



VIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA

09 a 13 de novembro de 2003
Manaus - AM - Brasil



Sumário

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS TIPOS ROCHOSOS NOS ARREDORES DA VILA DE BAIXINHOS, NORDESTE DO PARÁ <i>Azevedo L., Baars F.J., Lobato, L.M.</i>	09
A EVOLUÇÃO DOS CRATONS AMAZÔNICO E SÃO FRANCISCO COMPARADA COM O DOS SEUS HOMÓLOGOS DO HEMISFÉRIO NORTE – 25 ANOS DEPOIS <i>Brito Neves, B B., Almeida, F. F. M.</i>	13
A GEOLOGIA DA REGIÃO DE MANAUS <i>Carvalho, A. S.; Souza, V. S.; Fernandes Filho, L. A e Nogueira, A. C. R.</i>	18
A GRANITOGÊNESE PALEOPROTEROZÓICA NO SETOR SETENTRIONAL DA PROVÍNCIA TOCANTINS: IDADES MODELO (TDM) E EVAPORAÇÃO DE PB EM ZIRCÃO <i>CHAVES, C. L.; (2)GORAYEB, P. S. S. E (3)MOURA, C. A. V</i>	23
CONCEPÇÃO E ABRANGÊNCIA DO PROJETO BAIXO TOCANTINS <i>CPRM – Serviço Geológico do Brasil</i>	28
PALEOPROTEROZOIC CRUSTAL GROWTH AND ARCHITECTURE OF THE GUIANA SHIELD: NEW INSIGHTS AND PROSPECTIVE RESEARCH <i>Delor, C.; Lafon, J-M; Théveniaut, HERVÉ and Roever, E.</i>	33
MAGMATISMO PALEOARQUEANO (3,32 GA) NA REGIÃO DO RIO CUIPIXI, SE DO AMAPÁ, SE DO ESCUDO DAS GUIANAS <i>Klein, E. L., (1) Rosa-Costa, L. T. e (2)Lafon, J. M.</i>	38
LEVANTAMENTO GEOLÓGICO NA REGIÃO A NORTE DO BLOCO CARAJÁS: NOTÍCIAS PRELIMINARES <i>Faraco M. T. L., Vale A. G., Santos J. O. S., Luzardo R., Ferreira, A. L., Oliveira M. A., Marinho P.A. C.</i>	41
EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA REGIÃO DO ALTO RIO ANAUÁ - RORAIMA <i>Faria M.S.G., Almeida M.E., Santos J.O., Chemale Jr. F.</i>	47
THE AGE OF THE CHARNOCKITIC ROCKS OF THE SERRA DA PRATA INTRUSIVE SUITE, CENTRAL GUYANA BELT, GUYANA SHIELD <i>Fraga L.M., Macambira M.J.B., Dall’Agnol R., Costa J.B.S.</i>	52
GEOCRONOLOGIA PB-PB E SM-ND DAS ROCHAS MÁFICAS DO DEPÓSITO IGARAPÉ BAHIA, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS (PA) <i>Galarza M. A., Macambira M. J. B., Moura, C. A. V</i>	57
CORPOS MÁFICOS-ULTRAMÁFICOS ACAMADADOS DA REGIÃO DA SERRA DO NAVIO-AP <i>Horikava E., Ferreira Filho C.F.</i>	62
ISOTOPIC DECIPHERING OF RHYACIAN CRUSTAL EVOLUTION ALONG THE NORTHERN OYAPOK RIVER: NEW CONSTRAINTS FROM SM-ND, U-PB AND PB-PB GEOCHRONOLOGY <i>Lafon, J-M, Delor, C., Théveniaut, H., Krymsky., R., Tavares, R. P. S., Roig, J-Y</i>	66
PETROLOGIA E ESTRUTURA DE ROCHAS GRANITÓIDES DA REGIÃO DO SALOBO, PROVÍNCIA METALOGENÉTICA DE CARAJÁS, ESTADO DO PARÁ <i>Barbosa, J. P. O., Barros, C. E. . M</i>	71
ASPECTOS PETROGRÁFICOS, ESTRUTURAIS E GEOQUÍMICOS DO PLÚTON SANTA CLARA: UM EXEMPLO DO MAGMATISMO CALYMMIANO NO SW DE MATO GROSSO - CRÁTON AMAZÔNICO <i>Matos, J. B.; Ruiz. A. S, Godoy, A. M. Souza, M. Z. A., Calachibete, C., Ruiz, L. M.B.A., Simões, L. S. A.</i>	77
SISTEMATIZAÇÃO E ARRANJO CRONO-ESTRATIGRÁFICO DO ARQUEANO / PROTEROZÓICO DO ESTADO DO PARÁ <i>Carvalho, J. M. A.; Araújo, O. J. B.; Rezende, N. G. A. M.; Ricci, P. S. F. e Viglio, E. P</i>	81

IDADES 40AR/39AR DO MACIÇO SARARÉ: UM EXEMPLO DE MAGMATISMO TONIANO NO SW DO CRÁTON AMAZÔNICO <i>Ruiz, L. M. B. A.; Godoy, A. M.; Geraldles, M. C., (4) Souza, M. Z. A.; (1,5) Ruiz, A. S.; Teixeira, W.</i>	84
GEOLOGIA DA FOLHA SA.22 - BELÉM <i>Lima M.I.C., Coelho F.A. de J.F., Penalber L.O.G., Bezerra P.E.L.</i>	88
ATUALIZAÇÃO DO MAPA GEOLÓGICO DO ESTADO DO PARÁ, NA ESCALA 1:2.000.000 <i>Lima M. I. C.</i>	92
GEOCRONOLOGIA DE EVENTOS MAGMÁTICOS PLUTÔNICOS PALEOPROTEROZOÍCOS NO NW DO PARÁ, SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS <i>Rosa-Costa, L. T., Lafon, J. M., Galarza, M. A</i>	96
GRANITÓIDES TRANSAMAZÔNICOS DA REGIÃO IRIRI-XINGU – ESTADO DO PARÁ <i>Vasquez, M. L., Macambira, M. J. B., Galarza, M. A</i>	101
PETROGRAFIA E PETROLOGIA MAGNÉTICA DO GRANITO ARQUEANO PLANALTO, SERRA DOS CARAJÁS – PA <i>Oliveira M.A., Dall’Agnol R</i>	106
CARACTERIZAÇÃO DO MEIO AMBIENTE HÍDRICO SUBTERRÂNEO DE SANTA ISABEL DO PARÁ <i>ARAÚJO, P. P.</i>	110
INTERBLOCK SUPRACRUSTAL BELTS, STRING OF DISCONNECTED REMNANTS AND INTRATERRANE RELICS IN SOUTHEASTERN GUYANA SHIELD (BRAZIL) – TECTONIC, STRATIGRAPHIC AND METALLOGENETIC REAPPRAISAL <i>Ricci, P. S. F.; Rosa-Costa, L. T., Carvalho, J. M. A., Macambira, E. M. B.</i>	112
REVIEW OF SOME PREVIOUSLY ESTABLISHED HIGH-GRADE TERRANES IN SOUTHEASTERN GUYANA SHIELD (BRAZIL) – UNUSUALLY LONG HISTORY BELTS, DOMIFORM CHARNOCKITOID NUCLEI AND ISOLATED MASSIFS <i>Ricci, P. S. F.; Carvalho, J. M. A.; Rosa-Costa, L. T., Vasquez, M. L., Lafon, J-M</i>	119
THE REANALYZED CARAJÁS BLOCK IS INTERPOSED BETWEEN THE BACAJÁ (THE CRUSTAL REWORKING “LOST LINK” NOW BEING PREDICTED) AND RIO MARIA ARCHEAN TERRANES – GUAPORÉ CRATON <i>Ricci, P. S. F.; Costa, E. J. S.; Faria, C. A. S., Oliveira, J. R.</i>	126
GEOCRONOLOGIA DAS INTRUSÕES ACAMADADAS MÁFICAS-ULTRAMÁFICAS DE PORTO NACIONAL, TOCANTINS: EVIDÊNCIA DE MAGMATISMO BÁSICO CAMBRIANO (0,53 GA) COM METAMORFISMO DE ALTO GRAU SUPERIMPOSTO <i>Lima H.A.F., Ferreira Filho C.F., Dantas E.L.; Pimentel M.M.</i>	133
ASPECTOS MINERALÓGICOS E TEXTURAIS DAS ROCHAS GRANÍTICAS DO MACIÇO MOCAMBO, PROVÍNCIA ESTANÍFERA DO SUL DO PARÁ <i>Teixeira N.P., Fernandes C.M.D., Pinho S.C.C., Cruz V.L., Paiva Júnior A.L.</i>	137
CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS ROCHAS GRANÍTICAS DO MACIÇO VELHO GUILHERME, PROVÍNCIA ESTANÍFERA DO SUL DO PARÁ <i>Teixeira N.P.*, Fernandes C.M.D.*, Pinho S.C.C.*, Cruz V.L.*, Paiva Júnior A.L.</i>	141
CARACTERIZAÇÃO LITOGEOQUÍMICA DO COMPLEXO JAMARI NA ÁREA DO DEPÓSITO DE ESTANHO DO BOM FUTURO (RO) <i>Souza, V. S., (2) Botelho, N. F. e (2)Dantas, E. L.</i>	145
IDADE U-TH-PB DE MONAZITA EM ORTOGNAISSE DO COMPLEXO JAMARI, DEPÓSITO DE ESTANHO DO BOM FUTURO (RO) <i>Souza, V. S., Teixeira, L. M., Botelho, N. F.</i>	149
IDADE DE ZIRCÃO DO GRANITO FELÍCIO TURVO, GARIMPO DE OURO DO MANELÃO, REGIÃO DO BACAJÁ (PA): IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS <i>Souza, V. S.; Macambira, M. J. B.; Kotschoubey, B.</i>	153

CARAJÁS: BACIA TRANSTENSIVA INVERTIDA EM FLOR POSITIVA OU SEGMENTO DE BACIA EXTENSIONAL LOCALMENTE INVERTIDA POR TRANSPRESSÃO? <i>Roberto Vizeu Lima Pinheiro; Afonso César Rodrigues Nogueira</i>	157
ESTUDO GEOFÍSICO DA ÁREA SITUADA ENTRE O DEPÓSITO DE RESÍDUOS DO AURÁ E O MANANCIAL DE ABASTECIMENTO ÁGUA PRETA <i>Bahia V.E., Luíz J. G., Fenzl N.</i>	162
MEDIDAS COMPARATIVAS DE RESISTIVIDADE ELÉTRICA SOBRE MATERIAIS LITOLÓGICOS SEDIMENTARES SEMELHANTES DA REGIÃO DE MANAUS, IRANDUBA E PRESIDENTE FIGUEIREDO – AM <i>Carvalho J.S., Araujo R. L. C., Júnior J.B.C.S., Conceição D.A., Carvalho P.S., Silva R. M.</i>	165
CARTOGRAFIA MAGNÉTICA DO MUNICÍPIO DE IRANDUBA (AM): RESULTADOS PRELIMINARES <i>Carvalho, J. S.; Azevedo Jr., C. A.; Silva Jr., J. B. C., Araújo, R. L. C.; Conceição, D. A.; Silva, R. M.</i>	169
ESTUDO HIDROGEOQUÍMICO DA ÁREA LOCALIZADA ENTRE O DEPÓSITO DE LIXO METROPOLITANO DE BELÉM (AURÁ) E O LAGO ÁGUA PRETA <i>Bahia, V.E. & Fenzl, N.</i>	174
CONTAMINAÇÃO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DO MUNICÍPIO DE ANANINDEUA <i>Oliveira, J. R., Lopes, D. F., Viglio, E. P.</i>	177
POTENCIAIS IMPACTOS AMBIENTAIS NO TRANSPORTE DE PETRÓLEO, ÓLEO DIESEL E GASOLINA NO RIO SOLIMÕES, AM — RESULTADOS PRELIMINARES <i>Carmo, M. R. do.; Alecrim, J. D.; Cunha, E. F. da S.; Pereira, H. G.</i>	185
SÍNTESE DA EXPLORAÇÃO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS NA REGIÃO NORDESTE DO PARÁ <i>Oliveira J.R., Pontes M.X., Souza A.N., Silva R.N.M., Costa A.M.A., Lopes D.F.</i>	188
CARACTERIZAÇÃO DO MEIO AMBIENTE HÍDRICO SUBTERRÂNEO DE SANTA ISABEL DO PARÁ <i>Araújo, P. P.</i>	194
IDENTIFICAÇÃO DE ALTERAÇÕES AMBIENTAIS PROVENIENTES DA EXPANSÃO URBANA SOBRE A REDE DE DRENAGEM DO CANAL DO GALO, BELÉM-PARÁ <i>Teixeira S., Borges M.</i>	196
A MINERALIZAÇÃO DE MANUEL SELÉ, SUL DO PARÁ: ARSNETOS DE NI-CO-FE COM OURO, PRATA, BISMUTO E TELURETOS COMO ACESSÓRIOS ASSOCIADOS A UM CORPO ULTRAMÁFICO <i>Araújo, S. M., Schutesky, M. E. e Sousa, J. M. de</i>	201
PROJETO PRIMAZ / ZEE – NORDESTE DO PARÁ <i>CPRM – Serviço Geológico do Brasil</i>	205
A PRODUÇÃO MINERAL DE SÃO MIGUEL DO GUAMÁ E IRTUUA – IMPLICAÇÕES ECONÔMICAS, SOCIAIS E AMBIENTAIS <i>Aquino, E G. T.; João, X. S. J</i>	209
O CAMPO TAPEREBÁ DO DEPÓSITO AURÍFERO AMAPARI, AMAPÁ: ROCHAS ENCAIXANTES E MINEROGRAFIA <i>Faraco, M. T. L.; Melo, L.V.; Villas, R.N.N.; Soares, J.W.</i>	213
PRINCIPAIS RECURSOS MINERAIS NO ESTADO DO AMAZONAS <i>Ferreira A.L.; Oliveira M. A.</i>	218
FLUÍDOS HIDROTERMAIS E METALOGENIA DAS MINERALIZAÇÕES DE OURO DO PRÍNCIPE-TO <i>Grazziotin H.F., Kotschoubey B.</i>	222
INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA NOS DISTRITOS MINEIROS DO PARÁ <i>Carvalho, J. M. A.; Viglio, E. P.; Rezende, N. G. A. M.; Rosa-Costa, L. T.; Klein, E. L; Vasquez, M. L.; Barbosa, J. P. O.; Macambira, E. M. B. e Araújo, O. J. B.</i>	227

