), The Maroni-Itacaiunas province (2.25/2.10 – 1.95Ga). This province toward the west exhibits tectonic contact with the Imataca Complex - a ENE-trending, fault-bounded block composed of high grade Archean rocks, The Ventuari-Tapajós (1.95-1.8 Ga) province: a major calc-alkaline plutonic-volcanic terrane(1.95-1.8 Ga), The Rio Negro-Juruena (1.8-1.55 Ga), Rondonian-San Ignácio (1.5-1.3 Ga) and Sunsás-Aguapeí (1.25-1.0 Ga) provinces.

The Imataca Complex (NW corner of the Guiana shield) comprises mostly medium- to high grade quartz-feldspathic paragneiss, exhibiting complex deformation (e.g. extensive mortar, augen, flaser and mylonitic textures), and are exposed as elongated and symmetrical domes (e.g. Sidder & Mendoza 1995). Calc-alkaline gray gneisses and granitoids of igneous protolith are also present in the Imataca Complex (IC), as well as dolomitic marbles, orthopyroxene and magnetite quartzites, and BIFs that include huge ore deposits of Algoma type. Moreover, migmatite injections and anatexis (devoid of metasedimentary components) are widespread in the western part of Complex, the largest migmatite mass centered in Cerro La Ceiba. During the Transamazonian orogeny (2.15-2.00 Ga) several granitoid plutons emplaced the IC crust (e.g. Gibbs & Barron, Sidder & Mendoza 1995). Transcurrent and thrust faults combined with isoclinal folds have also been important during the geologic evolution, mirrored by the Guri Fault System - a zone of multiple faulting, shearing and mylonitization, located along the southeastern edge of the IC. In a pre-Pangean reconstruction using paleomagnetic data from rocks of the IC and African counterpart, the Guri System is contiguous to the Sassandra (Ivory coast) and Zednes (Mauritaine) faults (Onstott & Hargraves, 1981; Caen-Vachete 1998).

This paper presents the first Sm/Nd whole rock and SHRIMP U-Pb zircon analyses of the Imataca Complex. Integrated interpretation of the new results with previous geochronology provide better understanding of the main mantle/differentiation events in this complex, giving new insights on paleotectonic correlations between the Amazonian and West Africa cratons, during the Archean and Late Paleoproterozoic.

Geochronologic background of the Imataca Complex

Radiometric studies performed in the IC during the 70 and 80 have led to the following assessments for the crustal evolution of the IC:

Rb-Sr and Pb whole rock analyses suggest that the protolith age of the IC goes back to at least 3100 Ma and might be as old as 3700-3400 Ma (Montgomery 1979). Early high grade metamorphism and igneous events represented by gneisses, migmatites (including La Ceiba), and granitoid rocks took place between 2800-2700 Ma ago (see Sidder & Mendoza 1995 for review). Rb/Sr whole rock analyses on thin-slab specimens of banded granulites yielded ages in the 2.02 - 1.90 Ga range ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7404$). This age is interpreted to be a local, high grade metamorphism which in some places was accompanied deformation by shearing (Montgomery et al. 1977). This event is contemporary with the emplacement of the Encrucijada granite, as supported by the Rb/Sr whole rock isochron of 2190 Ma ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7010$; data recalculated from Possadas & Kalliokoski 1967). Thereby a tectonic relationship with the Transamazonian orogeny can be established. Additional $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau ages on hornblende and biotite for the Encrucijada granite are 1970 and 1880 Ma, respectively, indicating its cooling took place shortly after emplacement (Onstott et al. 1989). The IC high grade gneisses have $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau dates on hornblende and biotites that vary from 1970 to 1760 Ma, recording the waning stages of the Transamazonian orogeny uplift and cooling. Additional 1.4 - 1.1 Ga ages on biotites and feldspars reveal that the IC central zone was isobarically cooled. These youngest dates are compatible with published K-Ar and Rb/Sr mineral dates on different rock units in the area, between 1.5 and 1.1 Ga (Onstott et al. 1989). From the above, the IC crust underwent further reactivation and thermal overprints during the Mesoproterozoic, thereby suggesting a tectonic relationship with the multi-orogen evolution of SW Amazonian craton, as well as with Southern Laurentia. Finally, U/Pb SHRIMP analyses (Arndt & Goldstein, unpublished data) on detrital zircons from sands of the Orinoco river along the western limit of the IC, show a wide age range (2.8 Ga, 2.0 - 0.9 Ga and 0.5 - 0.1 Ga), suggesting the polycyclic evolution of crustal sources.

Results and discussion

Twenty Sm-Nd whole rock analyses were performed on selected IC rocks. The Sm-Nd T_{DM} model ages are between 3.23 – 3.00 Ga and 2.90 – 2.80 Ga. This supports the assumption that

crustal accretion took place during two distinct Archean events whilst the geographic distribution of the ages suggest that some crust zonation might exist within the IC. Additional Nd evidence from two Late Archean plutons (2.50 Ga) indicates their derivation from mixtures between the lower crust and a subordinate juvenile component. Two high-grade metasedimentary rocks have T_{DM} crustal ages of 3.16 and 3.23 Ga, in agreement with the T_{DM} ages of the country rocks. A gray gneiss near the Guri dam yielded the oldest T_{DM} age of 3.41 Ga; however, we have not found any isotopic evidence that the protolith age of IC goes back to 3.70 Ga, as previously proposed.

Two Rb/Sr whole rock isochron ages on banded granulites are between 2.78 and 2.67 Ga, indicating the period of high grade partial melting in the IC. During this event migmatitic injection (La Ceiba) took place, in accordance with the calculated $\epsilon_{Nd(2.78Ga)}$ values (+1.13 to -4.93).

Additional U-Pb SHRIMP zircon analyses were undertaken on a banded garnet bearing granulite, as well as on the La Ceiba migmatite. The sample of a felsic component of granulite yielded some prismatic zircons, which display, in CL images, oscillatory zoning parallel to their exterior surfaces, core and rim structures. The analyses were of the dominant oscillatory zoned zircon and yielded a weighted mean $^{207}Pb/^{206}Pb$ date of 3229 ± 39 Ma (MSWD = 5.2). These dates point to an Archean age for the igneous protolith of granulite, in agreement with the Nd evidence. The La Ceiba sample gave a prismatic and subhedral zircons, which exhibit in CL images a dark homogeneous colour and oscillatory zones. All analyses yielded a ^{204}Pb corrected weighted mean $^{207}Pb/^{206}Pb$ date of 2787 ± 22 Ma (MSWD = 1.9). This age is in agreement with the oldest Rb/Sr whole rock isochron age (2.78 Ga) on the same rock, and confirm the Late Archean partial melting process in high-grade metamorphic conditions.

It is noteworthy that protoliths as old as 3.70 – 3.40 Ga, as previously suggested from conventional Pb-Pb studies on the IC granulites, were not confirmed by the new Sm/Nd and U-Pb study, and neither by unpublished U/Pb ion probe ages of detrital zircons from the Orinoco river sands.

Finally, additional Sm/Nd whole rock analyses were also performed on selected granitoid plutons of Transamazonian age. The Nd evidence coupled with geographic distribution of these intrusions point that the southern edge of the IC is more restricted than it has been postulated, as supported by their T_{DM} ages between 2.29 and 2.21 Ga, and positive $\epsilon_{Nd(2.1Ga)}$ values (+3.05 to +0.74). Moreover, there is isotopic evidence for a significant participation of Paleoproterozoic mantle-derived magma in the granite genesis. Nevertheless, two of these plutons that emplaced within the northern part of the IC yielded T_{DM} ages (2.95 and 2.85 Ga) and $\epsilon_{Nd(2.10Ga)}$ values of -4.20 and -4.93. Thereby they were mostly formed by remelting of the Archean crust (IC).

Concluding remarks

- New Sm-Nd analyses display coherent T_{DM} model ages, revealing that two major periods of crust generation took place in the IC: 3.23 - 3.00 Ga and 2.90 - 2.80 Ga.
- The Rb/Sr whole rock isochron ages between 2.78- 2.67 Ga constrain the period of regional high grade metamorphism and migmatitic injection.
- The isotopic and petrologic evidences as well the tectonic features of the IC (e.g. faults, mylonites, isoclinal folding) support the interpretation that Imataca is an allochthonous block which was juxtaposed to the Maroni-Itacaiunas mobile belt during the Late Paleoproterozoic. Moreover, this scenario is in agreement with the contemporary geologic evolution in the West African craton, as previously suggested from radiometric ages and paleomagnetic data. Therefore the new geochronological data support the interpretation that a large tectonic unit grouping the Guiana shield (Northern Amazonian craton) and the West African counterpart did exist during Archean and Late Proterozoic.