MINERALIZAÇÃO AURÍFERA NO GARIMPO FAZENDA PISON, TAPAJÓS/AM <i>Larizzatti J.H., Oliveira S.M.B.</i>	232
DIAMANTE, OURO E TEXTURAS METAMÓRFICAS NA SERRA DO TEPEQUÉM-RR <i>Luzardo, R., Oliveira, M. A., Milliotti, C. A., Monteiro, M. A. S., Figueiredo, C.</i>	235
DEPÓSITOS DE HIDROCARBONETOS ASSOCIADOS A ESTRUTURAS DE IMPACTO CONFIRMADAS <i>Marcello, E. P.</i>	240
A MINERAÇÃO DE GRANITO PARA BRITAGEM EM PORTO VELHO E AS ALTERAÇÕES AMBIENTAIS <i>Pereira L.A.C.</i>	246
LEVANTAMENTO GEO-ECONÔMICO E AMBIENTAL DA EXTRAÇÃO DOS MINERAIS DE USO NA CONSTRUÇÃO CIVIL NA ÁREA DE INFLUÊNCIA DA RODOVIA ALÇA VIÁRIA, MUNICÍPIOS DE ABAETETUBA, ACARÁ, BARCARENA E MOJU-PA <i>Pimenta C. L., Silva E.R.P., Rodrigues J.L.B.</i>	250
DISTRIBUIÇÃO DO OURO EM FORMAÇÕES FERRÍFERAS SAPROLITIZADAS DO DEPÓSITO AMAPARI, AMAPÁ <i>Tavares, R. M.; (2) Villas, R. N. e (3) Soares, J. W.</i>	254
DISTRIBUIÇÃO E MORFOLOGIA DAS PARTÍCULAS DE OURO NO GARIMPO DO MANELÃO (PA) <i>Souza, V. S. e (2) Kotschoubey, B.</i>	258
OS RECURSOS MINERAIS PARAENSES E O DESENVOLVIMENTO REGIONAL <i>João, X. S. J.</i>	263
FLUID EVOLUTION IN THE PALEOPROTEROZOIC INTRUSION- RELATED BREVES CU-AU (MO-W-BI) DEPOSIT, CARAJÁS MINERAL PROVINCE, NORTHERN BRAZIL <i>Xavier R. P., Araújo C. E. G., Dreher A. M., Nunes A. R., Régo J. L</i>	266
TECTÔNICA CENOZÓICA E MOVIMENTAÇÃO SALÍFERA NA BACIA DO AMAZONAS <i>Costa, A. R. A.</i>	272
INDICADORES NEOTECTÔNICOS: CONCEITOS E APLICAÇÕES <i>Fernandes, F.1; Igreja, H.2 & Silveira, R. R.</i>	278
ANÁLISE DAS JUNTAS GEOLÓGICAS DA GRANDE MANAUS, ESTADO DO AMAZONAS, BRASIL <i>Igreja, H.; Igreja, H.; Melo, A.; Franzinelli, E.</i>	281
A GEOCOMPARTIMENTAÇÃO DO MEGAECOSSISTEMA AMAZÔNICO ATRAVÉS DE RIOS QUE FLUEM AO LONGO DE ZONAS DE FALHAS NEOTECTÔNICAS <i>Igreja H., Franzinelli E.</i>	285
PERFIL GEOTECTÔNICO ENE -WSW DA PARTE NORTE DA PLACA SULAMERICANA <i>Igreja H., Valério C.</i>	291
EVIDÊNCIAS DE ATIVIDADES NEOTECTÔNICAS NO NORTE DE RORAIMA <i>Costa, J. A. V.; Costa, J. B. S.; Tavares Jr., S. S.</i>	298
BACIAS QUATERNÁRIAS AO LONGO DO RIO SOLIMÕES-AMAZONAS <i>Silva, C. L.; Horbe, M. A.; Horbe I.A. M. C.; Morales, N.; Costa, S. S.; Jiménez-Rueda, J. R.; Motta, M.; Silva Junior, J. B. C., Aragão, A.; Almeida, A. A.</i>	303
EFEITOS DO INTEMPERISMO NOS SEDIMENTOS TERCIÁRIOS-QUATERNÁRIOS DA BACIA DO SOLIMÕES NA REGIÃO DE COARI-AM <i>Horbe, A. M. C. e Paiva, M. R. P.</i>	308
CONTRIBUIÇÃO À MINERALOGIA E À GEOQUÍMICA DE SEDIMENTITOS DE PERFIL LITOLÓGICO (ILHA DE MOSQUEIRO, PA) <i>Barros, A. E. F.; Lima, W. N.; Costa, W. A.; Távora, V. A.</i>	314
DISTRIBUIÇÃO DOS METAIS CD, CU, FE, MN, NI, PB E ZN NO RIO NEGRO, ORLA DE MANAUS <i>Pinto, A. G. N.; Horbe, A. M. C.; Oliveira, L. G. S.; Silva, M. S. R.</i>	318

O JADE ARAGUAIA <i>Costa M.L., Hoehn H., Faraco M.T.L.</i>	323
JARINA, A PALMEIRA DO MARFIM VEGETAL DE PLANÍCIES DE INUNDAÇÃO DA AMAZÔNIA OCIDENTAL <i>Costa M.L.I, Hoehn H.</i>	328
PROJETO SELENMERAS: GEOQUÍMICA DE ECOSISTEMAS ATUAIS PRAIANOS, DE MANGUEZAIS E DE TERRA PRETA E AVALIAÇÃO DA INTER-RELAÇÃO SUBSTRATO (SEDIMENTO-SOLO), CULTIVAR (DIETA VEGETAL), CRUSTÁCEOPEIXES (DIETA ANIMAL) E SAÚDE HUMANA <i>Costa M.L., Almeida H.D.F., Rego J.A.R., Carmo M.S., Vilhena M.P.S.P., Brabo E.S., Kern D.C., Jesus I.M., Berredo J.F., Viana E.C.A., Martins M.M.M., Angélica R.S., Santos E.O., Sá G.C.</i>	332
PROCESSOS HIDROTERMAIS ASSOCIADOS A MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS: O EXEMPLO DO DEPÓSITO SÃO JORGE, PROVÍNCIA TAPAJÓS <i>Dall’Agnol, R.; Lamarão, C. N.; Figueiredo, M. A. B. M., Borges, R. M. K.; Leite, A. A. S.; Barros, C. E. M.; Costi, H. T.</i>	337
VARIAÇÕES COMPOSICIONAIS DE ORTOPIROXENIO, PLAGIOCLÁSIO E OLIVINA NO COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DA SERRA DA ONÇA - SUL DO PARÁ <i>Macambira, E. M. B.; Ferreira Filho, C. F.</i>	342
ESTUDO DE MINERAIS EM PODZÓLICO, LATOSSOLOS AMARELO E VERMELHO DE ALGUNS SOLOS DA REGIÃO AMAZÔNICA <i>Chaves, E. V.; Santana, G. P.; Abreu, J. J.</i>	347
OCORRÊNCIA DE QUARTZO RÓSEO NO PARÁ <i>Fernandez O.J.C., Hoehn H., Costa M.L. da</i>	352
CARACTERIZAÇÃO FÍSICO-QUÍMICA DO SOLO DE UMA TOPOSSEQUÊNCIA DA RESERVA ADOLPHO DUCKE, MANAUS (AM) <i>J. C. Freitas; G. P. Santana</i>	355
GEOQUÍMICA DE ALGUNS ELEMENTOS-TRAÇO EM IGARAPÉS DA CIDADE DE MANAUS E PRAIA DA CIDADE DE BARCELOS-AM <i>Guimarães, P. I. S. & Alecrim, J.D & Carmo, M. R. do</i>	359
HIDROGEOQUÍMICA DOS RIOS URUBU, UATUMÃ, PRETO DA EVA E DE SEUS TRIBUTÁRIOS-AM. RESULTADOS PRELIMINARES <i>Oliveira, L. G. de S. e Horbe, A. M. C.</i>	362
APLICAÇÃO DA TÉCNICA DE IV NA IDENTIFICAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA MATÉRIA ORGÂNICA NOS SEDIMENTOS DE FUNDO DA PLATAFORMA CONTINENTAL DO AMAZONAS <i>Lima I, E.A.R.; Lima I, W.N.; Siqueira, G.W.; Mendes, A.S.</i>	366
BIOFILMES: OCORRÊNCIAS E MINERALOGIA <i>Cunha, E. C. M., Pires, L. C., Horbe, A. M. C.</i>	371
CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA DE UMA TOPOSSEQUÊNCIA DE SOLOS NO CAMPUS UNIVERSITÁRIO DA UFAM <i>Meirelles M.C.S., Alecrim; J.D. & Carmo, M. R. do</i>	376
CARACTERIZAÇÃO FÍSICO – QUÍMICA E QUÍMICA DAS ÁGUAS SUPERFICIAIS NA MINA PITINGA <i>Miranda A. S., 2Horbe A. M. C.</i>	380
BALANÇO GEOQUÍMICO DE MASSA DAS ROCHAS HIDROTERMALIZADAS DA ÁREA MINERALIZADA DO GRANITO SÃO JORGE JOVEM – PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS (PA) <i>Borges, R. M. K., Dall’Agnol, R., Lamarão, C. N. e Barros. C. E. M.</i>	385
CARACTERIZAÇÃO GRANULOMETRICA E DA DENSIDADE DE PARTÍCULAS EM AMOSTRAS DE TERRAS PRETAS DE ÍNDIO <i>Barbosa, R.C.M.; Teixeira,W.G.</i>	390
HIDROGEOQUÍMICA DOS LAGOS DA REGIÃO CENTRAL DO ESTADO DO AMAZONAS <i>Santos A. G. da S., Horbe A.M.C.</i>	394

PARTIÇÃO GEOQUÍMICA DE METAIS EM IGARAPÉS - MANAUS-AM <i>Silva, M. S. R. *, Santos, A. * e Pinto, A. G. N. *</i>	398
QUALIDADE GEOQUÍMICA AMBIENTAL DO SEDIMENTO DE FUNDO DA PLATAFORMA CONTINENTAL DO AMAZONAS, COM RELAÇÃO À PRESENÇA DE METAIS PESADOS <i>Siqueira G. W., Lima W. N., Lima E. A. R., Mendes A. S., Braga E. S., Aprile F. M.</i>	402
INFLUÊNCIA DA MATÉRIA ORGÂNICA E DOS OXI-HIDRÓXIDOS DE FERRO E MANGANÊS NA DISTRIBUIÇÃO GEOQUÍMICA DE METAIS PESADOS (PB, NI, CU, ZN E CR) NOS SEDIMENTOS DE FUNDO DO CANAL SÃO JOAQUIM (BACIA HIDROGRÁFICO DO UNA - BELÉM/PA) <i>Siqueira G. W., Cristino M. G. G., Mendes A. S., Filho G. N. R., Mescouto C. S. T., Mergulhão E. P., Pinto L. G. C., Silva S. C. M da, Farias V. C. da R.</i>	406
CONSIDERAÇÕES CRONOESTRATIGRÁFICAS E PALEOAMBIENTAIS DA FORMAÇÃO SOLIMÕES COM BASE EM PALINOMORFOS, REGIÃO DE COARI, ESTADO DO AMAZONAS* <i>Arai, M., Nogueira, A.C.R., Silveira, R.R., Horbe, A.M.</i>	410
ESTUDO DE PROVENIÊNCIA EM ARENITOS DAS FORMAÇÕES IGARAPÉ DE AREIA E VISEU, NORDESTE DO PARÁ, COM BASE EM DATAÇÃO DE MONOCRISTAIS DE ZIRCÃO POR EVAPORAÇÃO DE CHUMBO <i>Pinheiro B. L. S.; Moura, C. A. V.; Klein E.L.</i>	415
TEXTURA E MINERALOGIA DOS MINERAIS LEVES NA PLATAFORMA CONTINENTAL DO PARÁ (ENTRE A FOZ DOS RIOS PARÁ E GURUPÍ) <i>Carvalho C. de A. I., El-Robrini M.</i>	420
SEDIMENTAÇÃO PALEOZÓICA NO RIFTE DE RONDÔNIA, BACIA DOS PARECIS <i>Dardenne, M. A.; Alvarenga, C. J. S.; Oliveira, C. G.; Ferreira, A. M.; Viegas, E.; Bahia, R.</i>	426
NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO QUATERNÁRIA NA REGIÃO DO BAIXO RIO NEGRO, AMAZONAS <i>Soares, E. A. A. e (2) Riccomini, C.</i>	430
FÁCIES DE UM SISTEMA FLUVIAL-LITORÂNEO PROTEROZÓICO NA SERRA DO TEPEQUÉM, ESTADO DE RORAIMA <i>Fernandes Filho, L. A. I & Nogueira, A. C. R.</i>	434
NOVAS CONTRIBUIÇÕES AO ESTUDO DO “ARENITO MANAUS” - HORIZONTE SILICIFICADO DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO, BACIA SEDIMENTAR DO AMAZONAS, BRASIL <i>Franzinelli E., Igreja V., Rossi V.</i>	439
RIO NEGRO: CARACTERÍSTICAS GERAIS E DA SEDIMENTAÇÃO QUATERNÁRIA <i>Franzinelli E., Latrubesse E.</i>	443
O LIMITE SILURIANO - DEVONIANO NAS BACIAS DO SOLIMÕES E AMAZONAS, BRASIL SETENTRIONAL <i>Grahn, Y. e (1)Azevedo-Soares, H. L. C.</i>	446
CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA DA FORMAÇÃO CODÓ NA ÁREA DE GRAJAÚ, SUL DA BACIA DE SÃO LUÍS-GRAJAÚ <i>Paz, J. D.S.; Rossetti, D. F.; Rodrigues, H. L.</i>	450
CARACTERIZAÇÃO DE DEPÓSITOS CENOZÓICOS NA PRAIA DO ATALAIA, SALINÓPOLIS (PA), COM BASE EM RADAR DE PENETRAÇÃO NO SOLO <i>Souza, L. S. B.; Rossetti, D. F.; Miranda, L. H. F.</i>	455
ANÁLISE MORFOLÓGICA DE DEPÓSITOS HOLOCÊNICOS DO RIO AMAZONAS, SETOR ILHA DO CAREIRO-ILHA GRANDE DO SORIANO <i>Rozo, J. M. G.; Carvalho, A. S.; Nogueira, A. C. R.</i>	459
A GÊNESE DOS NÍVEIS SILICIFICADOS DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO, CRETÁCEO SUPERIOR DA BACIA DO AMAZONAS <i>Nogueira, A.C.R.; Silva Júnior, J.B.C. da; Horbe, A.M.C., Soares, J.L.; Monteiro A.D.</i>	463