References

- Caen-Vachete M., 1988. Le craton ouest-africain et le bouclier guyanais: un seul craton au Protérozoïque inférieur? *J. African Earth Sci.*, 7, 479-488.
- Gibbs, A. K. & Barron, C. N., 1983. The Guiana Shield reviewed. *Episodes*, 2, 7-14.
- Montgomery, C. W., 1979. Uranium-Lead Geochronology of the Archean Imataca Series, Venezuelan Guayana Shield. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 167-176.
- Montgomery, C. W., Hurley, P. M., Fairbairn, H. W. & Gaudette, H., E., 1977. Equilibrated domains and combined Rb-Sr and U-Pb systematics in the history of a granulite. 21th Ann. Rep., Geochronology Lab., M.I.T., Cambridge, USA, 1-25.
- Onstott, T. C. & Hargraves, R. B., 1981. Proterozoic transcurrent tectonics: palaeomagnetic evidence from Venezuela and Africa. *Nature*, 289, 131-136.
- Onstott, T. C., Hall, C. M. & York, D., 1989. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronometry on the Imataca Complex, Venezuela. *Precambrian Res.*, 42, 255-291.
- Possadas, V. G. & Kalliokoski, J., 1967. Rb/Sr ages of the Encrucijada granite intrusive into the Imataca complex, Venezuela. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2, 210-214.
- Sidder, G. B. & Mendoza, V. S., 1995. Geology of the Venezuelan Guayana Shield and its relation to the Geology of the Entire Guayana Shield. U. S. Geological Survey Bull., 2124-B, 1-33. USA.
- Tassinari, C. C. G., Bettencourt, J. S., Geraldés, M. C., Macambira, M. J. B. & Lafon, J. M., 2000. The Amazonian Craton. in *Tectonic Evolution of South America*, Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A. & Campos, D. A., eds., 41-96, 31st Int. Geological Congress, 2000.
- Teixeira, W., 1990. The Proterozoic mafic dyke swarms and alkaline intrusions in the Amazonian Craton, South America, and their role in the tectonic evolution based on Rb-Sr, K-Ar and $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ geochronology. in *Mafic Dykes and Emplacement Mechanisms*, Parker, A. P., Rickwood, P. C. & Tucker, D. H., eds., Publication 23, Int. Geol. Correlation Program Project 257, 285-294, A. A. Balkema.

Palaeoproterozoic evolution of the Amazonian shield based on new paleomagnetic data from French Guiana

Hervé Théveniaut¹, Jean-Michel Lafon², Claude Delor¹, Didier Lahondère¹ and Philippe. Rossi¹

¹BRGM, BP 6009 Orléans Cedex 2, France (h.theveniaut@brgm.fr)

² Pará-Iso - Centro de Geociências, Cx Postal 1611 UFPa, 66975-110 Belém PA

French Guiana is part of the (Guyana)-Amazonian Shield which is mainly composed by granite-greenstone belts ranging from 2.2 to 2.0 Ga. In the framework of a BRGM's geological mapping project of the French Guiana Territory, a thousand samples were collected from all representative Palaeoproterozoic formations which outcrop on the rivers of French Guiana. These samples consist on granites, gabbros, granodiorites and metamorphic rocks. They were paleomagnetically analyzed using mainly thermal demagnetization technique. A few different components carried by minerals of the magnetite family were isolated. Combined with geochronological dating this enabled us to produce a French Guiana APWP for the 2.2-2.0 Ga time period which could be used as a basis for an Amazonian Shield APWP. Our results are compared with scarce available data similar in age and discussed in terms of evolution of French Guiana and possibly the Amazonian Shield during the 2.2-2.0 Ga Transamazonian tectono-thermal event.

Magmatismo tipo A de 1,75 Ga na porção oriental do Escudo das Guianas - Estados do Amapá e Pará, Brasil

Marcelo Lacerda Vasquez & Jean Michel Lafon

CPRM - Serviço Geológico do Brasil / Belém-PA vasquez@interconect.com.br
Laboratório Geologia Isotópica Pará-Iso – UFPA / Belém-PA lafonjm@ufpa.br

Na porção oriental do Escudo das Guianas o magmatismo tipo A está representado por plutons graníticos e intrusões alcalinas sieníticas e básicas intrusivas em um embasamento arqueano e paleoproterozóico (> 2,0 Ga). Estes plutons graníticos eram correlacionados ao vulcano-plutonismo Uatumã (Rodrigues et al. 1988). Contudo, a datação de um destes plutons graníticos pelo método de evaporação de Pb em monocristal de zircão apontou para idades em torno de 1,75 Ga, que se aproximam das idades Rb-Sr das intrusões alcalinas. A associação litológica e a idade do magmatismo tipo A da porção oriental do Escudo das Guianas distingue-o dos demais eventos intracratônicos proterozóicos que ocorreram Cráton Amazônico

Na área, no limite dos estados do Pará e Amapá, foram mapeadas intrusões de granito tipo A. Elas ocorrem como plutons e batólitos de formas elípticas e circulares com dimensões entre 50 e 700km² que se destacam nos sensores remotos por apresentarem em geral um relevo acidentado e uma alta radiação na aerogamaespectrometria. Estes plutons intrudiram seqüências metavulcano-sedimentares paleoproterozóicas e gnaisses granulíticos arqueanos (Ricci et al., no prelo). Em geral eles truncam a foliação regional NW-SE, mas alguns plutons elípticos apresentam sua maior alongação paralela ao *trend* regional. Lineamentos rúpteis NE-SW balizam e atravessam esses plutons.

São sienogranitos e monzogranitos portadores de biotita e hastingsita, geralmente com textura inequigranular de granulação média e grosseira e de aspecto isótropo. Ocorrem termos porfirítico, alguns com textura rapakivi.

O pluton amostrado para datação localiza-se na porção norte da área do Projeto PROMIN-RENCA (00° 56' 30'' N e 53° 04' 15 W), e recebeu a designação de Granito Waiãpi em alusão a reserva indígena homônima. Trata-se de um hastingsita sienogranito, inequigranular de granulação média a grosseira, de coloração rosa acizentada e de aspecto isótropo. Ao microscópio, exibe textura granular hidiomórfica sem deformação, com mineralogia a base de microclínio, quartzo e plagioclásio sódico, com hastingsita e biotita como subessenciais, além de titanita, zircão, óxidos de Fe-Ti, apatita e fluorita como acessórios. O zircão é abundante e ocorre como cristais automórficos bem desenvolvidos, inclusos principalmente nas fases máficas.

O método de datação utilizado foi o de evaporação de Pb em cristal único de zircão (Köber 1986, 1987). As análises isotópicas foram feitas em um espectrômetro de massa Finnigan MAT 262 no

Laboratório de Geologia Isotópica Pará-Iso da Universidade Federal do Pará, utilizando-se o modo dinâmico para medir a composição isotópica do chumbo. Os blocos com razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 2500$ foram excluídos do cálculo da média para minimizar o erro introduzido pela correção do chumbo comum. Nos blocos utilizados para o cálculo de idades, as razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ foram corrigidas a partir dos valores de chumbo do modelo de Stacey e Kramers (1975). O tratamento estatístico dos resultados analíticos bem como o cálculo da idade e do erro correspondente foram baseados em Gaudette et al. (1998).

Foram selecionados doze cristais de zircão da amostra MV-56A para as análises isotópicas de Pb, dos quais seis são de uma fração granulométrica entre 150–200 mesh e os seis outros são de uma fração menor, entre 80–150 mesh. Os zircões de tamanho maior são límpidos, automórficos com prismas bem desenvolvidos e apresentam freqüentes inclusões. Os cristais menores apresentam feições parecidas sendo, porém, menos alongados. Apenas seis cristais, dos quais cinco são da fração granulométrica maior e um da fração menor, forneceram um sinal de Pb suficiente, no espectrômetro de massa, para a determinação das razões isotópicas. Todos os cristais forneceram apenas uma ou duas etapas de aquecimento. Excetuando-se o grão nº 2 que apresentou uma idade menor de 1726 ± 5 Ma, não houve variação de idade entre as etapas para um mesmo cristal ou entre dois. A idade média de 1753 ± 3 Ma (2σ) com USD= 2,3 calculada a partir dos zircões nº 7, 8, 9, 10 e 12 (tab. 1) foi aceita como sendo a idade de cristalização do Granito Waiãpi.

nº do cristal	T(°C) etapa	nº de razões	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	2σ	idade da etapa (Ma)	2σ (Ma)	idade do zircão (Ma)	2σ (Ma)
2	1510	16	10000	0,19662	171	0,10564	29	1726	5		
7	1450	88	11111	0,16114	59	0,10706	16	1750	3		
	1470	88	19608	0,16010	39	0,10720	20	1753	3	1751	2
8	1452	18	3521	0,15316	152	0,10415	148	1699	26		
	1500	90	15625	0,19904	108	0,10722	16	1753	3	1753	3
9	1500	80	8065	0,19260	225	0,10725	21	1754	4	1754	4
10	1467	36	3509	0,17292	151	0,10678	61	1746	10		
	1535	36	13514	0,21405	68	0,10756	20	1759	3	1759	3
12	1470	22	30303	0,18485	172	0,10793	74	1765	12	1765	12
total de razões		404					idade média (5 grãos - USD = 2,3)			1753	3

Tabela 1: Dados geocronológicos obtidos por evaporação de Pb em monocristal de zircão em grãos da amostra MV-56A do Granito Waiãpi. Os dados em azul foram eliminados subjetivamente do cálculo da idade média (valores < 1750 Ma).

As idades Pb-Pb e U-Pb SHRIMP em zircão entre 1,89 e 1,86 Ga obtidas por Lamarão et al. (1999), Vasquez et al. (1999) e Santos et al. (2000, 2001) para as ocorrências de vulcânicas ácidas e granitos

do evento Uatumã marcam o período do principal evento de magmatismo tipo A na porção central do Cráton Amazônico.

Outro evento mais jovem e menos expressivo está relacionado aos granitos rapakivi, alguns associados a maciços anortosíticos e charnoquíticos, na porção ocidental do Escudo das Guianas apresentou idades U-Pb em zircão entre 1,54 e 1,56 Ga (Gaudette et al. 1996, Tassinari 1996 e Santos et al. 1999).

Recentemente, Santos et al. (2001) dataram pelo método U-Pb SHRIMP zircões de alguns plutons graníticos tipo A das porções meridional e central do Craton Amazônico, com idades em torno de 1,76 Ga pertencentes ao vulcano-plutonismo cratônico Teles Pires.

A identificação de um pluton granítico com idade Pb-Pb de 1753 ± 3 Ma na porção oriental do Escudo das Guianas indica a existência de magmatismo tipo A de 1,75 Ga nesta região, que provavelmente está relacionado a um evento extensional intraplaca que se estendeu até a porção nordeste do Cráton Amazônico.

As primeiras evidências de magmatismo proterozóico pós-transamazônico ($< 1,9$ Ga) na porção oriental do Escudo das Guianas (Amapá) foram obtidas por Lima et al. (1974), através de datações Rb-Sr de maciços granodioríticos (Granodiorito Falsino com 1,75 Ga), e intrusões alcalinas sieníticas (Alcalinas Mapari com 1,68–1,34 Ga). No entanto, é provável que somente as intrusões alcalinas estejam relacionadas com o evento cratogênico a 1,75 Ga. As idades Rb-Sr em rocha total nos sienitos alcalinos (nefelina sienitos, feldspato alcalino sienitos e sienitos com sodalita) indicam tratarem-se de intrusões alcalinas proterozóicas, e a idade mais antiga (1680 ± 63 Ma) reforça a proximidade com o magmatismo tipo A ácido.

As intrusões de alcalinas básicas (nefelina monzosienitos, nefelina monzogabros e mozodioritos com nefelina) da região (Alcalinas Camaipi - Barros et al. 1983) não foram datadas, mas provavelmente estão relacionadas ao magmatismo tipo A de 1,75 Ga, correspondendo aos termos subsaturados da série alcalina.

Assim, o magmatismo tipo A de 1,75 Ga da porção oriental do Escudo das Guianas distingue-se das demais ocorrências de magmatismo tipo A do Cráton Amazônico pela idade e associação litológica, pois não apresenta extensas coberturas vulcânicas associadas, como o evento Uatumã e nem maciços anortosíticos e charnoquíticos associados, como os eventos de 1,55 Ga da porção ocidental do Escudo das Guianas. E difere do evento Teles Pires ($\sim 1,76$ Ga) por apresentar-se associado com intrusões alcalinas e uma grande defasagem temporal (>300 Ma) em relação ao embasamento hospedeiro.

Referências bibliográficas

- Barros, A.M.; Trindade, C.A.H.; Fuck, G.F. e Ribeiro, M.W. 1983. Projeto Iratapuru - Relatório integrado da etapa de verificação das anomalias magnéticas da região centro-sul do Amapá. MME/GEBAM/Projeto RADAMBRASIL.
- Gaudette, H.E., Lafon, J.M., Macambira, M.J.B., Moura, C.A.V. e Scheller, T. 1998. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: Examples from the Precambrian of Brazil. *J. of South American Earth Sciences*, **11** (4): 351-363.
- Gaudette, H.E., Olszewski, W.J. e Santos, J.O.S. 1996. Geochronology of Precambrian rocks from the northern part of the Guyana Shield, State of Roraima, Brazil. *J. of South American Earth Sciences*, **9**(3/4): 183-195.
- Kober, B. 1986. Whole grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age investigations on single zircons using a double filament source. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **93**:482-490.
- Kober, B. 1987. Single grain evaporation combined with Pb+ emitter bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications for zirconology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **96**: 63-71.
- Lamarão, C.N., Dall'Agnol, R., Lafon, J.M. e Lima, E.F. 1999. As associações vulcânicas e plutônicas da Vila Riozinho e Morais de Almeida, Província Aurífera Tapajós, SW do Estado do Pará. In: SBG, Simp. Vulcanismo e Ambientes Associados, 1, Boletim de resumos, 93.
- Lima, M.I.C., Montalvão, R.M.G., Issler, R.S., Oliveira, A.S., Basei, M.A.S., Araujo, J.F.V., Silva, G.G. 1974. Folha NA/NB.22 – Macapá. Geologia. Projeto RADAM - Levantamento dos Recursos Naturais. MME/DNPM. 1-142.
- Rodrigues, E.G.; Benoliel, B.I. e Jorge João, X.S. 1988. Mapa geológico do Território Federal do Amapá - Escala 1:1.000.000. MME/DNPM/DGM.
- Ricci, P.S.F., Carvalho, J.M.A.; Costa, L.T.R., Vasquez, M.L., Klein, E.L., Macambira, E.J.B., Vale, A.G., Araújo, O.J.B. no prelo. Geologia e recursos minerais do Projeto PROMIN-RENCA – Fase 1. Nota explicativa. CPRM – Serviço Geológico Brasil.
- Santos, J.O.S., Reis, N.J., Hartmann, L.A., Mc Naughton, N.J., e Flecher, I.R. 1999. Calimian rapakivi-anorthosite-charnockite association in the northern Amazon Craton, State of Roraima, Brazil: evidence from zircon U-Pb SHRIMP geochronology. In: South American Symposium on Isotope Geology, 2, Acta, 118-121.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E, Groves, D.I., Mc Naughton, N.J., e Flecher, I.R. 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Research*, **3** (4): 453-488.
- Santos, J.O.S., Groves, D.I., Hartmann, L.A., Moura, M.A. e Mc Naughton, N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, **36**: 278-299.
- Stacey, J.S. e Kramers, J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planetary Science Letters*, **26**: 207-221.
- Tassinari, C.C.G. O mapa geocrológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos. Tese de livre docência. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. 139p.
- Vasquez, M.L., Klein, E.L., Quadros, M.L.E.S., Bahia, R.B.C., Santos, A., Ricci, P.S.F., Sachett, C.R., Silva, C.M.G. e Macambira, M.J.B. 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós: novos dados geocronológicos. In: SBG, Simp. Geol. Amaz, 6, Boletim de resumos, 471-474.

Quantificação 3D da evolução termal da Bacia do Solimões e suas implicações petrolíferas

André Adriano Bender¹; Jaime Fernandes Eiras²; Joaquim Ribeiro Wanderley Filho²;
Coaracy de Moraes Barbosa Filho³

¹Petrobras/CENPES/Rio de Janeiro - bender@petrobras.com.br; ²Petrobras/UN-AM/Belém - eiras@petrobras.com.br; ²Petrobras/UN-AM/Belém - jwand@petrobras.com.br; ³Petrobras/UN-BSOL/Manaus -coaracyfilho@petrobras.com.br

Introdução:

A área avaliada neste estudo é a Sub-bacia do Juruá, que corresponde à subdivisão oriental e à porção mais conhecida da Bacia do Solimões (fig. 1), que é a única bacia paleozóica brasileira com produção comercial de petróleo. Apesar de ser produtora há mais de 13 anos, seus dois sistemas petrolíferos ainda são de difícil entendimento, principalmente porque tiveram a maturação controlada por intrusões ígneas.

A história termal de uma bacia sedimentar depende das propriedades físicas das rochas sedimentares, assim como do fluxo térmico proveniente das rochas crustais e sedimentares, e do fluxo térmico da litosfera. A magnitude do fluxo térmico litosférico pretérito não é o fator mais importante na maturação da Bacia do Solimões, e sim a temperatura e a espessura das soleiras formadas por intrusões

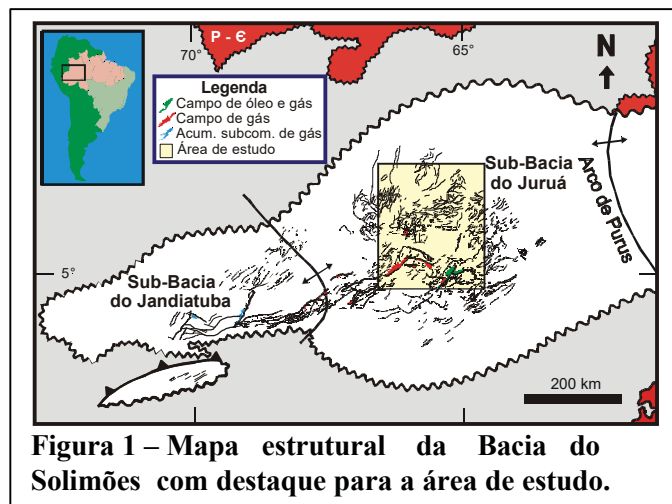


Figura 1 – Mapa estrutural da Bacia do Solimões com destaque para a área de estudo.

ígneas no Neotriássico. O presente artigo registra parte de uma avaliação numérica determinística tridimensional realizada com o programa Petroflow 3D (da empresa *Integrated Exploration System* - IES) em uma área de 215 km x 250 km na Bacia do Solimões. Este programa permitiu simular o impacto térmico de extensas e espessas intrusões ígneas, num contexto evolutivo da bacia, para selecionar áreas com potencial para a geração e preservação de hidrocarbonetos líquidos na bacia.