A INFLUÊNCIA MARINHA NOS DEPÓSITOS DA FORMAÇÃO SOLIMÕES NA REGIÃO DE COARI (AM): REGISTRO DA TRANSGRESSÃO MIOCÊNICA NA AMAZÔNIA OCIDENTAL*	
<i>Nogueira, A.C.R., Arai, M., Horbe, A.M.C., Horbe, M.A., Silveira, R.R., Silva, J.S., Motta, M.B.</i>	468
CONTROLE CLIMÁTICO NA SEDIMENTAÇÃO EO-MESODEVONIANA DA BACIA DO AMAZONAS	
<i>Cunha, P. R. C.</i>	474
BIOESTRATIGRAFIA DOS ACRITARCOS DO SILURIANO DA BACIA DO AMAZONAS E SUA RELAÇÃO COM GONDWANA	
<i>Cardoso, T. R. M.; Rodrigues, M. A.</i>	479
MINERAIS PESADOS EM DEPÓSITOS FANEROZÓICOS NO NORDESTE DO PARÁ E NOROESTE DO MARANHÃO	
<i>Truckenbrodt, W.; Góes, A. M.; Nascimento, M. S.</i>	484
RESULTADOS PRELIMINARES DA INVESTIGAÇÃO DA METODOLOGIA DE PREPARAÇÃO DE FORAMÍNIFEROS PARA ANÁLISE ISOTÓPICA DE CARBONO E OXIGÊNIO E SUA APLICAÇÃO EM TESTAS DE FORAMÍNIFEROS DA FORMAÇÃO PIRABAS – NE DO PARÁ	
<i>Martins, P. S., Moura, C. A. V., Távora, V. A., Brabo, R. S.</i>	490
ANÁLISE MORFOTECTÔNICA DA REGIÃO SUDOESTE DE MANAUS POR MEIO DE MODELO DIGITAL DE TERRENO	
<i>Silva, C. L.; Crosta, A. P.; Morales, N.; Borges, M. S.; Costa, S. . S.; Horbe, ^aM.C.; Jiménez-Rueda, J. R., Horbe, M. A.</i>	494
MAPEAMENTO DE FAVORABILIDADES PARA DEPÓSITOS POLIMETÁLICOS TIPO VMS NA AMAZÔNIA: MODELAGEM DE DADOS BASEADA EM SISTEMA DE INFORMAÇÕES GEOGRÁFICAS (SIG)	
<i>Quadros, M. L. E.S.; (1)Dall'Igna, L. G.; (1)Rizzotto, G. J.</i>	499
USO DE TÉCNICAS DE SENSORIAMENTO REMOTO E GEOPROCESSAMENTO PARA GERAÇÃO DO MAPA DE VULNERABILIDADE À PERDA DE SOLOS PARA O MUNICÍPIO DE PARAGOMINAS (ESTADO DO PARÁ)	
<i>Palmeira A.F., Crepani E., Medeiros J.S.</i>	503
INTERPRETAÇÃO DE PRODUTO INTEGRADO SAR AEROTRANSPORTADO (SAREX'92) E AEROGAMAESPECTROMÉTRICO (CANAL CONTAGEM TOTAL) NO MAPEAMENTO GEOLÓGICO DO GRANITO CIGANO, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS-PA	
<i>Teruiya, R. K., Paradella, W. R. e Santos, A. R. dos</i>	507
USO DE IMAGENS RADARSAT-1 PARA FINS DE MAPEAMENTO DE USO DA TERRA E COBERTURA DO SOLO EM MANAUS, ESTADO DO AMAZONAS	
<i>Brandão, W. S. e (2)Paradella, W. R.</i>	511

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS TIPOS ROCHOSOS NOS ARREDORES DA VILA DE BAIXINHOS, NORDESTE DO PARÁ

¹Azevedo L., ¹Baars F.J., ²Lobato, L.M.

¹Roots Rock Ltda. (luazevedo@rootsrock.com.br; baarsf@rootsrock.com.br); ³Universidade Federal de Minas Gerais (lobato@dedalus.lcc.ufmg.br)

RESUMO A área de estudo, nos arredores da vila de Baixinhos, nordeste do Pará, situa-se no Cráton do São Luís. O estudo petrográfico, numa área de cerca de 90 km², permitiu a caracterização e individualização de três domínios rochosos: (i) embasamento dioríticos, contendo dioritos de granulação variada, metamorfisados ou não; (ii) metasiltito ferruginoso intercalado a *cherts* e *metacherts* carbonáticos e ferruginosos; (iii) arenito intercalado a rochas conglomeráticas e brechóides ricas em óxido de ferro. O contato com rochas químicas e clásticas finas ocorre por zonas de cisalhamento, em cujas rochas o grau metamórfico impresso é o da fácies xisto verde (zona da clorita). Um novo aspecto sobre a origem de *cherts* descritos nesta área, é uma formação a partir de calcarenitos. As brechas que ocorrem intercaladas aos arenitos são interpretadas como brechas de falha, por apresentarem feições de cataclase. Estas rochas podem ser correlacionadas às rochas descritas formalmente como parte do Grupo Gurupí e da Formação Igarapé de Areia respectivamente.

INTRODUÇÃO A área de estudo localiza-se na porção nordeste do Pará, limite com o Estado do Maranhão. Estudos petrográficos caracterizam dos diversos litotipos, que foram agrupados em três domínios distintos: (i) rochas dioríticas contendo dioritos de granulação variada, metamorfisados ou não; (ii) metasiltito ferruginoso intercalado a *cherts* e *metacherts* carbonáticos e ferruginosos; (iii) arenito intercalado a rochas conglomeráticas e brechóides ricas em óxido de ferro.

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA Domínio I: Rochas dioríticas Os dioritos apresentam coloração cinza-esverdeada e granulação de fina a grossa, configurando um zoneamento correspondente a diferentes etapas de resfriamento. Os tipos finos e médios consistem na porção mais abrangente, apresentando homogeneidade no tamanho dos grãos e leve foliação, enquanto os de granulação grossa em geral são isotrópicos e contêm fenocristais de plagioclásio disformes que alcançam até 15 mm em tamanho. Plagioclásio (65 a 78%) e hornblenda (10 a 20%) são os minerais essenciais. Cristais de plagioclásio em geral exibem estreitas maclas que podem ser obliteradas pela alteração a sericita e epidoto. Os grãos maiores são euédricos e zonados (Fig. 1A). A substituição por agregados de silicatos hidratados acentuam este zoneamento, no qual as bordas são mais límpidas e sódicas, e os núcleos são mais cálcicos. Hornblenda não apresenta forma ou orientação definidas e localmente passa a biotita, podendo ser pseudomorfisada. Epidoto ocorre disseminado em toda a rocha, geralmente associado à clorita, titanita, ilmenita e biotita. Clorita apresenta cor de interferência do tipo rico em ferro e

quartzo é subordinado (<5%) e sempre intersticial. Zircão ocorre em todas as rochas, euédrico e zonado.

Domínio II: Metasiltitos e sedimentos microcristalinos Ambas as rochas ocorrem intercaladas em camadas que mergulham para SW ou NW e formam dobras abertas de pequeno a médio porte com direção do eixo aproximadamente N-S. O metasiltito é uma rocha macia e quebradiça, e se alterna em camadas brancas e vermelhas, que variam nas proporções de quartzo em tamanho silte e argila. A análise microscópica mostra uma rocha rítmica equigranular (0,02 mm) formada essencialmente por quartzo e moscovita numa estrutura anastomosada. Moscovita compõe 45% da rocha. Forma bandas homogêneas, distintas pela maior ou menor quantidade em hematita, com raros grãos de magnetita.

Os (meta) *cherts* ocorrem laminados a bandados, e são caracterizados pela alternância de faixas claras e escuras. Bandas pretas são ricas em magnetita e hematita e as claras são formadas essencialmente por quartzo microcristalino e carbonato, com menos óxidos de ferro. Carbonato compõe 15% da rocha, ocorrendo na forma predominantemente euédrica, dos quais alguns grãos apresentam o núcleo oxidado e podem exibir bordas corroídas. Também ocorre alta concentração relativa de clásticos (3 a 5%), incluindo grãos arredondados de quartzo, plagioclásio, turmalina e zircão (Fig. 1B). Pettijohn (1975) e Williams *et al.* (1982) consideram comum o *chert* originado pela substituição de carbonato nas rochas calcárias, durante a diagênese, sob condições de pH ácido, o que facilita a precipitação de SiO₂. Neste caso, os grãos detríticos de formas arredondadas podem indicar grãos residuais de um calcarenito original.

Domínio III: Arenitos, conglomerados e brechas Os arenitos são rochas de coloração avermelhada a branca que exibem estratificações cruzadas marcadas por óxido de ferro. Pela análise microscópica notam-se grãos de quartzo com baixo grau de arredondamento, envoltos por magnetita martitizada, hematita e mica branca sem orientação preferencial. Quartzo varia de 0.2 a 4 mm, prevalecendo os tamanhos de areia grossa a muito grossa. Gradualmente o arenito se enriquece em grânulos que transicionam a seixos subangulosos de 10 a 40 mm de tamanho, quando são denominados de brechas e, localmente, conglomerados.

As características microscópicas mais marcantes observadas nas brechas são: (i) heterogeneidade; (ii) contribuição de mais de 40% de fragmentos angulosos; (iii) presença de fragmentos policristalinos; (iv) acréscimo relativo na quantidade de óxidos de ferro, em comparação às rochas areníticas; (v) existência de duas formas de ocorrência da martita, como grãos euédricos subarredondados (Fig. 1D) ou formando uma massa disforme, cicatrizando fraturas da rocha e separando grãos em continuidade ótica (Fig. 1C); (vi) clastos extremamente fragmentados e cortados envolvidos por uma matriz preservada, onde a fragmentação não

apresenta continuidade (Fig. 1E e F); (vii) presença de bandas contendo hematita e finos fragmentos de quartzo angulosos atravessando a rocha; (viii) fragmentos de quartzo cominuídos ocorrendo ao lado de fragmentos preservados; (ix) formação de subgrãos em cristais de quartzo deformados que exibem extinção ondulante irregular ou contínua; (x) presença de grãos de magnetita encapsuladas no quartzo.

O domínio II é separado dos domínios I e III por zonas de cisalhamento, evidenciadas pela presença dos correspondentes metamorfisados e hidrotermalizados das rochas descritas ao longo de lineamentos NW-SE. Nestas zonas são encontrados dioritos foliados, altamente silicificados, ricos em epidoto, clorita, ilmenita, titanita, mica branca, além de quartzo-mica xistos provenientes do cisalhamento de arenitos e *metacherts* ardosianos.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES A caracterização das rochas nas vizinhanças da vila de Baixinhos possibilita uma correlação com as unidades estratigráficas formais conhecidas. Os trabalhos de maior detalhe nesta área, realizados por Pastana (1995) e Costa *et al.* (1996), descrevem rochas metavulcanossedimentares com paragêneses metamórficas de baixo grau do Grupo Gurupí. As características petrográficas e de campo observadas nas rochas do Domínio II do presente trabalho sugerem uma correlação com este Grupo. As descrições dos dioritos do Domínio I são condizentes com as apresentadas por Lisboa (1935), podendo ser agrupados na Suíte Tromai mapeada por Pastana (1995). Este identifica também arenitos arcoseanos e conglomerados da Formação Igarapé de Areia, com a qual o Domínio III é correlacionado.