Sistema Petrolífero:

O sistema petrolífero Jandiatuba-Juruá é o mais importante da bacia, pois contém a quase totalidade das acumulações conhecidas atualmente. A rocha geradora, que pertence à Formação Jandiatuba (fig. 2), é composta de folhelhos radioativos que podem medir 40 m de espessura e conter mais de 4% de carbono orgânico total. Os principais reservatórios são os arenitos de dunas eólicas e de barras de maré da Formação Juruá, com espessura acumulada de até 50 m, porosidade em torno de 18% e permeabilidade média de 400 mD. As rochas selantes são os evaporitos

presentes na parte média-superior da própria Formação Juruá, ou na base da Formação Caruari, situada imediatamente acima desta. A armadilha é do tipo estrutural, constituída por anticlinais desenvolvidas em blocos altos de falhas reversas formadas pela tectônica compressiva mesozóica Juruá.

Metodologia

Neste trabalho utilizou-se o simulador 3D da empresa IES chamado *Petroflow*. Ele calcula a história termal de uma bacia sedimentar ao longo do tempo levando em conta a dinâmica da sedimentação, compactação, diagênese e erosão. Basicamente esses processos são decisivos na evolução da porosidade das rochas sedimentares, que, por sua vez, é importante na condutividade térmica das mesmas. Além da condutividade térmica, a evolução termal da bacia depende: 1) do calor específico e calor radiogênico das rochas sedimentares; 2) do fluxo térmico proveniente das rochas crustais e do manto em função do seu conteúdo radiogênico; 3) do fluxo térmico da litosfera, oriundo de processos tectônicos; 4) da temperatura na superfície da bacia ao longo da sua história. No caso particular da Bacia do Solimões, a temperatura, o volume e a geometria das várias intrusões ígneas, e a consequente sobrecarga causada por elas, foram fatores decisivos na evolução termal e geração de petróleo. Conforme datações recentes pelo método Ar/Ar (Peter Szatmari, informação verbal), as soleiras intrudiram aproximadamente entre 204 Ma e 202 Ma. A temperatura de intrusão assumida é de 1.000° Celsius. A espessura média (acumulada) das soleiras é 550 m, sendo o máximo 1145 metros. Devido ao evento magmático, e possivelmente à tectônica Juruá subsequente, infere-se que houve um soerguimento regional na bacia que propiciou condições para a erosão entre 204 Ma e 96 Ma de um pacote de espessura média de 1000 m, correspondente à seção sedimentar depositada entre 276 Ma e 240 Ma.

Os gradientes médios atuais medidos na área estudada variam de 35 °C/km a 40 °C/km, sendo o maior gradiente 48 °C/km e o menor 30 °C/km (fig. 3). O fluxo térmico atual varia entre 40 mW/m² e 60 mW/m² (fig. 4) devido em parte aos gradientes geotérmicos e em parte às condutividades térmicas das rochas. Em geral, o padrão de fluxo térmico varia no espaço e no

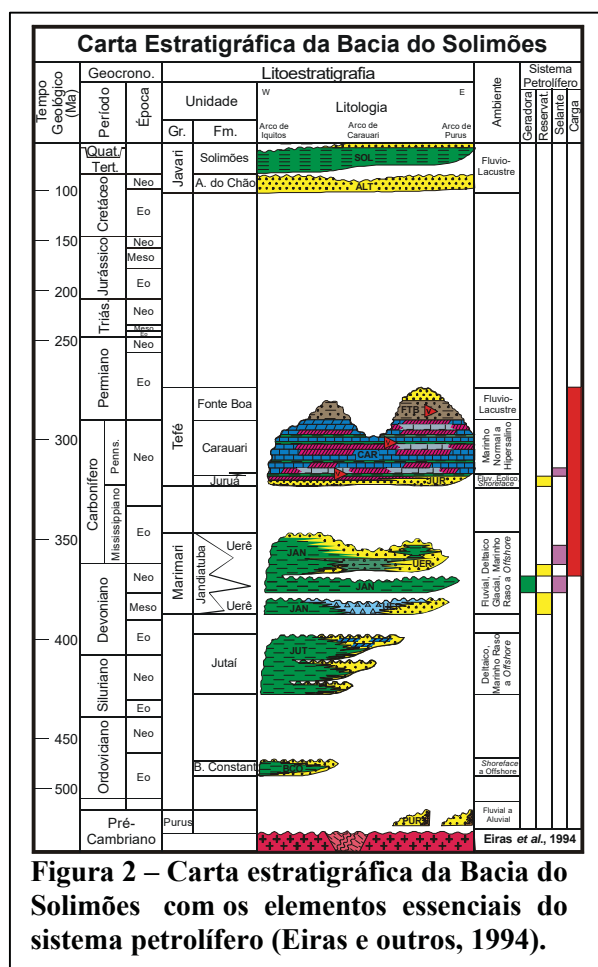


Figura 2 – Carta estratigráfica da Bacia do Solimões com os elementos essenciais do sistema petrolífero (Eiras e outros, 1994).

tempo dependendo dos processos tectônicos que originaram a bacia. No caso das bacias intracratônicas paleozóicas, os processos tectônicos que podem explicar a sua formação é um assunto de muito debate porque falhas em geral estão ausentes ou são de pequeno porte, o que dificulta a associação da subsidência da bacia com eventos tectônicos compressoriais ou extensionais. Uma revisão detalhada dos processos tectônicos formadores de bacias intracratônicas (tipo *sag*) pode ser vista em Quinlan (1987) e Bender (2000). Apesar da controvérsia, a magnitude do fluxo térmico litosférico pretérito não é o fator mais importante na maturação da Bacia do Solimões, e sim a temperatura e a espessura das soleiras formadas por intrusões ígneas neotriássicas.

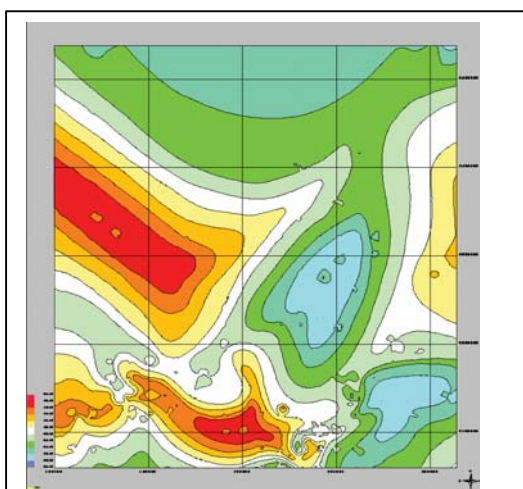


Figura 3 – Mapa de gradiente geotérmico atual da área estudada.

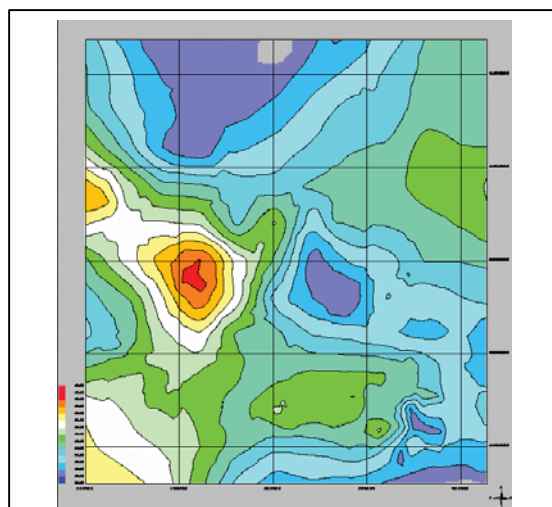
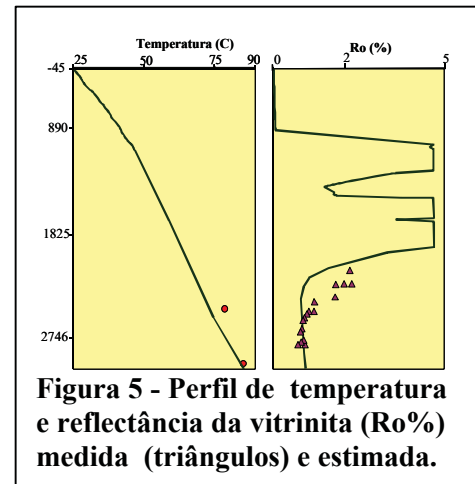


Figura 4 - Mapa de fluxo térmico atual.

Resultados:

As temperaturas previstas para a bacia foram calibradas satisfatoriamente com dados de temperatura medidos em poços e de reflectância de vitrinite. O geotermômetro usado neste caso, a reflectância de vitrinite (Ro%), foi obtido de uma relação com índices de coloração de esporos (ICE). A figura 5 apresenta um perfil de maturação típico onde as rochas próximas às soleiras apresentam elevado grau de maturação, e a reflectância de vitrinite diminui com a profundidade, à medida que se afasta das soleiras de diabásio. As implicações petrolíferas em uma bacia dominada por intrusões ígneas são marcantes no craqueamento primário (querogênio -> óleo) e secundário (óleo -> gás). Antes do evento ígneo mesozóico, a rocha geradora atingiu o estágio de geração em partes dos depocentros devido ao soterramento e fluxo térmico litosférico. As primeiras acumulações de tamanho mais expressivo se formaram no centro oeste da área por apresentar fluxo térmico elevado na região. A partir do evento intrusivo ígneo, a geração não se restringiu somente

aos baixos, mas ocorreu também nos altos. A presença de soleiras irregulares, sob o ponto de vista tridimensional, aumentou a complexidade das áreas geradoras. A entrada do primeiro grupo de soleiras (o mais raso), ao contrário do que se pensava anteriormente, já causou um impacto na geração de petróleo e gás na bacia, principalmente no lado leste e nordeste, por serem mais espessas e estarem mais próximas da rocha geradora. Os outros dois grupos de soleiras afetaram a bacia a ponto da maioria dela se encontrar num grau elevado de maturação ($R_o > 1,3\%$). Por isso, a maior parte da bacia se encontra em estado senil, ou no melhor, com potencial para gás, como demonstrado pela experiência exploratória na área.



Agradecimentos

À Petrobras, pela oportunidade de preparar e apresentar este trabalho; em particular aos geólogos João Cláudio Conceição, gerente do CENPES / PDEP / TEGG, e Paulus Hendrikus Van Der Ven e Humberto Pampolha Lima, gerente geral da UN-AM e gerente da UN-AM / ABIG, respectivamente, por facilitarem recursos financeiros e humanos para a execução deste trabalho. Agradecimentos também são devidos aos demais gerentes e técnicos do CENPES e da UN-AM que, direta ou indiretamente, contribuíram para a realização deste trabalho. Agradecimentos especiais ao técnico de projeto, construção e montagem Elmo Fernandes de Oliveira pela edição dos mapas e seções.

Referências Bibliográficas

- Bender, A.A., 2000 - Mechanisms of Intracratonic and Rift Basin Formation: Insights from the Canning Basin, northwest Australia. Ph.D dissertation, University of Columbia, New York.
- Eiras, J. F., Becker, C. R., Souza, E. M., Gonzaga, F. G., Silva J. G. F., Daniel, L. M. F., Matsuda, N. S., Feijó, F. J.. 1994. Bacia do Solimões. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 8, n. 1, p. 17-45.
- Quinlan, G. M., 1987. Models of subsidence mechanisms in intracratonic basins and their applicability to North American examples. In: Beaumont, C., Tankard, A. J. (Eds.) *Sedimentary basins and basin-forming mechanisms*. p. 463-481. (Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 12).

Cicloestratigrafia aplicada ao Eo/mesodevoniano da Bacia do Amazonas

Paulo Roberto da Cruz Cunha

Petrobras/UN-AM/Belém - pcunha@petrobras.com.br

Introdução:

A utilização da Cicloestratigrafia é aqui enfocada com o objetivo principal de refinamento cronoestratigráfico da seção eo-mesodevoniana da porção ocidental da Bacia do Amazonas, tendo como base a divisão hierárquica dessa seção, sob a égide da moderna Estratigrafia de Seqüências, em ciclos de 2^a a 5^a ordens (Cunha, 2000).

A precisão dos métodos de datação através da Paleontologia alcança, atualmente, a ordem de um milhão de anos (1Ma). A Cicloestratigrafia mostra-se, entretanto, uma ferramenta viável de refinamento cronoestratigráfico, atingindo a resolução da ordem de milhares de anos (ka), portanto, melhorando a precisão em pelo menos uma ordem de grandeza (10⁶ anos para 10⁵ anos). A definição da cronologia dos ciclos foi alcançada com a caracterização das parasseqüências (ciclos de ordem V, segundo Vail et al., 1991) e suas respectivas análises de séries temporais.

Generalidades:

A duração e a freqüência dos eventos geológicos e a ciclicidade estratigráfica englobam, no mínimo, 16 ordens de magnitude, variando desde ciclos de curta duração, relacionados às correntes de turbidez (10⁻⁶ a), até os ciclos relacionados à tectônica de placas envolvendo a formação ou a ruptura de supercontinentes (10⁹ a) (Einsele et al., 1991).

As ciclicidades de grande significado geológico, as agora conhecidas como *ciclicidades da banda de Milankovitch*, variam de 10⁴ anos a 10⁵ anos (Miall, 1997) e estão ligadas às variações climáticas na Terra que foram provocadas (ou ao menos potencializadas) por mudanças na taxa de insolação do planeta, em virtude de alterações cíclicas nos componentes de sua órbita em redor do Sol (Milankovitch, 1941). A Teoria de Milankovitch estabelece o relacionamento causal entre os parâmetros astronômicos e as épocas glaciais, com a quantificação dos reflexos na insolação terrestre em função das variações na *excentricidade*, *obliquidade* e *precessão* da órbita da Terra.

A mudança no clima afeta diretamente os processos e taxas de intemperismo, transporte e deposição, com reflexos no influxo de sedimentos na bacia e na produtividade biológica, entre outros fatores. Estas modificações ambientais, astronômicamente induzidas, se preservadas adequadamente nos sedimentos, definem unidades litológicas rítmicas, cujas variações de espessura podem expressar relações similares àquelas existentes entre os períodos conhecidos das variáveis orbitais da Terra (100ka para a excentricidade, 41ka para a obliquidade e 21ka para a precessão).

Hays et al. (1976) inauguraram a fase moderna da pesquisa sobre a relação entre os mecanismos orbitais da Terra e o clima, através da *análise espectral* de uma série de testemunhos do fundo do Oceano Índico. Suas análises identificaram períodos que estão de acordo com aqueles previstos pela Teoria de Milankovitch. Fischer (1986) definiu os ciclos sedimentares como autocíclicos e alocíclicos e Einsele et al., (1991) criaram a Cicloestratigrafia, correlacionando as seqüências alocíclicas por longas distâncias, inter-bacias e, até mesmo, de um continente para outro.

A Análise Espectral:

A análise espectral é um método objetivo, estatístico, para detectar ciclicidades regulares nos conjuntos de dados classificados como séries de tempo. A determinação dos ciclos e de seus períodos pode ser obtida através da *análise espectral* e da geração e interpretação de *periodogramas*. O *periodograma* registra, na ordenada, a densidade do espectro de potência e, na abscissa, a freqüência de oscilações dos harmônicos, representada pela razão ciclo/intervalo de amostragem. O comprimento de onda ou o período de cada freqüência significativa é obtido dividindo-se o intervalo de amostragem pelo número de ciclos (Castro, 1999).

Identificados os ciclos e determinadas suas freqüências e comprimentos de onda por meio de análise de série temporal, pode-se estimar, para cada conjunto de dados, os prováveis parâmetros orbitais controladores dos alociclos. Utilizando-se de programa de comparação de matrizes chega-se à correspondência entre razões dos diferentes comprimentos de onda destacados no periodograma e aquelas envolvendo os períodos orbitais de Milankovitch.

Discussão: A ciclicidade apresentada em perfis

Em qualquer estudo acerca de ciclicidade envolvendo análise espectral, independente da ferramenta empregada, *os ciclos sedimentares de qualquer origem só podem ser registrados como padrões cíclicos em perfis quando o processo deposicional for contínuo e a taxa de acumulação dos sedimentos for considerada constante.*

Avaliação estatística dos perfis dos poços:

Utilizou-se a análise espectral do perfil de raios-gama para *testar a aplicabilidade da Teoria de Milankovitch*, ou seja, checar a relação entre as variações climáticas ligadas aos fatores orbitais terrestres e as ciclicidades ou repetitividades registradas nas unidades estratigráficas eomesodevonianas estudadas, mais precisamente nas parasseqüências (ciclos de ordem V).

A partir do arcabouço litoestratigráfico da Bacia do Amazonas (Cunha et al., 1994) e das correlações regionais utilizando-se os perfis geofísicos dos poços e o arcabouço bioestratigráfico estabelecido para a bacia (Melo et al., 1996) elaborou-se um arcabouço cronogeológico com suporte na moderna Estratigrafia de Seqüências (Cunha, 2000) (Fig. 1).

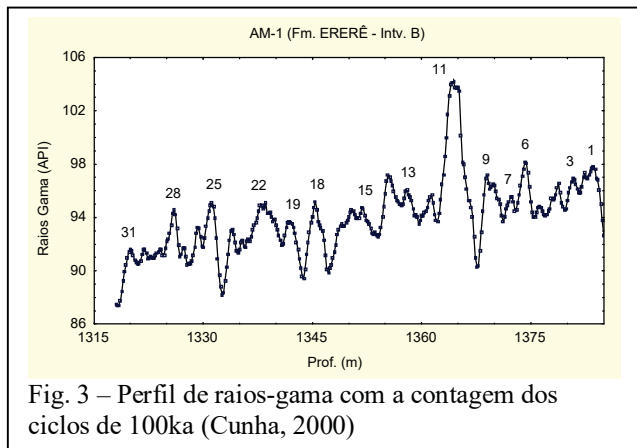


Fig. 3 – Perfil de raios-gama com a contagem dos ciclos de 100ka (Cunha, 2000)

possível o **refinamento do arcabouço estratigráfico em pelo menos uma ordem de grandeza**. Assim, o arcabouço estratigráfico existente, baseado em palinofósseis e que tinha uma resolução de cerca de 1.000ka passa a ser aferido com uma resolução maior, na faixa de 100ka, através dos ciclos orbitais (parassequências ou sequências de ordem V).