A presença de carbonatos euédricos, zonados e com bordas corroídas nos *cherts*, sugere tratar-se de dolomitas e ferro-dolomitas que não foram consumidas no processo de substituição de carbonatos por quartzo microcristalino. A alta contribuição de clásticos sugere um calcarenito, originalmente. As feições observadas nas brechas permitem associar sua formação com processos de falhamento. Além das feições de fragmentação, esta interpretação é corroborada pela presença de material ferruginoso disforme preenchendo fraturas em grãos de óxido de ferro e quartzo detríticos, além de grande quantidade de quartzo cominuído. Clastos extremamente fragmentados, ao lado de outros preservados, ou envolvidos por uma matriz na qual esta fragmentação não apresenta continuidade, sugerem tratar-se de brecha de falha cuja brechação tenha sido anterior à sua deposição. Quartzo policristalino pode representar fragmentos de veio de quartzo, ou até mesmo dos próprios sedimentos em deposição (arenitos e/ou conglomerados). Neste caso, a brechação teria ocorrido na mesma época do estabelecimento da bacia sedimentar, sugerindo então ser a mesma uma bacia autoclástica. Este processo permitiria a dissolução de quartzo e envolvimento de magnetita detrítica.

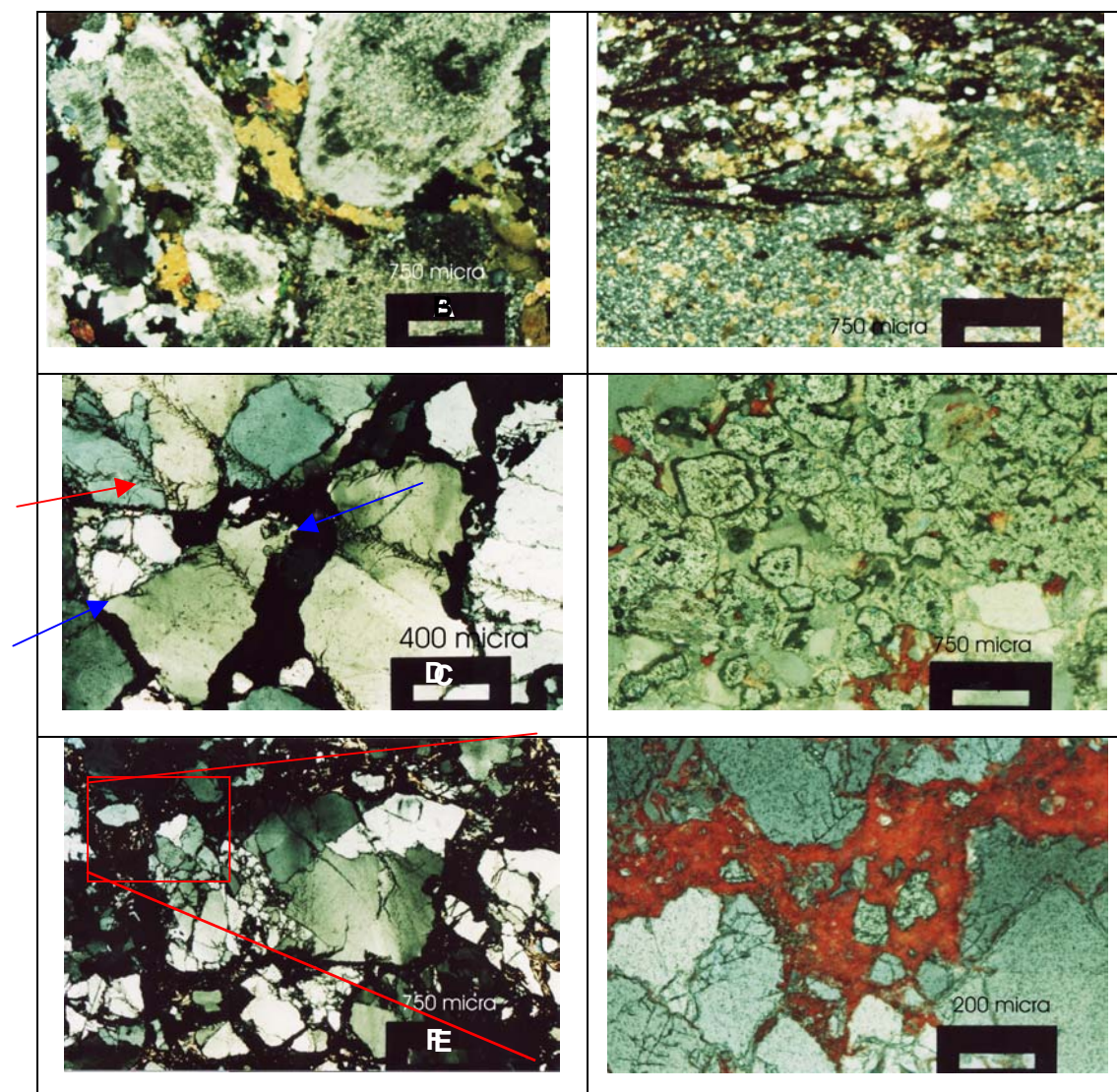


Figura 1: (A) Diorito de granulação grossa com grãos de plagioclásio euédricos e zonados. Nicóis cruzados. (B) Micrografia do chert, com a presença de cristais de carbonato romboédrico, filmes de óxidos de ferro e de grãos clásticos de quartzo e plagioclásio. (C) Fragmentos policristalinos de quartzo, sendo um arredondado (seta vermelha). Grãos separados por óxidos de ferro (setas azuis indicam um mesmo grão em continuidade ótica, separado). Nicóis cruzados. (D) Arenito contendo grãos euédricos de magnetita. Luz refletida. (E) Arenito contendo grãos extremamente fragmentados envolvidos por matriz não fragmentada, em preto. Luz transmitida, nicóis cruzados. (F) Zoom da foto anterior, matriz de hematita e limonita preservada da fragmentação, luz refletida.

Bibliografia

- Costa, J.L., Almeida, H.G. e Ricci, P.S.F. 1996. Metamorfismo e subdivisão tectono-estratigráfica do Grupo Gurupí no nordeste do Pará e noroeste do Maranhão. *Anais do V SGA*, Belém, 110-112.
- Lisboa, M.A. 1935. *A bacia do Gurupy e as suas minas de ouro*. Serv. Fom. Prod. Min. R J, DNPM, 61p. (Boletim 7)
- Pastana, J.M.N. (1995). *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*. Programa Grande Carajás. Turiaçu/Pinheiro, folhas SA23-X-D/ SA23-Y-B. Escala 1: 250.000. CPRM, 205p.
- Pettijohn, E.J. (1975). *Sedimentary rocks*. 3 ed. New York, Evanston, San Francisco e London, 628p.
- Williams, H., Turner, F.J. e Gilbert, C.M. (1982) *Petrography, an introduction to the study of rocks in thin sections*. W.H. Freeman and Company, São Francisco, 626p.

A EVOLUÇÃO DOS CRATONS AMAZÔNICO E SÃO FRANCISCO COMPARADA COM O DOS SEUS HOMÓLOGOS DO HEMISFÉRIO NORTE – 25 ANOS DEPOIS

⁽¹⁾ Brito Neves, B B. e ⁽²⁾ Almeida, F. F. M.

(1) Professor Titular Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Rua do Lago 562, Cidade Universitária, 05508-080, S. Paulo-SP - bbleyn@usp.br; e (2) Professor Titular das Universidades de São Paulo e Campinas - aposentado – Rua José Varela 57, Interlagos, 04788-020, S. Paulo-SP - fffma@uol.com.br

INTRODUÇÃO. Almeida (1974, 1978) desenvolveu os primeiros estudos de comparação da diferenciação tectônica dos crátons / blocos sinbrasilianos da América do Sul com seus homólogos do hemisfério norte. Apesar das restrições do conhecimento de então, estes estudos se mostraram bastante alvissareiros. Nas últimas décadas, com o avanço no conhecimento geológico, geocronológico e da tectônica – e nesta, com o advento da teoria dos supercontinentes – cada vez mais se constata e se pode enriquecer a validade daqueles primeiros estudos comparativos.

Hipóteses hoje vigentes ousam propor que aqueles segmentos crustais considerados tenham partilhado de supermassas continentais comuns, em mais de uma etapa do tempo geológico, no Paleoproterozóico e no Mesoproterozóico (principalmente). As semelhanças/afinidades verificadas de evolução são/seriam, em parte, de frações contíguas de desenvolvimento comum, e eventualmente de proximidades pretéritas de processos orogênicos e/ou anorogênicos. Algumas diferenças entre os blocos (a serem assinaladas) são naturais e esperáveis, e podem ter diversas causas, com explicações acessíveis, sem grandes problemas.

Desde a última década, irradiou-se e tomou vulto na geotectônica o conceito de aglutinação (fusão) e dispersão (fissão) episódica de grandes massas continentais, atendendo aos desígnios de perda de calor do interior do planeta e da irreversibilidade dos processos extremamente distintos da evolução crustal continental (tendência a perenização) e oceânica (reciclável com frequência). A semelhança do que ocorreu no Eo-triássico (formação de Pangea, de aceitação praticamente unânime), a aproximação e colagem de blocos litosféricos, com formação de supercontinentes (fusão) está sendo considerado como fenômeno comum também no Proterozóico. Cada um destes magnos eventos de fusão foi seguido de imediato por processos de tafrogênese (quebra, “rifte”) e dispersão (“drifteamento”, deriva, fissão) de iguais proporções, em nome da vazão ao calor interno.

As aglutinações propostas de Ártica, Atlântica (Paleoproterozóico: Rogers 1996), NE-NA/Colúmbia (Eo-Mesoproterozóico: Gower 1992, Rogers & Santosh 2001) e Rodinia (final do Mesoproterozóico: inúmeros autores e propostas) vieram corroborar as possibilidades de correlações inter-continentais, mostrando que aquelas primeiras comparações de Almeida (op.cit.) não eram fortuitas. Estas comparações/correlações passam a ser fundamentadas em confronto de pares, co-irmãos egressos de um mesmo contexto tectono-estratigráfico dantes aglutinado, hoje separados e distantes (pós-fissão). Estas são observações (vide Quadro anexo) resultantes da análise

do contexto de embasamento Arqueano e Proterozóico, mas também das coberturas pré-Cambrianas, em geral.

O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO. Esta unidade é hoje reconhecida como apêndice mais oriental (“península cratônica”) de uma grande massa São Francisco-Congo-Kasai-Angola (SFCKA, Alkmim et al 1992) que teve como principal período de sua consolidação na colagem resultante de várias etapas orogênicas (acrescionárias e colisionais), do Riaciano para o Eo-Orosiriano (entre 2150-1950 Ma). Este núcleo (parte de Atlântica de Rogers, 1996) teve uma longa história de coberturas cratônicas, com vulcanismo e plutonismo incidentais (e.g. em 1,8-1,75 Ga), por quase 1Ga, quando foi arregimentado na construção de Rodínia. A tafrogênese do Toniano (entre 1Ga e 0,85 Ga) e as orogenias que se seguiram, do Neoproterozóico (Brasilianas-Pan Africanas), que o circunscrevem deram as formas finais externas (silhuetas auferidas só no final Cambriano) ao SFCKA, cujas estruturas internas principais remontam ao Paleoproterozóico. Os eventos Neo-mesoproterozóico no SFCKA (“Espinhaço”) como na África (“Kibárides”, “Irumides”) são controvertidos em de causa e espécie (deformação intracontinental?; tafrogênese?), não tendo consubstanciando faixas móveis indiscutíveis, como é comum nos blocos continentais dos dois hemisférios.

Característica notória e ímpar deste bloco é o cinturão de faixas orogênicas neoproterozóicas, praticamente contínuas que o cinge (e impinge suas formas externas finais), com prévias polaridades lito-estratigráficas centrífugas e posteriores vergências estruturais centrípetas.

O SFCKA é apenas comparável com o Cráton S.Luis-África Ocidental, guardando algumas semelhanças com blocos continentais menores “descratonizados” no Neoproterozóico (e. g. Hoggar Central, Rio Grande do Norte). Trata-se de entidade bastante diferente dos demais núcleos cratônicos do hemisfério sul (da África, Índia, Austrália e Antártica), onde faixas móveis de alto grau do Neo-mesoproterozóico são conspícuas (e.g. Namaqua-Natal, Ghats, Albany-Fraser-Musgravian e suas respectivas continuidades na Antártica) e definidoras importantes da estruturação final de todos eles.

O CRATON AMAZÔNICO. O Cráton Amazônico é reconhecido como o mais completo e legítimo descendente do Supercontinente Rodínia, pela forma notória e incomum como preservou o registro da evolução crustal, de embasamento e de coberturas, do Arqueano e do Proterozóico. Comparado com os homólogos do hemisfério setentrional (América do Norte/Laurentia, Europa/Báltico), apresenta registro de evolução crustal similar, pois com eles participou de pelo menos duas configurações supercontinentais, no final do Paleoproterozóico (NE-NA/Columbiana) e no final do Mesoproterozóico (Rodínia), portando registros comuns de todas estas fases evolutivas.

O registro do bloco amazônico é mais completo por várias razões, entre elas pela riqueza ímpar das coberturas vulcano-sedimentares, e adicionalmente porque é balizado por toda sua borda oriental e sul oriental por faixas móveis neoproterozóicas (ausentes ou incompletamente preservadas na periferia dos homólogos). A comparação com os blocos Laurentiano e Báltico é imediata (poucas dificuldades), assim como o são as diferenças de todos eles com o bloco siberiano, onde predominam terrenos arqueanos no embasamento.

Há hipóteses e dados paleomagnéticos sinalizando que a conjunção Laurentia + Báltica esteve colada a oeste do bloco gondwânico no final do Neoproterozóico (e.g. Dalla Salda & Dalziel 1993, entre muitos outros (adeptos da chamada hipótese SWEAT), tendo daí se afastado circunscrevendo Gondwana, caminhado para a posição ao norte entre os tempos do Ordoviciano e o Triássico. Por seu turno, a separação Laurentia-Báltica foi consumada apenas como evento da fissão de Pangea (pós-Jurássico) na abertura do Atlântico. De forma que as afinidades a serem discutidas tiveram francamente cogeneticidade tectônica.