Referências bibliográficas:

- AZAMBUJA FILHO, N.C. de. 1994. Cicloestratigrafia como refinamento estratigráfico. In: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA, 38., Camboriú, 1994, Boletim de Resumos Expandidos, v. 1, p. 585-586.
- CASTRO, A.H.A. de. 1999. Estudo de ciclicidade orbital com base em dados sísmicos (exemplo para o Mioceno da Bacia de Campos, SE do Brasil). Porto Alegre, 147p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- CUNHA, P.R.C. 2000. Análise estratigráfica dos sedimentos eo-mesodevonianos da porção ocidental da Bacia do Amazonas sob a ótica da Estratigrafia de Sequências no interior cratônico. Porto Alegre, 263p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- CUNHA, P.R.C., GONZAGA, F.G., COUTINHO, L.F.C., FEIJÓ, F.J. 1994. Bacia do Amazonas. Boletim de Geociências da Petrobrás. Rio de Janeiro, Brasil, v.8, n.1, p.47-55.
- EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. 1991. Cycles and Events in Stratigraphy – Basic Concepts and Terms – Introduction. In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (eds.). Cycles and Events in Stratigraphy. Berlin: Springer-Verlag, p. 1-19.
- FISCHER, A.G. 1986. Climatic rhythms recorded in strata. Annual Review of the Earth Planetary Science v. 14, p. 351-376.
- HAYS, J.D., IMBRIE, J., SCHAKLETON, N.J. 1976. Variation in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. Science, v. 194, p. 1121-1132.
- MELO, J.H.G., LOBOZIAK, S., RODRIGUES, R., STREEL, M., QUADROS, L.P. & BARRILARI, I.M.R. 1996b. Age and correlation of the Barreirinha Formation (Curuá Group, Amazon Basin): new evidence from the misopore biostratigraphy. Petrobras / Cenpes / Sebipe. Comunicação Técnica, 10p.
- MIALL, A.D. 1997. The Geology of Stratigraphic Sequences. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 433p.
- MILANKOVITCH, M.M. 1941. Canon of insolation and ice-age problem. Koniglich Serische Akademie, Belgrad, 133p.
- VAIL, P.R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S.A., EISNER, P.N. & PEREZ-CRUZ, C. 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview. In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (eds.). Cycles and Events in Stratigraphy. Berlin: Springer-Verlag, p. 617-659.

Controle Orbital na Sedimentação Cíclica Pleistocênica na Bacia da Foz do Amazonas.

Autor: Jorge J. Picanço de Figueiredo; Co-autor: Antonio B. R. Teixeira

Petrobras/UN-AM/Belém - picanco@petrobras.com.br;
Petrobras/UN-AM/Belém - abernardo@petrobras.com.br

Introdução - O cone do Amazonas (fig 1) é um dos maiores leques submarinos do mundo, atingindo cerca de 700 km de comprimento e 380 km de largura a partir da quebra da plataforma. Seus sedimentos são encontrados em lâmina d'água de até 4850 m (Damuth & Kumar, 1975). No depocentro, a espessura sedimentar atinge mais de 9000 m (interpretação sísmica). Para estudo, foram selecionados três poços, doravante denominados A, B e C, todos localizados sobre grandes



rollovers, na área da tectônica distensiva, o que contribuiu para a geração de espaço, permitindo a deposição de 2000 m de sedimentos em apenas 400 mil anos.

Neste trabalho, procura-se demonstrar, cruzando dados de bioestratigrafia e perfis elétricos com a curva de variação eustática de Imbrie *et al.* (1984) (fig 2), que a distribuição das fácies arenosas na biozona NN19a (BP-Amoco, relatório interno não publicado) reflete uma ciclicidade que pode estar relacionada a eventos

glacioeustáticos ocorrentes na ordem dos ciclos astronômicos de alta frequência de Milankovitch (Mitchum Jr & Van Wagoner, 1991).

Estratigrafia e sedimentação - Recente zoneamento bioestratigráfico e paleoambiental (BP-Amoco, relatório interno não publicado), feito com base na análise do conteúdo de nanofósseis, foraminíferos e em pólenes, identificou, nos três poços estudados, a biozona NN19 (Martini, 1971, *apud* BP-Amoco, relatório interno não publicado), que se estende por quase todo o Pleistoceno. Com o detalhamento do estudo, a biozona NN19 foi dividida em oito subzonas que vão da NN19h (a mais antiga) à NN19a (a mais recente). A seção alvo deste trabalho encontra-se, grosso modo, circunscrita à subzona NN19a, que foi definida entre o primeiro registro¹ do nanofóssil *Pseudoemiliana lacunosa lacunosa* (~400 k.a.) e o primeiro registro do *Crenalithus asanoi* (~780 k.a.).

¹ Primeiro registro no sentido da perfuração dos poços.

O estudo paleoambiental (foraminíferos e pólen) detectou que a subzona NN19a foi depositada em um sítio que variava entre o talude superior e a plataforma externa.

O registro nos perfis de raios gama dos poços analisados mostra um padrão repetitivo de associações de eletrofácies características de sedimentos depositados em ambiente de progressiva diminuição de lâmina d'água, abruptamente interrompidos por uma recorrência de eletrofácies de águas mais profundas, a qual inicia um novo ciclo de raseamento. Esse padrão torna-se mais conspícuo na parte superior da seção estudada, sugerindo o espessamento das camadas de arenitos e siltitos, com o conseqüente aumento da razão areia/argila no sistema, conforme se evolui no tempo.

O estudo integrado dos três poços mostrou ser possível a correlação desses ciclos de afogamento/raseamento em todos eles. Como os mesmos estão localizados em contexto estratigráfico e estrutural semelhantes, e a distância entre os extremos (A e C) é de aproximadamente 50 km, mostra-se bastante consistente a interpretação de um evento regional, alocíclico, para explicar a repetição observada. (Fig 3). Os padrões em perfis elétricos, referidos acima, enquadram-se nas descrições que Van Wagoner *et al.* (1996) fazem para o que denominam de parasseqüência e conjunto de parasseqüências.

Discussão - Posamentier & James (1993) sugerem que, para a aplicação dos conceitos de estratigrafia de seqüências, são necessários como atributos básicos, a constatação da natureza cíclica das sucessões estratigráficas e o uso de um arcabouço cronoestratigráfico. Na construção de um modelo cronoestratigráfico para uma situação

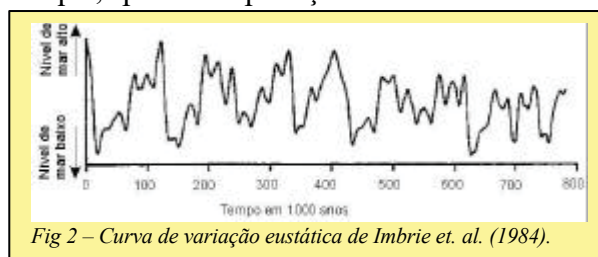


Fig 2 – Curva de variação eustática de Imbrie *et al.* (1984).

local, esses autores recomendam a correlação da estratigrafia local com um arcabouço cronoestratigráfico global, como a carta de Haq *et al.* (1988), desde que se considere que as sucessões estratigráficas sejam controladas por variações eustáticas e não por tectônica local. No caso deste trabalho, a carta de Haq *et al.* (*op.cit.*) não apresenta resolução para ser utilizada como arcabouço, daí a opção pela utilização da curva de variação eustática que Imbrie *et al.* (1984) construíram para os últimos 780 k.a., a partir do estudo da razão $\delta^{18}\text{O}$ em carapaças de foraminíferos, feito em testemunhos amostrados em todos os grandes oceanos, em baixas e médias latitudes (Fig 2). Essa curva está consagrada na literatura, e é aceita como uma resposta bastante fiel para as variações glacioeustáticas orbitalmente induzidas pelos ciclos astronômicos de Milankovitch (Broecker & Denton, 1990).