A comparação Fennoscandia, Laurentia e Amazônia mostra notável organização dos passos e processos do crescimento crustal, com direções de “younging” e/ou de crescimento quelogênico gradativo correspondendo ao sentido esperado das reconstituições supercontinentais: de leste para oeste na Amazônia, de norte para sul nos demais blocos. Na escala continental, a correlação é considerada muito boa, surgindo problemas quando se desce ao nível de detalhe (lito-estratigrafia, início e fecho de eventos, referenciais paleogeográficos de arcos insulares e continentais), parte destes problemas superáveis com o avanço dos conhecimentos.

Os microcontinentes arqueanos foram arregimentados em núcleos-sementes pelas faixas acrescionárias orosirianas (algumas apenas mais antigas, como na Amazônia).

Esta fusão de grande proporções desencadeou processos magmáticos intracontinentais notáveis em áreas adjacentes às faixas móveis (casos do “LIPs” Uatumã e Trans-Scandinaviano, pró-partes).

O período Estateriano, nos três blocos, é notoriamente marcado pela coalescência de arcos insulares e magmáticos, com expressivo incremento da acresção crustal lateral. Neste período, nos domínios já consolidados, pré-Estaterianos (Atlântica), a tafrogênese atuou de forma expressiva.

Ao longo de Mesoproterozóico os processos de magmatismo e sedimentação intraplaca ganharam vulto (acresção vertical marcante), com os processos acrescionários tendo continuado de forma minimizada, consoante as direções de “younging” acima descritas.

Ao final do Mesoproterozóico, em mais de uma etapa, se processou o rosário de faixas acrescionárias e colisionais a nível global que viabilizou a fusão de Rodinia, e os registros precedentes, concomitantes e posteriores desta magna aglutinação estão presentes nos três blocos

de análise. Particularmente, o ciclo sedimentar de Palmeiral/Pacaás Novos é o mais notável registro de Rodinia, protagonizando sobre este recém-estruturado supercontinente o primeiro estágio de desenvolvimento de coberturas cratônicas.

REFERÊNCIAS

- Alkmim, F. F.; Brito Neves, B. B. ; Castro Alves, J. A. 1992. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco –Sergipe, SGM-BA, CNPq, 45-62
- Almeida, F. F. M. de 1974 . Evolução tectônica do Cráton do Guaporé comparada com a do Escudo Báltico. *Rev. Bras. Geociências*, **4** : 191-204
- Almeida, F. F. M. de 1978. a evolução dos crátons Amazônico e do São Francisco comparada com a dos seus homólogos do Hemisfério Norte. In: SBG, Cong. Bras. Gol.,30, Recife, *Anais*, **6**: 2393-2407
- Dalla Salda, L. H. & Dalziel, I. W. D. 1993. O supercontinente Neoproterozóico e as interações Gondwana-Laurenia durante o Paleozóico Inferior-Médio. *Revista Bras. Geociências*, **23**: 183-186
- Gower, C. F. 1992. The relevance of Baltic Shield metallogeny o mineral exploration in Labrador. *Current Research(1992) Newfoundland Department of Mines and Energy, Report 92-1*: 331-366 (circulação restrita).
- Nironen, M.; Korja, A.; Latineen, R.; Tuisku, P. 2000. Crustal boundaries of East European Craton-Keys to Proterozoic amalgamation. In: Geological Survey of Finland, Lithosphere 2000 Symposium, Helsinki. *Programme and Extended Abstract*, 121-128.
- Reed, J. C.; Bickford, M. E.; Houston, R. S.; Link, P. K.; Rankin, D. W.; Sims, P. K.; Van Schmus, W. R. (eds). *Precambrian: conterminous U.S. The Geology of North America*, Boulder, Geol. Society of America, 657p.
- Rogers, J. J. W. 1996. A history of continents in the past three billions years. *Journal of Geology*, **104**: 91-107
- Rogers, J. J. W.; Santosh, M. 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent. *Gondwana Res.*, **5**: 5-22
- Santos, J. O. S.; Hartmann, L. A. ; Gaudette, H. E.; Groves, D. I. ; McNaughton, N. J. ; Fletcher, I. R. 2003. 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
- Tassinari, C. C. G. ; Macambira, M. J. B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**: 174-182

AMAZÔNIA	LAURENTIA	BÁLTICA
Cotejo de Faixas Brasilianas	Sedimentação Plataformal	Cinturão Caledoniano
Ciclo - Palmeiral/P. Novos	Sedim. "Sucessão B", topo	Plutonismo discreto
~1,0 Gran. Sta. Clara - 1,08 ⇐Orog. N. Brasilândia ⇒ ~1,1 ~	~1,0 Plut. pós-tect. diversificado. ⇐Colisão Grenvilliana ⇒ 1,08-0,98	⇐Orog. tardia ⇒ 1,08-0,98 Suites AMCGR, extensão ?
----- Sedim. Aguapeí/Sunsás -----	----- Sedim. Sucessão B", basal	-----
Plutonismo anorogênico centro-ocidental: De Serra Providência (1,6- 1,53) a S.Lourenço (1,31)	⇐Orog. Elzevir ⇒ 1,23-1,18 Plutonismo Anorogênico (Califörn.-Labrad)- 1,4-1,34	⇐Orog. Sueco-Norueguesa ⇒ 1,27-1,20 Várias fases de AMCGR , estabilidade crustal, sedimentação de riftes (1,59-1,51; 1,51-1,43; 1,43- 1,27) (Orog. Hallandiana) ⇒
⇐(Orog. Sta. Helena) ~1,45 Plutonismo anorogênico S. Providência* - 1,6-1,53	Plutonismo Granito-Riolito 1,5-1,42	

Quiesc. tectônica 1,6 –1,5

Pr. Rio Negro Juruena s. l. (Alto Jaurú, Jaurú, Cachoeirinha etc.) 1,79-1,58	Provincia Transcontinental Inner Acr. Belt 1,8-1,7 Outer Tect. Belt 1,7-1,6 Labradoriano 1,7-1,63	Dom. Sudoeste Escandinávia (Gothian-Kongsbergiano) Ätran-Klaräven ter. 1,69-1,65 Idefjorden ter. 1,66-1,59
---------------------------------------------------------------------------------------	------------------------------------------------------------------------------------------------------------	---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------

“LIP” UATUMÃ >1,9 – 1,75	Magmatismo granitóide e sedimentação imatura 1,8 –1,7	TRANS-SCANDINAVIANO (TIB) 1,85-1,77; 1,7 ; 1,68-1,65
-----------------------------	-------------------------------------------------------------	------------------------------------------------------------

Faixa Acresc. Ventuari- Tapajós 1,95-1,8	Faixas Makkovic/Ketilidiana/Peno- queana 1,9-1,8	Faixa Svecofenniana Central, Sul, Bacia Bothiana 1,95-1,77
Faixa Maroni-Itacaiunas 2,2-1,95	Eventos locais, sob-coberturas 2,2-2,0	Magmatismo cálcio-alcalino de arcos, local ~ 2,1
Núcleos/sementes arqueanos (leste) > 2,3 (até 3,0 Ga)	Microcontinentes arqueanos (norte) da trama “Hudsoniana” > 2,1 (até 3,9 Ga)	Microcontinentes arqueanos (parte NE, Kola-Karélia) >2,1 (até 3,1 Ga)

A GEOLOGIA DA REGIÃO DE MANAUS

Carvalho, A. S.; Souza, V. S.; Fernandes Filho, L. A e Nogueira, A. C. R.

Departamento de Geociências da Universidade Federal do Amazonas (DEGEO-UFAM)

RESUMO. O quadro litoestratigráfico da cidade de Manaus e entorno foi afetado por movimentos neotectônicos desde o final do Terciário e durante todo o Quaternário, demonstrando que a região é compartimentada em vários blocos estruturais, cuja evolução foi controlada por lineamentos estruturais regionais de direções N-S, NW-SE e NE-SW, gerando estruturas do tipo *graben* e *horst* através de falhas sintéticas e antitéticas paralelas às calhas dos rios Negro e Amazonas.

INTRODUÇÃO. Os primeiros trabalhos a respeito da litoestratigrafia e do arranjo tectono-estrutural da região da cidade de Manaus foram desenvolvidos por Franzinelli e Piuci (1988), Franzinelli e Igreja (1990), Costa *et al.* (1994) e Fernandes Filho (1996). A partir do final da década de 1990, o Departamento de Geociências da Universidade Federal do Amazonas intensificou as atividades de mapeamento geológico na região da cidade de Manaus, utilizando técnicas de processamento digital de imagens TM/LANDSAT-5 e RADARSAT, associado a levantamentos geológicos de campo em base cartográfica de 1:50.000, cujo produto está sintetizado neste trabalho.

LITOESTRATIGRAFIA. As unidades litoestratigráficas mapeadas na cidade de Manaus e entorno estão representadas pela Formação Alter do Chão do Cretáceo superior e sedimentos areno-argilosos do Holoceno (Figura 1). Perfis lateríticos e latossolo de idade terciária foram considerados no mapeamento por constituírem expressivas unidades pedogenéticas na região.

A Formação Alter do Chão (Kistler 1954, Caputo *et al.* 1972) representa a unidade de maior distribuição areal e consiste em rochas siliciclásticas avermelhadas que incluem argilitos, folhelhos, siltitos, arenitos e conglomerados, depositados em um paleoambiente flúvio-deltaico-lacustre (Caputo *et al.* 1972; Cunha *et al.* 1994, Nogueira *et al.* 1999). Estudos palinomórficos posicionam os sedimentos da Formação Alter do Chão no intervalo Albiano-Cenomaniano (Daemon & Contreiras 1971, Dino *et al.* 1999). As fácies de canal fluvial são organizadas em ciclos granodrecrescente ascendente métricos, constituídos por conglomerados com estratificação cruzada acanalada e plano-paralela. Depósitos de canal são marcados por clastos de argila que variam de 1 a 20 cm e, muitas vezes, acompanham os planos de estratificação plana ou cruzada. Raros fragmentos de madeira silicificados de até 10 cm de comprimento, ocorrem associados aos estratos cruzados. A granulometria e o porte da estratificação cruzada diminuem para o topo do ciclo, onde predominam arenitos finos com laminação cruzada, eventualmente intercalados com níveis delgados de pelitos. Este conjunto de granulometria mais fina é interpretado como depósitos de planície de inundação efêmeras e lacustre, formadas em áreas de planície entrelaçada abandonada. Porções silicificadas têm sido denominadas informalmente como

“Arenito Manaus” (Albuquerque 1922) e interpretadas como depósitos lacustres e paleossolos indicados por marcas de raízes, estruturas pediformes, gretas de contração e bioturbação caracterizada por tubos endocêntricos horizontais, verticais e oblíquos, geralmente preenchidos por silte arenoso, classificados como *Taenidium*. (Nogueira *et al* 1999 e neste simpósio).

No que se refere aos produtos do intemperismo e da neotectônica na região de Manaus, Fernandes Filho (1996) e Fernandes Filho *et al.* (1997) descrevem a ocorrência perfis de natureza laterítica dos tipos imaturos autóctones e alóctones desenvolvidos sobre os sedimentos da Formação Alter do Chão (Figura 1). O primeiro tipo é completo, marcado pela presença da crosta ferruginosa, enquanto que o segundo é marcado pela presença de linha de pedra. Os perfis autóctones são estruturados, da base para o topo, nos horizontes transicional, argiloso, ferruginoso, esferolítico e solo (latossolo), enquanto que os perfis alóctones são truncados na altura do horizonte argiloso ou transicional, com a formação da linha de pedra. Quanto à composição mineralógica, os perfis são constituídos por caulinita, hematita, goethita, quartzo, gibbsita, anatásio e rutilo, com a proporção dos minerais variando de acordo com os horizontes. Geograficamente, as exposições dos perfis autóctones são mais frequentes nas regiões sul, sudeste e oeste, enquanto que as dos alóctones nas regiões nordeste e central da cidade de Manaus, essa distribuição geográfica sugere que a região foi submetida a movimentação relativa entre blocos rochosos, possivelmente com rotação e/ou basculamento, produto de uma neotectônica distensiva.

OS EFEITOS DA NEOTECTÔNICA. Sternberg (1950) destacou a importância do controle tectônico no estabelecimento dos vales e nos traçados dos rios da planície Amazônica. Estudos mais recentes indicam a existência de falhamentos que afetam tanto o substrato rochoso quanto às coberturas lateríticas superpostas, revelando um intenso e marcante regime de movimentação neotectônica que controla inclusive a rede de drenagem atual (Igreja *et al.* 1999; Costa *et al.* 2001; Franzinelli & Igreja 2002). As informações geológico-estruturais extraídas dos produtos de sensores remotos, tanto do ponto de vista qualitativo quanto quantitativo, demonstram que a região de cidade de Manaus constitui um bloco estrutural arquitetado a partir da interação de falhas nas direções N-S, NW-SE e NE-SW, as quais controlam os cursos dos igarapés Tarumã-Açu, Puraquequara, Leão, Mariano e rio Negro. Tais falhamentos também são registrados na formação Alter do Chão e nos perfis lateríticos desenvolvidos sobrejacentes, onde observa-se o deslocamento dos estratos sedimentares, do horizonte de crosta laterítica e da linha de pedra por meio de falhas normais planas e lístricas, falhas transcorrentes e, localmente, falhas inversas, levando a geração de sistemas de *horts e grabbens* na região, inclusive com movimento do horizonte solo (latossolo).

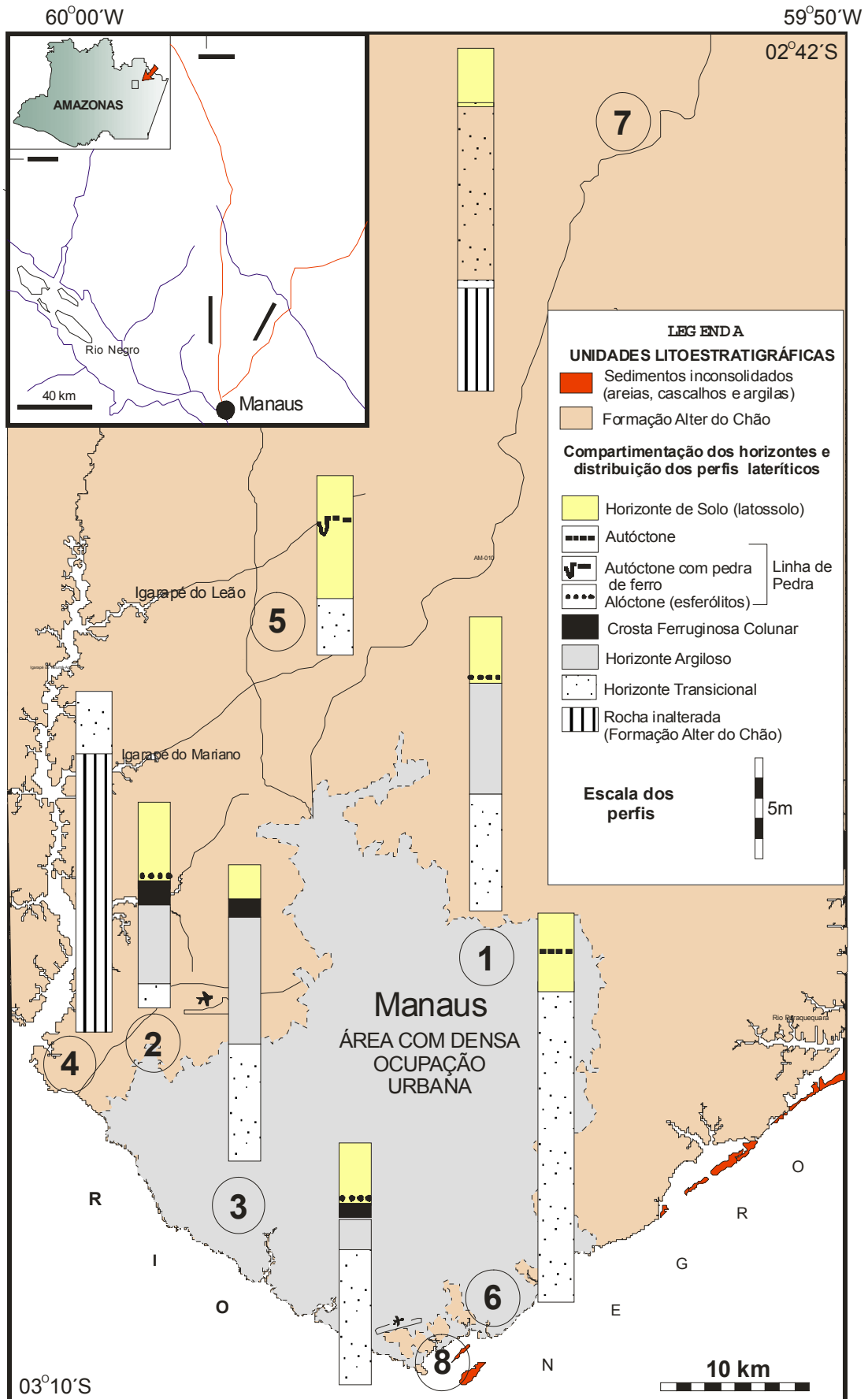


Figura 1. Mapa geológico simplificado da cidade de Manaus e entrono.

CONSIDERAÇÕES FINAIS. Os efeitos da neotectônica que afetaram a região da cidade de Manaus e entorno são considerados produtos de sucessivas reativações de blocos tectônicos desde o final do Terciário e durante todo o Quaternário (Fernandes Filho 1996; Igreja *et al.* 1999; Costa *et al.* 2001; Franzinelli & Igreja 2002; entre outros). A distribuição geográfica dos perfis lateríticos autóctones e alóctones sugere que o bloco estrutural da cidade de Manaus foi submetido a um evento distensivo responsável pelo abatimento da região SW e soerguimento da região NE. Tal evento seria produto, principalmente, da interação entre os conjuntos de falhas NW-SE e NE-SW arquitetando prismas com estruturas do tipo *graben* e *horst*, cujas movimentações são paralelas as calhas dos rios Negro e Amazonas. Segundo Fernandes Filho (1996), tal mecanismo teria favorecido a erosão parcial dos perfis lateríticos autóctones da região NE e o estabelecimento das linhas de pedra. Contudo, os estudos sobre a neotectônica na região de Manaus e entorno ainda carecem de uma quantificação, no que se refere à cinemática dos conjuntos de falhas NW-SE e NE-SW identificados em afloramentos e em produtos de sensores remotos, o qual permitirá propor um arranjo geométrico-estrutural que explique, por exemplo, a distribuição geográfica dos perfis lateríticos.

REFERÊNCIAS

- Albuquerque, R. 1922. Reconhecimentos geológicos no Vale do Amazonas. Serv. Geol. Min. Boletim, 3:84p.
- Caputo, M.V. *et al.* 1972. Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Rio Amazonas. In: Anais do XXVI Congr. Brás. de Geol., Belém, SBG, v.3,p.35-46.
- Costa, J.B.S. *et al.* 1994. Arcabouço tectônico Meso-Cenozóico da calha do rio Amazonas. In: Bol. de Res. Exp. do IV Simp. Geol. Da Amazônia, Belém, SBG, 1:47-50.
- Costa J.B.S. *et al.* 2001. Tectonics and paleogeography along the Amazon River. Jour. of South Amer. Earth Sciences, 14: 335-347.
- Cunha, P.R.C. *et al.* 1994. Bacia do Amazonas. Boletim de Geociências, PETROBRAS, Rio de Janeiro, 8(1):47-55.
- Deamon, R.F. e Contreiras, C.J.A. 1971. Zoneamento palinológico da bacia do Amazonas. In: Anais do XXV Congr. Brás. de Geol., São Paulo, SBG, v.3, p.79-88.
- Dino, R., Silva, *et al.* 1999. Caracterização palinológica e estratigráfica de estratos cretáceos da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. In: Bol. de Res. Exp. do 5º Simp. sobre o Cretáceo do Brasil, Rio Claro, UNESP, p.557-565.
- Fernandes Filho, L. A. 1996. Geologia, mineralogia, geoquímica dos lateritos de Manaus – Amazonas. Tese de Mestrado, CG-UFPA, Belém, 96p.
- Fernandes Filho, L. A. *et al.* 1997. Registros Neotectônicos nos Lateritos de Manaus. Revista de Geociências, UNESP, São Paulo, 1997, 16(1):9-13.
- Franzinelli, E. e Piuci, J. 1988. Evidências de Neotectonismo na Bacia Amazônica. Anais VIII Congr. Latino Amer. de Geol., Belém, SBG, p80-90.
- Franzinelli, E. e Igreja, H.L.S. 1990. Estudos Neotectônicos na Região do Baixo Rio Negro, Centro-Norte do Estado do Amazonas. Anais do XXXVI Congr. Bras. Geol., Natal, SBG, v. 5, p. 2099-2109.
- Franzinelli, E. e Igreja, H.L.S. 2002. Modern sedimentation in the lower Negro River, Amazonas State, Brazil. Geomorphology, 44:259-271.

- Igreja, H. *et al.* 1999. Neotectonic influence on fluvial capture in the Amazon Basin, State of Amazonas, Brazil. Science Reports of Tohoku University, 7th Ser. Geography, 49(2):197-206.
- Kistler, P., 1954. Historical resume of the basin: Petrobrás Internal Report, 104-A, Brazil.
- Nogueira, A. C. R. 1999. Paleossolos da Formação Alter do Chão, Cretáceo-Terciário da Bacia do Amazonas, regiões de Presidente Figueiredo e Manaus. In: Bol. de Res. Exp. do 5^o Simp. sobre o Cretáceo do Brasil, Rio Claro, UNESP, p.261-266.
- Nogueira, A. C. R. *et al.* (neste simpósio). A Gênese dos níveis silicificados da Formação Alter do Chão – Cretáceo Superior da Bacia do Amazonas. In: Simp. Geol. da Amaz., Manaus, SBG.
- Sternberg, H. O'R. 1950. Vales tectônicos na planície Amazônica? Rev. Brás. de Geogr., 4:3-26.

A GRANITOGÊNESE PALEOPROTEROZÓICA NO SETOR SETENTRIONAL DA PROVÍNCIA TOCANTINS: IDADES MODELO (T_{DM}) E EVAPORAÇÃO DE Pb EM ZIRCÃO

⁽¹⁾Chaves, C. L.; ⁽²⁾Gorayeb, P. S. S. e ⁽³⁾Moura, C. A. V.

Curso de Pós Graduação em Geologia e Geoquímica-Centro de Geociências/UFGA, C.P. 1611, 66.000-000, Belém-PA. Email:clc@ufpa.br⁽¹⁾; gorayebp@ufpa.br⁽²⁾; c_moura@ufpa.br⁽³⁾.

RESUMO Neste trabalho são apresentados dados geocronológicos que caracterizam melhor a cronologia da granitogênese paleoproterozóica (granitos Areias, Ipueiras e Itália) do setor setentrional da Província Tocantins, utilizando os métodos de evaporação de Pb em monocristais de zircão (Pb-Pb em zircão) e Sm-Nd em rocha total, realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso). Os resultados revelaram idades em tronco de 2,08 Ga para a cristalização dos corpos graníticos e valores de T_{DM} entre 2,15 e 2,19 Ga e $\epsilon Nd_{(2,08 Ga)}$ com valores positivos entre 2,49 e 2,89, indicando que esses granitos foram gerados a partir de rochas fonte com pouco tempo de residência crustal, provavelmente representante de uma crosta juvenil extraída do manto durante o Paleoproterozóico.

INTRODUÇÃO O conhecimento da granitogênese da região central do Estado do Tocantins avançou significativamente com os estudos desenvolvidos por pesquisadores da UFGA, com o desenvolvimento de dissertações e teses, no âmbito do Grupo PRONEX-CG/UFGA, em que foram identificados pelo menos 4 eventos principais de granitogênese (>2,0 Ga, ~1850 Ma, ~650 Ma e ~550 Ma) (Gorayeb et al 2000). Em um destes eventos, de idade paleoproterozóica mais antigo (>2,0Ga), foram identificados até o presente 4 expressivos corpos graníticos (Carmo, Areias, Ipueiras, Itália), cujos dados geocronológicos não permitem com segurança definir as idades destas rochas, em função dos métodos aplicados (Cunha et al. 1981, Costa et al. 1984 e Gorayeb 1996). Com o presente trabalho foram obtidos dados Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total, dos corpos graníticos Areias, Ipueiras e Itália, apresentados a seguir, a fim de contribuir para o melhor entendimento da evolução crustal desta região.

GEOLOGIA DA REGIÃO DE PORTO NACIONAL. A região de Porto Nacional é representada predominantemente por unidades do Paleoproterozóico, compreendendo terrenos granulíticos (Complexo Porto Nacional, 2,15 Ga), e gnáissicos (Complexo Rio dos Mangues, 2,05 – 2,12 Ga) e raros núcleos arqueanos isolados (Grupo Rio do Coco, 2,6 Ga), (Arcanjo et al. 2000, Gorayeb et al. 2000, Arcanjo 2002).

Seqüências vulcano-sedimentares de idade 2,13 Ga (Formação Monte do Carmo, Sachett 1996), plutons graníticos e anortosíticos (2,02 – 2,07Ga), completam o quadro paleoproterozóico (Sachett 1996, Gorayeb & Moura 2001).

As unidades neoproterozóica são representadas pelo Grupo Natividade, constituído essencialmente por quartzitos puros e micáceos e por plutons graníticos com idade de cristalização em torno de 0,55 Ga (Gorayeb et al. 2001).

OS GRANITOS ESTUDADOS. Granito Areias - Localizado a sudeste de Porto Nacional, constitui um corpo com 18 Km de extensão por 3 Km de largura com maior comprimento na direção N-S. Este corpo apresenta contato tectônico com as demais unidades na sua borda oeste, enquanto que na borda leste ele é capeado por coberturas quaternárias. Petrograficamente é composto por biotita-monzogranitos leucocráticos, de cor cinza-claro e é constituído por álcali-feldspato, plagioclásio, quartzo e biotita, além dos minerais acessórios apatita, alanita, titanita, opacos e zircão. O corpo está afetado por zonas de cisalhamento frágil-dúcteis com direções preferências NW-SE e NE-SW.

Granito Ipueiras- É um corpo de dimensões batolíticas, com aproximadamente 25 Km de comprimento e 15 Km de largura, localizado nos arredores da cidade de Ipueiras. Geralmente capeado por depósitos quaternários, este corpo apresenta contato discordante erosivo com o Grupo Natividade e contato tectônico com as rochas da Formação Morro de Aquiles. Petrograficamente é representado por biotita-hornblenda-monzogranito, biotita-monzogranito e biotita-hornblenda- quartzo sienito, apresentando textura granular hipidiomórfica e raramente porfirítica, além da textura rapakivi presente na sua borda. Estas rochas são constituídas essencialmente por álcali-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda, e pelos acessórios apatita, alanita, zircão e minerais opacos.