De posse de uma interpretação estratigráfica para a seção analisada e de um arcabouço cronoestratigráfico global passível de a emoldurá-la, propõe-se uma forma para que isso seja feito. Com a informação da bioestratigrafia, que situa a área de estudo, grosso modo, entre 780 k.a. e 400

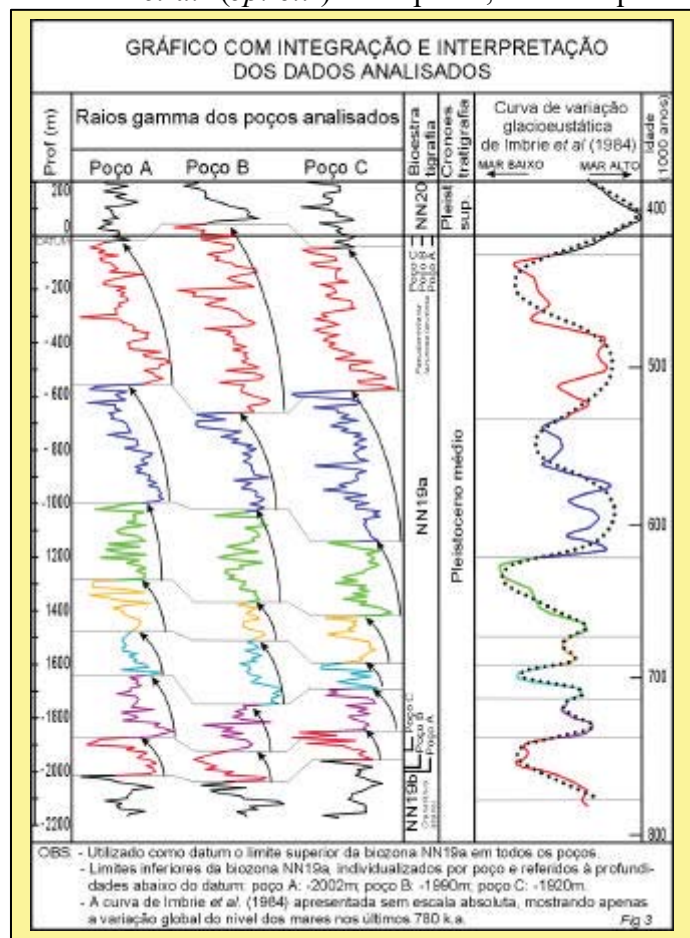
k.a., é possível localizar este intervalo na curva de Imbrie *et al.* (*op. cit.*), e então comparar graficamente os perfis de raios gama com o trecho temporalmente correlato na citada curva. A partir desta comparação observam-se dois domínios bem distintos:

- O intervalo entre 780 k.a. e 600 k.a. é configurado por alta frequência e baixa amplitude na curva de Imbrie *et al.* (*op. cit.*). Nos perfis, nota-se que a metade inferior da seção apresenta um padrão

mais serrilhado onde os ciclos de afogamento/raseamento são menos conspícuos;

- No intervalo entre 600 k.a. e 400 k.a. a curva de variação eustática adotada mostra um padrão onde começa a ser delineada uma tendência de menor frequência associada a maiores amplitudes, todavia, ainda com forte interferência do conteúdo de maior frequência. Em consonância, os perfis na metade superior da seção mostram um padrão melhor delineado dos ciclos de afogamento/raseamento.

Estas observações, apesar de muito sugestivas, não podem ser correlacionadas diretamente, pois comparam duas grandezas distintas (espaço e tempo). Porém, suas



interpretações podem ser comparadas, e, se coerentes, relacionadas.

A partir dessa premissa, foi feito um fatiamento na curva de Imbrie *et al.* (*op. cit.*), contendo, cada fatia, um máximo de subida e descida eustática. Dessa forma, foi buscada uma coerência entre tais fatias e os ciclos observados nos perfis de raios gama. O resultado dessa pesquisa gerou o gráfico da figura 3 no qual é mostrada a interpretação considerada mais adequada para o relacionamento entre os eventos de subida e descida do nível global dos mares e o que é inferido como seus conseqüentes resultados no registro sedimentar retratado nas eletrofácies dos perfis de raios gama.

Conclusões - A interpretação dos dados analisados neste trabalho, feitas à luz dos conceitos da estratigrafia de seqüências, permite as seguintes conclusões:

- A ocorrência de ciclos recorrentes de afogamento/ raseamento produziu um registro sedimentar que se coaduna com as definições de conjunto de parasseqüências progradantes de Van Wagoner *et al.* (*op. cit.*).

- A ciclicidade observada no registro sedimentar é de caráter alocíclico. A tectônica adiastrófica distensiva, que teve papel fundamental na geração de espaço, não influenciou a forma do registro sedimentar.
- A ciclicidade observada nos perfis apresenta um relacionamento coerente com a curva de variação eustática de Imbrie *et al.* (*op. cit.*). Assim sendo, pode-se inferir que a distribuição das fácies sedimentares no cone do Amazonas no Mesopleistoceno foi controlada por variações glacioeustáticas orbitalmente induzidas pelos ciclos de Milankovitch, fato aliás já sugerido por Kowsmann & Pirmez (1995), para a seção de 400 k.a. ao tempo presente.
- Os ciclos sugeridos são de altas frequências (4a e 5a ordens, segundo Mitchum Jr & Van Wagoner, 1991) e expressam dois domínios bem marcados, permitindo inferir-se que entre 780 mil anos e 600 mil anos a ciclicidade é dominada pelas bandas da obliquidade (41 k.a.) e da precessão (23 e 19 k.a.), e entre 600 k.a. e 400 k.a. pela banda da excentricidade (100 k.a.).

Agradecimentos

- À Petrobras/UN-AM, nas pessoas do Gerente Geral Paulus H. V. Der Ven e, ao Gerente da Avaliação de Blocos e Interpretação Geológica e Geofísica Humberto Lima, pelos constantes incentivos e pela oportunidade de divulgação deste trabalho;
- Às companhias: BP-Amoco (Operadora), Petrobras, Esso Brasileira e TotalFinaElf que participam do consórcio do bloco BFZ-2, pela concordância em liberar as informações geológicas, permitindo assim que a comunidade científico-acadêmica tenha acesso a esses conhecimentos.
- Aos colegas: Cláudio Tagliari, Clóvis Santos, Jaime Eiras, Laury Medeiros e Renato Kowsmann, pelas valiosas críticas e sugestões durante a fase de revisão.

Bibliografia

- Broecker, W.S. & Denton, G.H., 1990. What drives glacial cycles? *Scientific American*. Vol 262, no 1, p. 48-56.
- Damuth, J.E. & Kumar, N., 1975. Amazon Cone: morphology, sediments, age and growth pattern. *Geological Society of America Bulletin*. Vol 86, p. 863-878.
- Haq, B.H., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1988. Mesozoic and cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: *Sea-level changes: an integrated approach*. SEPM special Publication no 42, 4th printing, p 71-108.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., Shackleton, N.J., 1984. The orbital theory of the Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine 18O record, in A.L. Berger, J.Imbrie, J.Hays, G.Kuckla and B. Saltzman eds., *Milankovitch and climate, part 1: Dordrecht, Netherlands, D.Reidel*, p. 269-305.
- Kowsmann, R.O. & Pirmez, C., 1995. Estratigrafia de alta resolução do Cone do Amazonas: resultados do Ocean Drilling Program, In: *Congresso Internacional de Geofísica*, 4, Rio de Janeiro, RJ, 1995, v.1: 495-498.
- Mitchum Jr, R.M., Van Wagoner, J.C. 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sedimentary Geology*, 70 (1991) 131-160. Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam.
- Posamentier, H.W., & James, D.P., 1993. An overview of sequence-stratigraphic concepts: uses and abuses. *Spec. Pubs Int. Ass. Sediment.*, (1993) 18, 3-18.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum Jr, R.M., Campion, K.M., & Rahmanian, V.D. 1996. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. *AAPG, Methods in exploration series*, no 7, 55p. 4th printing

A Tecnologia G-T-L: Uma Opção para o Aproveitamento das Reservas de Gás Natural da Amazônia

Marcos Vinicius Miranda da Silva

Programa Interunidades de Pós-graduação em Energia (PIPGE/USP)
msilva@iee.usp.br

A era do gás natural - Em 1985, através da Conferência de Villach (Áustria), a opinião pública mundial tomou conhecimento de que o aquecimento global é um fenômeno que tem conseqüências graves para os ecossistemas e que poderá ocorrer caso políticas para reduzir as emissões dos gases, que provocam o efeito estufa, não sejam adotadas (MARTIN, 1992; CMMAD, 1991).

Hoje, embora ainda existam muitas incertezas quantitativas sobre esse fenômeno e de como as estratégias mitigadoras serão conduzidas pelos países, é inegável que os atuais padrões de produção e consumo de energia, baseados no uso intensivo de combustíveis fósseis, são os responsáveis pelo aumento da concentração de gases do efeito estufa na atmosfera. No início da década de 90, a contribuição global dos padrões de produção e consumo de energia para o efeito estufa era estimada em 57% (GOLDEMBERG, 1996).

A redução dos níveis de poluição passa fundamentalmente pela implementação de ações técnicas, organizacional e institucional, cujas estratégias para diminuir as emissões de gases poluentes seguem basicamente por três direções: técnicas de abatimento, que visam a utilização de equipamentos mitigadores, técnicas de substituição, que têm a finalidade de substituir fontes de energia mais poluentes por outras menos poluentes, e técnicas preventivas, que objetivam atuar diretamente na redução da demanda energética (NIJKAMP; VOLWAHSEN, 1990).

A estratégia de substituição do carvão, que possui um fator de emissão de carbono acima de 25 tC por TJ, e dos derivados de petróleo, como o óleo diesel e o óleo combustível, que possuem, respectivamente, fatores de emissão de carbono de 20,2 tC e 21,1 tC por TJ, por gás natural, que, apesar de emitir CO₂, apresenta fator de emissão de 15,3 tC por TJ (IPCC, 1996), nos setores energético e de transporte, reconhecidamente contribui para a redução das emissões de CO₂.

Além do baixo fator de emissão de carbono, dois outros fatores estão levando o mundo a ampliar o uso de gás natural: a disponibilidade de reservas provadas, estimadas em 143,4 trilhões de m³ em 1999 (BP AMOCO, 2000), e o desenvolvimento tecnológico, que tornou o gás natural competitivo com outras fontes de energia, principalmente quando ele é usado em ciclo combinado ou em cogeração.