Granito Itália- Constitui um pluton subcircular de diâmetro aproximado de 12 km, localizado a sudoeste da cidade de Ipueiras. Este corpo faz contato com o Grupo Natividade no seu flanco sudoeste, sem que se tenha registrado contatos intrusivos, o que faz supor que os quartzitos estejam assentados discordantemente sobre o granito. Petrograficamente é representado por biotita-sienogranitos e biotita monzogranitos e é constituído por álcali-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita e pelos acessórios apatita, alanita, zircão e minerais opacos. Uma das principais características deste pluton é a presença de falhas normais e fraturas que estão preenchidas por quartzo e epidoto, principalmente na borda do corpo, com direção preferencial NE-SW. O corpo é afetado por zonas de cisalhamento transcorrente, tendo superpostas zonas de falhas que produziram intenso quebraimento por reativação de falhas normais relacionadas a tectônicas mais novas.

GEOCROLOGIA As idades Pb-Pb em zircão obtidas para os plútons graníticos Areias, Ipueiras e Itália estão apresentadas na Tabela 1. Para o Granito Areias foram analisados sete cristais que forneceram idade média de 2.086 ± 5 Ma com valor máximo de 2107 ± 6 Ma e mínimo de 2083 ± 3 Ma. Para o Granito Ipueiras, os cinco cristais de zircão utilizados forneceram idade média de 2.073 ± 2 Ma, com valor máximo de 2080 ± 6 Ma e mínimo de 2071 ± 3 Ma. Por fim,

para o Granito Itália foram utilizados cinco cristas de zircão, que apresentaram idade média de 2.078 ± 4 Ma, com valor máximo de 2082 ± 6 Ma e mínimo de 2072 ± 9 Ma. Essas idades são interpretadas como representativas da época de cristalização e colocação desses corpos graníticos, o que permite concluir pela existência de um importante evento de granitogênese de idade paleoproterozóica neste domínio da Província Tocantins. O Granito do Carmo, com idade de 2025 ± 26 Ma (Sachett 1996) obtida pelo método Pb-Pb em zircão, pode ser relacionado ao mesmo evento de granitogênese paleoproterozóica.

Os estudos isotópicos Sm-Nd em rocha total foram efetuados em duas amostras de cada um dos granitos Areias e Ipueiras. Os valores de T_{DM} obtidos foram 2,17 e 2,15 Ga para o granito Areias e 2,18 e 2,19 Ga para o Granito Ipueiras, sendo interpretados como representativo da idade de extração do manto do protólito ígneo que originou os granitos paleoproterozóicos nesta região. Os valores de $\epsilon Nd_{(2,08 Ga)}$ obtidos foram levemente positivos, 2,49 e 2,89 para o Granito Ipueiras e de 2,27 e 2,26 para o Granito Areias (Tabela 2). Estes dados são interpretado como contribuição de uma crosta juvenil mantélica paleoproterozóica para a formação desses plutons.

CONSIDERAÇÕES FINAIS. Os estudos geocronológicos revelaram idades de cristalização em torno de 2,08 Ga para os granitos Ipueiras, Itália e Areias, o que indica a presença de um importante evento de granitogênese neste setor da Província Tocantins. Os resultados da aplicação do método Sm-Nd Idade Modelo revelaram valores de T_{DM} entre 2,19 e 2,15 Ga e $\epsilon Nd_{(2,08 Ga)}$ com valores positivos em torno de 2,49 e 2,89. Os valores de T_{DM} indicam que esses plutons graníticos foram gerados a partir de uma crosta de idade paleoproterozóica. Os valores positivos de $\epsilon Nd_{(2,08 Ga)}$ e a pequena diferença entre a idade de cristalização e a idade T_{DM} dos plutons sugerem pouco tempo de residência crustal. O candidato mais provável a fonte desses granitos são terrenos gnaissicos e granulíticos de Porto Nacional cuja idade T_{DM} de 2,40 e 2,55 Ga e $\epsilon Nd_{(2,15 Ga)}$ -1,56 a +0,97 são compatíveis com as idades obtidas para os granitos estudados (Gorayeb & Moura 2002) (Figura 1).

Referências Bibliográficas

- Arcanjo, S.H.S.; Abreu, F.A.M.; Moura, C.A.V. & Gorayeb P.S.S. 2000. Rio do Coco volcano-sedimentary sequence: a 2.6 Ga exotic terrain in the Paleoproterozoic Tocantins shear belt, Central-Brasil. In: Int. Geol. Congr., 31., Rio de Janeiro. *Anais...*CD-ROM.
- Arcanjo, S.H.S. 2002. Evolução geológica das seqüências do embasamento na porção sul do Cinturão Araguaia- Região de Paraíso do Tocantins. Belém, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. Tese de Doutorado, 176p.
- Costa, J.B.S.; Lemos, R.L.; Martins, J.P.A.; Beltrão, L.F.; Góes, A.M.; Hasui, Y. 1984. Geologia da região de Porto Nacional. *Rev. Bras. Geoc.* 14:3-11.
- 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.

- De Paolo, D.J. 1981. Nd isotopic studies: Some new perspectives on Earth Structure and Evolution. *EOS*, 62: 137-145.
- De Paolo, D.J. 1988 *Neodymium isotopes geochemistry- An introduction*. Berlin, Springer-Verlag. 187p.
- Gorayeb, P.S.S. 1996. Petrologia e evolução crustal das rochas de alto grau de Porto Nacional-TO. Belém, Centro de Geociências Universidade Federal do Pará. Tese de Doutorado, 262p.
- Gorayeb, P.S.S.; Arcanjo, S.H.S & Moura, C.A.V. 2000. Granitogenesis events in the Porto Nacional-Palmas-Paraíso do Tocantins region, Tocantins Province, Brazil. In: Inter. Geol. Congr. 31, Rio de Janeiro. *Anais... CD-ROM*.
- Gorayeb, P.S.S. & Moura, C.A.V. 2001. Aspectos geológicos e geocronológicos do Anortosito Carreira Comprida, região de Porto Nacional-TO. In: Simp. Geol. Amaz., 7, Belém. *CD ROM*.
- Gorayeb, P.S.S.; Moura, C.A.V. & Chaves, C.L. 2001. A granitogênese neoproterozóica no Setor Setentrional da Província Tocantins. Simp. Geol. da Amazônia, 7, Belém. *CD ROM*.
- Gorayeb, P.S.S & Moura, C.A.V. 2002. Idades Modelo T_{DM} dos granulitos de Porto Nacional-TO. Cong. Brás. de Geol., 41. João Pessoa, Paraíba. p.30
- Sachett, C.R. 1996. Geologia, geoquímica isotópica e aspectos metalogenéticos das rochas ígneas e mineralizações auríferas associadas- Região de Monte do Carmo-TO. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. Dissertação de Mestrado, 92p.

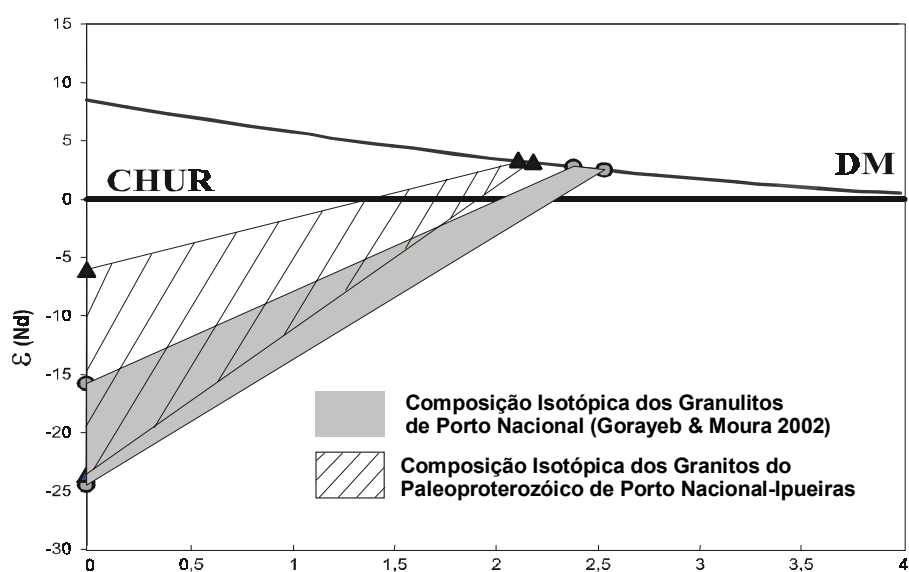
Tabela 1. Resultados analíticos do método Pb-Pb em zircão para os granitos Areias, Ipueiras e Itália.

Zircão Analisado	N.º de Razões *	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$	Idade (Ma)
GRANITO AREIAS				
ARE/01	14	0,000068	0,12925(178)	2088±24
ARE/04	32	0,000064	0,13063(43)	2107±6
ARE/06	50	0,000024	0,12886(26)	2083±3
ARE/07	34	0,000047	0,12890(19)	2083±3
ARE/09	32	0,000046	0,12896(28)	2084±4
ARE/11	38	0,000029	0,12960(68)	2093±9
ARE/12	66	0,000015	0,12917(87)	2087±12
$\Sigma=266$		Idade		2086±5
GRANITO IPUEIRAS				
IPU/02	36	0,000064	0,12863(45)	2080±6
IPU/03	24	0,000136	0,12812(34)	2073±5
IPU/04	36	0,000147	0,12803(23)	2071±3
IPU/05	68	0,000091	0,12812(24)	2072±3
IPU/06	32	0,000201	0,12845(76)	2077±10
$\Sigma=196$		Idade		2073±2
GRANITO ITÁLIA				
ITA/01	72	0,000050	0,12819(48)	2074±7
ITA/03	39	0,000022	0,12838(37)	2076±5
ITA/04	106	0,000061	0,12809(69)	2072±9
ITA/05	36	0,000007	0,12878(20)	2082±3
ITA/07	36	0,000034	0,12881(44)	2082±6
$\Sigma=289$		Idade		2078±4

* n.º de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ utilizadas no cálculo da idade de cada zircão e o total de razões usados no cálculo da idade média. As incertezas são dadas em 2σ .

Tabela 2. Dados Sm-Nd em rocha total para os granitos Ipueiras e Areais. Idade Modelo T_{DM} (Ga) calculado segundo De Paolo (1981, 1988).

Unidade Geológica	Sigla da Amostra	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd } 2,08} \text{ (Ga)}$	$T_{DM} \text{ (Ga)}$
Granito Ipueiras	99/PN-01	0,16330±8	0,512328±6	2,89	2,17
Granito Ipueiras	99/PN-02	0,09834±74	0,511418±12	2,49	2,15
Granito Areias	99/PN-04	0,11975 ±19	0,511700±5	2,27	2,18
Granito Areias	2001/CL-12	0,12622 ±3	0,511788± 2	2,26	2,19

Figura 1: Diagrama Idade T_{DM} versus ϵ_{Nd} representando os campos de evolução isotópica dos granulitos e granitos do Paleoproterozóico da região de Porto Nacional.

CONCEPÇÃO E ABRANGÊNCIA DO PROJETO BAIXO TOCANTINS

CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Av. Dr Freitas 3645, 66095-110, Belém-Pará
e-mail: geremi@cprm-be.gov.br