As reservas de gás natural na Amazônia - Em 1999, as reservas provadas de gás natural na Amazônia somaram 44,89 bilhões de m³ e as reservas totais foram estimadas em 124,5 bilhões de

m³ (GASPETRO, 2000). Embora esses volumes sejam insignificantes em relação às reservas mundiais, eles correspondiam, respectivamente, a 19,4% e 26,6% das reservas brasileiras.

Para o aproveitamento dessas reservas a Petrobras Gas (Gaspetro) está fazendo estudos de viabilidades técnica, econômica e ambiental de um sistema constituído por uma rede de gasodutos (Urucu-Coari-Manaus e Urucu-Porto Velho), que teria a capacidade de transportar entre 4 a 5 milhões de m³/dia de gás natural, além da implantação de um parque térmico de 930 MW e de uma linha de transmissão de 230 kV, ligando as cidades de Porto Velho (RO) e Rio Branco (AC). Em um futuro mais distante, a Gaspetro pretende prolongar o gasoduto Urucu-Porto Velho até o Sudeste do país (GASPETRO, 2000).

Outras opções como o transporte do gás natural por navios criogênicos ou mesmo em barcaças também estão sendo cogitadas.

A tecnologia G-T-L como opção - No mundo, metade das reservas provadas de gás natural não terão mercado num futuro próximo, porque estão localizadas em regiões remotas (MORITIS, 1999). Esse é o caso das reservas de gás da Amazônia, que, por estarem distantes dos centros de consumo e em uma região com características geográficas complexas, tendem a apresentar custos de transporte elevados.

O gas-to-liquids (G-T-L) é uma tecnologia que está despertando um enorme interesse de grandes companhias, principalmente porque ela permite o aproveitamento de um maior número de reservas, incluindo as dispersas e pequenas, bem como as de gás associado. Ela também pode proporcionar a ampliação do mercado e a oferta de combustíveis mais limpos.

Em síntese, a tecnologia G-T-L consiste em converter hidrogênio e monóxido de carbono em combustíveis líquidos. Ela foi desenvolvida em 1923 por Franz Fischer e Hanz Tropsch, tendo passado por alguns aperfeiçoamentos ao longo do tempo. Os principais produtos obtidos pelo processo G-T-L são o diesel, a nafta e graxa.

A taxa de conversão do processo G-T-L está entre 50% a 60% (GREENE, 1999). Isso significa que 283,3 m³ (2,62 Gcal) de gás natural produzem 1 barril de destilado (1,46 Gcal). Portanto, uma planta com capacidade de produção diária de 2.500 barris de óleo sintético, operando por 20 anos, necessitaria de uma reserva de 5,2 bilhões de m³, ou seja, 11,6% das reservas provadas na Amazônia em 1999.

A capacidade das plantas G-T-L é variável. Na literatura, elas variam de 70 barris/dia até 100.000 barris/dia. Porém, a Shell afirma que a capacidade de produção diária de plantas economicamente competitivas deve estar em torno de 25.000 barris (GREENE, 1999), enquanto que a máxima economia de escala seria alcançada através de plantas com capacidade de produção de 50.000 barris/dia (OIL & GAS JOURNAL, 1997). Para a Syntroleum, que desenvolveu o

processo "Autothermal Reforming - ATR", uma planta com capacidade de produção de 5.000 barris/dia pode operar economicamente no mercado e em algumas situações a competitividade econômica pode ser alcançada por plantas com capacidade de 2.500 barris/dia (OIL & GAS JOURNAL, 1997).

Os custos de produção - O avanço tecnológico é um fator importante para a redução dos custos de capital das plantas G-T-L. Na década de 80, a Shell construiu uma planta na Malásia que apresentou um custo de capital de US\$ 68.000 por barril/dia (OIL & GAS JOURNAL, 1997). Na metade da década de 90, o custo de capital das plantas G-T-L era estimado em US\$ 30.000 por barril/dia e no futuro próximo espera-se que plantas com capacidade de produção de 50.000 a 100.000 barris/dia apresentem um custo de capital em torno de US\$ 20.000 por barril/dia (OIL & GAS JOURNAL, 1997). Segundo a Syntroleum, plantas pequenas poderão apresentar custos de capital entre US\$ 12.000 a US\$ 27.000 por barril/dia. Essa companhia afirma que uma planta com capacidade de produção de 2.000 a 2.500 barris/dia custaria em torno de US\$ 55 milhões (OIL & GAS JOURNAL, 1997).

Outros fatores também influenciam diretamente na competitividade econômica do óleo sintético, tais como: preços do petróleo, do gás natural e dos produtos G-T-L no mercado, legislação ambiental, altos custos e dificuldades técnicas no transporte do gás para os centros de consumo, níveis de economia de escala.

Para uma planta com capacidade de produção de 2.500 barris/dia, o custo do barril de diesel G-T-L é estimado em US\$ 126,49, considerando investimentos na planta de US\$ 22.000 por barril/dia, utilizando o processo ATR da Syntroleum, um custo do gás natural de US\$ 1 por milhão de Btu, taxa de remuneração de capital de 15% ao ano e custo de operação e manutenção de US\$ 7 por barril. Portanto, competindo com preços FOB para o barril de petróleo a partir de US\$ 31,54. Se o preço do gás for de US\$ 0,5 por milhão de Btu, o custo de produção do barril de G-T-L passa para US\$ 91,57. Nessa situação, o diesel G-T-L torna-se competitivo com preços FOB para barril de petróleo a partir de US\$ 22,83.

Os impactos ambientais - Em relação aos aspectos ambientais, o uso de produtos G-T-L pode contribuir para reduzir a poluição urbana, pois o diesel sintético apresenta baixos níveis de emissão de enxofre e aromáticos quando queimado, além de reduções significativas de hidrocarbonos (HC), monóxido de carbono (CO), óxidos de nitrogênio (NOx) e material particulado (GREENE, 1999).

A contribuição do diesel G-T-L para o efeito estufa poderá ser positiva ou negativa, devido a origem do gás natural, ao combustível a ser substituído (gasolina ou diesel convencional) e a utilização de mecanismos de mitigação de emissões de dióxido de carbono (CO₂). Porém, no ciclo total do combustível, que engloba desde a extração até o uso, devido a maior perda de conteúdo

energético, estima-se que o diesel G-T-L emite 20% mais CO₂ do que o diesel convencional (GREENE, 1999).

Conclusões - Embora a Amazônia apresente um volume considerável de gás natural para o padrão brasileiro, o contexto geográfico regional das reservas dificulta o seu aproveitamento, tornando elevados os custos de transportes. Nesta condição, a tecnologia G-T-L poderá ser bastante útil no fornecimento de diesel, visando atender as demandas de geração de eletricidade e do transporte regional.

Uma planta de 2.500 barris/dia, para o aproveitamento das reservas de gás da Amazônia, poderá ser viável caso o preço do gás e/ou o custo de operação e manutenção sejam reduzidos, ou ainda, se o preço do petróleo atingir US\$ 32 no mercado internacional. Portanto, as perspectivas para inserção dessa tecnologia na Amazônia são promissoras.

O principal problema ambiental será a emissão de CO₂, que em todo o ciclo pode ser 20% maior do que o diesel convencional, porém ela é perfeitamente mitigável. Para isso, torna-se necessário efetivar o plantio de árvores, que será inevitável caso exista uma determinação, o que ocasionaria uma elevação do preço final do diesel G-T-L em relação ao diesel convencional.

Referências Bibliográficas

- BP AMOCO. *BP Statistical Review of World Energy*. London, Litho-Tech, 2000.
- COMISSÃO MUNDIAL SOBRE MEIO AMBIENTE E DESENVOLVIMENTO - CMMAD. *Nosso futuro comum*. Rio de Janeiro, FGV, 1991.
- GASPETRO. *Informações na área do gás natural*. Asplan/Seplat, 06/06/2000. <http://www.gaspetro.com.br>
- GOLDEMBERG, J. *Energy, environment and development*. London, Earthscan, 1996.
- GREENE, D.L. *An assessment of energy and environmental issues related to the use of gas-to-liquid fuels in transportation*, Oak Ridge, TN, ORNL-1999/258, Oak Ridge National Laboratory, Nov. 1999.
- INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE – IPCC. *Revised 1996 IPCC guidelines for national greenhouse gas inventories: workbook, module 1, energy, s.l., IPCC, 1996.*
- MARTIN, J. M. *A economia mundial da energia*. São Paulo, Trad. Elcio Fernandes, Unesp, 1992.
- MORITIS, G. *GTL technology augments gas production options*. *Oil and Gas Journal Online*, vol. 97, n. 49, Dec 6, 1999. <http://ogj.pennnet.com>
- NIJKAMP, P; VOLWAHSEN, A. *New directions in integrated regional energy planning*. *Energy Policy*, v.18, n. 8, oct. 1990, p. 764 – 773.
- OIL & GAS JOURNAL ONLINE. *Gas-to-liquids projects gaining momentum as process list grow*, vol.95, n.25, Jun 23, 1997. <http://ogj.pennnet.com>

Patrocinadores Oficiais



Departamento Nacional
de Produção Mineral



Patrocinadores Setoriais



Apoio institucional