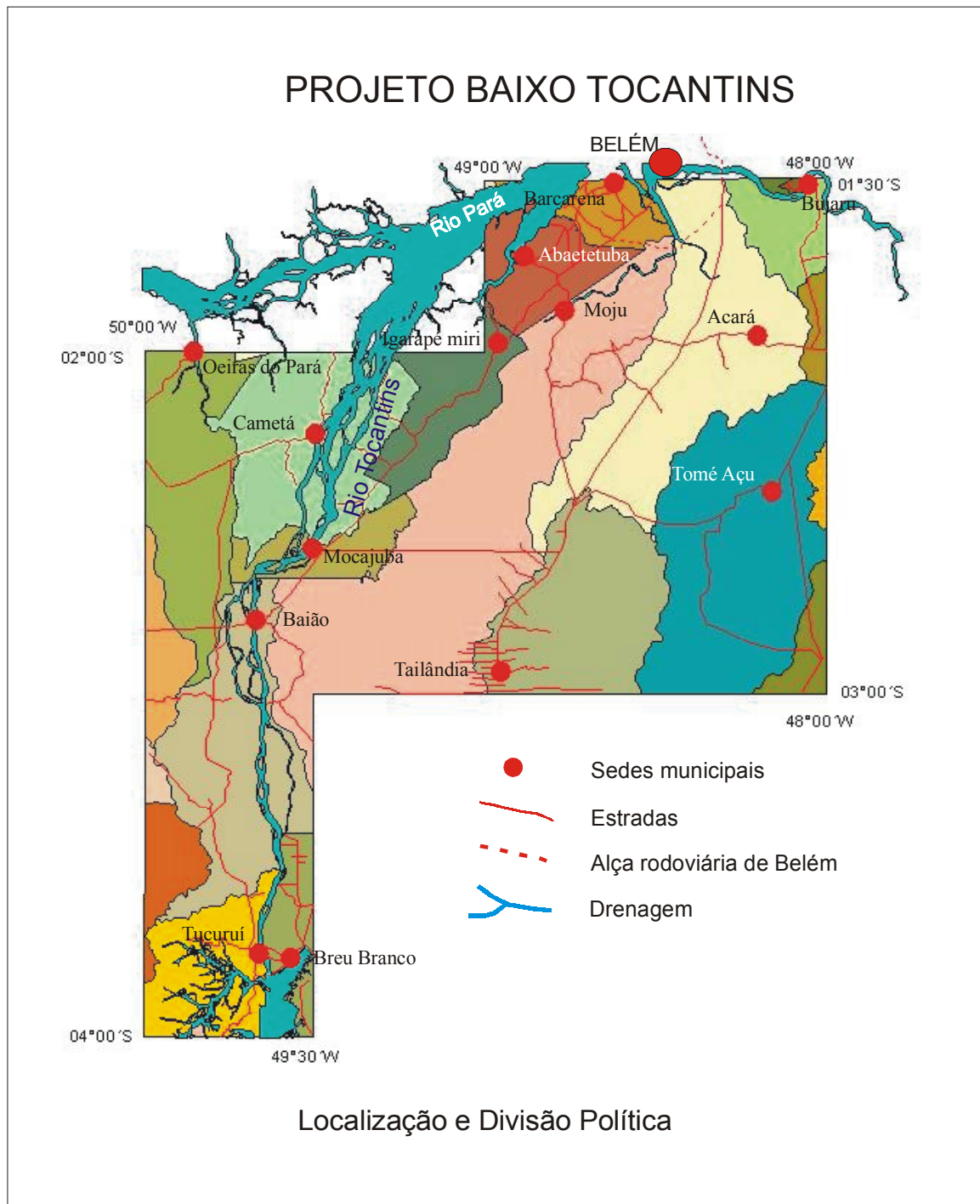
RESUMO A retomada do PLGB (Programa Levantamento Geológico Básico), pela CPRM, é fato significativo e importante, principalmente quando se considera a limitação de recursos orçamentários. Ainda é muito grande a área a ser contemplada com informações geológicas em escalas de 1:250.000 e 1:100.000, especialmente na Amazônia. Algumas dessas áreas englobam centros de elevada densidade populacional, a demandar um premente conhecimento do seu meio físico para subsidiar programas de desenvolvimento municipal. O Projeto Baixo Tocantins engloba uma área da ordem de 36.000km², abrangendo, total ou parcialmente, 25 municípios da zona de influência da Alça Rodoviária de Belém e do trecho do rio Tocantins a jusante da UHE de Tucuruí. Aos aspectos tradicionalmente visados no PLGB, foram acrescentados outros componentes considerados em programas de ZEE, envolvendo: mapeamento geológico; cadastramento / prospecção de materiais de uso imediato, materiais de pequena transformação industrial e insumos para agricultura, incluindo estudos para viabilizar a exploração de pequenos depósitos; avaliação regional dos recursos hídricos de superfície e subsuperfície, visando ao abastecimento público, bem como com vistas ao desenvolvimento da piscicultura, da pesca artesanal e da pesca esportiva, assim como para fins agrícolas e, complementarmente, ações na área de Gestão e Administração Territorial.

INTRODUÇÃO Na Amazônia (PA/AP), os custos de levantamento geológico podem ser estimados, de forma simplificada, segundo as condições de infraestrutura logística existente e a escala de mapeamento. Uma ordem de grandeza desses custos (custeio) para escala 1:100.000 pode ser resumida nos seguintes referenciais: **Região tipo 1** (Amapá/NW do Pará), na qual se necessita de apoio com helicóptero, além do tradicional uso de barcos: US\$ 90 a 110/km². **Região tipo 2** (ESE do Amapá / Sul do Pará): carece muito de apoio fluvial e, secundariamente, de deslocamento rodoviário (precário): US\$ 35 a 40/km². **Região tipo 3** (NE do Pará) apoiada por uma boa malha rodoviária, além da rede fluvial: US\$ 5 a 10/ km².

Variações nesses valores podem decorrer em função da complexidade geológica da área. Os fatores acima descritos foram considerados para escolha da localização e tamanho da área proposta para reiniciar o PLGB na jurisdição da SUREG-BE. Optou-se por uma área de baixa complexidade geológica, com razoável infraestrutura logística e forte apelo social, conforme constatado em estudo de demandas realizado recentemente.

LOCALIZAÇÃO, ACESSO E CARACTERÍSTICAS SOCIOECONÔMICAS. A área com cerca de 36.000 km², comporta, de acordo com o corte padrão ao milionésimo, 01 (uma) folha 1:250.000 e 6 (seis) folhas 1:100.000. Abrange o baixo curso do rio Tocantins (a partir do lago represado pela Usina Hidrelétrica de Tucuruí, para jusante) e a região de influência da recente construída Alça Rodoviária, que facilitou a ligação da Região Metropolitana de Belém

com o Sul do Estado do Pará. Mais de 20 municípios estão englobados, total ou parcialmente, no perímetro da área escolhida (Figura 1).



A socioeconomia local exerce forte influência sobre a vida da população da Região Metropolitana de Belém, envolvendo, no total, algo da ordem de 2 milhões de pessoas, cerca de 30% da população do Estado.

OBJETIVOS. Aos aspectos tradicionalmente visados no PLGB, foram acrescentados outros componentes considerados em programas de ZEE. Será realizado um programa integrado envolvendo: √ mapeamento geológico; √ cadastramento / prospecção de materiais de uso imediato, materiais de pequena transformação industrial e insumos para agricultura, incluindo

estudos para viabilizar a exploração de pequenos depósitos; √ avaliação regional dos recursos hídricos de superfície e subsuperfície, visando ao abastecimento público, bem como com vistas ao desenvolvimento da piscicultura, da pesca artesanal e da pesca esportiva, assim como para fins agrícolas; √ ações na área de Gestão e Administração Territorial, como subsídios aos planos de desenvolvimento municipal.

ASPECTOS GEOLÓGICOS. A principal base com informações sobre a geologia regional ainda é o relatório do Projeto RADAM (1974). Sabe-se, porém, que cerca de 90% da mesma faz parte da Bacia do Marajó, compreendendo porções das formações Ipixuna (Cretáceo Superior) e Barreiras (Plioceno), além de sedimentos aluvionares e crostas lateríticas. Na porção restante da área, adjacente à represa da UHE de Tucuruí, há registros de segmentos da Faixa Araguaia (xistos, filitos, quartzitos e rochas ultramáficas) e de complexos metamórficos pré-cambrianos referidos como Complexo Xingú (granitóides, migmatitos, granulitos).

RECURSOS MINERAIS. A maior vocação da área é para materiais de uso imediato na construção civil e minerais industriais. Além de areia e seixo, há abundância de argila para cerâmica vermelha. Brita e rochas ornamentais são outros potenciais econômicas da região.

As principais minas de caulim do Pará localizam-se nas adjacências da área proposta, em contexto geológico semelhante ao que predomina em grande parte da mesma. Idêntico panorama se constata em relação à bauxita, com minas em atividade no vizinho município de Paragominas, a sudeste da área sugerida.

Nas cercanias de Tucuruí, há registro da ocorrência de diamante e de rochas básicas e ultrabásicas. Parte dessa área foi afogada pelo lago da represa da UHE.

JUSTIFICATIVAS Entendimentos recentes com a Secretaria Especial de Indústria Comércio e Mineração do Estado do Pará – SEICOM mostraram o interesse do Governo de Estado em desenvolver trabalhos nessa região. Um dos principais enfoques desse interesse é a descoberta e avaliação de depósitos minerais de uso imediato na construção civil e na indústria de pequena transformação, a fim de sustentar o suprimento das necessidades da Região Metropolitana de Belém, acessada através da Alça Rodoviária há pouco inaugurada.

Nessa região, o Governo do Pará ainda demanda informações referentes aos componentes ambientais, preocupado com recentes e sucessivos acidentes ecológicos na zona de influência do complexo industrial de Barcarena, na transformação do alumínio. O cadastramento de sítios arqueológicos, a identificação de áreas favoráveis à disposição de lixo urbano e, principalmente, a disponibilidade de água para abastecimento público, são outras preocupações do poder público local.

Recentemente, a forte pressão dos movimentos sociais organizados, da população que habita a região do baixo curso do rio Tocantins, à jusante da barragem da Usina Hidrelétrica de Tucuruí, deu origem a um levantamento sistematizado das demandas locais. Esse estudo foi apresentado no Seminário Plano de Desenvolvimento Sustentável à Jusante da UHE Tucuruí, realizado em julho passado. Participaram do evento a Eletronorte (coordenação), lideranças políticas (Senado, Câmara Federal, MMA, Assembléia Legislativa do Pará, Governo do Pará, prefeituras municipais), universidades, diversas OSCIP's, além de uma participação intensa dos movimentos sociais da região.

A CPRM, presente no encontro, constatou que, em grande parte, as demandas identificadas requerem uma abordagem multidisciplinar inserida na filosofia do ZEE. A análise da fisiografia, em especial dos padrões de drenagem, controlados por expressivos lineamentos, que também controlam unidades cenozóicas, mostra a importante atuação de uma tectônica moderna, a qual necessita de avaliação, sobretudo, no que diz respeito ao planejamento urbano e gestão territorial, a exemplo de cidade de Cametá.

PARCERIAS. Identificam-se as seguintes possibilidades de parcerias institucionais:

Governo do Pará (Secretaria de Indústria Comércio e Mineração, Secretaria de Ciência Tecnologia e Meio Ambiente e Companhia de Saneamento); ELETRONORTE (já dispõe de 3 milhões de reais para investir, ainda em 2003, em projetos de desenvolvimento sustentável nos municípios a jusante da UHE Tucuruí); ADA (ex-SUDAM) – Agência de Desenvolvimento da Amazônia – possui recursos para o ordenamento territorial da região, e já desenvolveu parcerias com a CPRM; FUNASA – Fundação Nacional de Saúde; EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária; IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística; SDS/MMA – Secretaria de Desenvolvimento Sustentável; PPG7 – SPRN/MMA – Secretaria de Coordenação da Amazônia; SRH/MMA - Secretaria de Recursos Hídricos; SQA – Secretaria de Qualidade Ambiental nos Assentamentos Humanos; prefeituras municipais e universidades

CONCLUSÕES. A CPRM, respeitando as novas diretrizes da atual Diretoria – em harmonia com o Governo Federal, passa a atuar de uma forma mais visível, promovendo parcerias com outras instituições, procurando colocar a experiência e a competência de seu quadro técnico à disposição da sociedade. Dialoga, aceitando sugestões das populações das áreas diretamente envolvidas por seus projetos e conseguindo, desta forma, gerar produtos mais rápida e diretamente aproveitáveis pela sociedade, principalmente à parte mais carente desta, ao gerar empregos no setor mineral e agro-industrial e proporcionar meios de melhoria das condições de saneamento e de abastecimento d'água.

Referência

RADAM – Folha SA.22 (Belém) , 1974.

PALEOPROTEROZOIC CRUSTAL GROWTH AND ARCHITECTURE OF THE GUIANA SHIELD: NEW INSIGHTS AND PROSPECTIVE RESEARCH

⁽¹⁾Delor, C.; ⁽²⁾Lafon, J-M ; ⁽³⁾Théveniaut, HERVÉ and ⁽⁴⁾ Roever, E.

⁽¹⁾ BRGM – Orléans, France; c.delor@brgm.fr. ⁽²⁾ Pará-Iso - Centro de Geociências – Universidade Federal do Pará; ⁽³⁾ BRGM Guyane – Cayenne, France; ⁽⁴⁾ ONDEO Nalco – Netherlands.

ABSTRACT: O quadro geológico atualizado do Escudo das Guianas é apresentado, incorporando os recentes avanços do conhecimento, sobretudo na porção oriental. O modelo lito-estrutural reavalia a extensão do embasamento arqueano na porção SE e enfatiza o crescimento multi-episódico dos terrenos riacianos com formação de crosta oceânica (2,25-2,20Ga), e seu retrabalhamento para produzir terrenos TTG-*greenstones* (2,18-2,13Ga) e magmatismo granítico (2,10-2,08Ga) em contextos de colisão frontal e cisalhamento sinistral, respectivamente. O arcabouço estrutural aparente, em *pinch and swell*, resulta de extensão crustal e *boudinage* em escala continental, envolvendo *upwelling* mantélico e formação de faixas granulíticas, inclusive, no Suriname, de ultra alta temperatura - UAT (2,08–2,06Ga). Futuros avanços na compreensão do quadro evolutivo do Escudo passam pela busca de terrenos arqueanos na sua porção central, pela investigação do magmatismo TTG e do metamorfismo UAT, e pelo entendimento do regime tectonotermal na transição Riaciano-Orisiriano.

INTRODUCTION The Guiana shield, constitutes the northern part of the Amazonian Craton and extends from Venezuela to Guyana, Suriname, French Guyana and Brasil. Archean protoliths have been documented in the far northwestern borders (Imataca Venezuela) and the far eastern borders (Amapá). In between, the Proterozoic crust shows evidences of younging crustal growth (Tassinari et al, 2000, Santos et al, 2000) from northern Paleoproterozoic granite greenstones complex (2.2-2.0 Ga) to southerner cycles of volcanism (1.9–1.8 Ga), sedimentary basin deposition (1.8-1.7 Ga) and alkaline magmatism (1.7 to 1.3 Ga). The present day Guiana shield architecture is mainly the result of these successions of Precambrian geodynamic events. Phanerozoic formations (sediments and dykes) when observed, give account of subsequent continental break up during the Paleozoic (Amazonian basin) and the Mesozoic (Atlantic margin).

This study aims to bring further details on the lithostructural distinction of predominant Paleoproterozoic terrains. At the light of recent geophysical, geological and isotopic data we have compiled existing cartographic data in order to extract a more detailed although still synthetic lithostructural framework, with a refined transboundary legend.

RE-APPRAISAL OF ARCHEAN BASEMENT IN THE GUIANA SHIELD In Venezuela, the 450 km long and 100 km large Imataca Complex, is considered of igneous origin, reworking an Archean protolith dated at ca 3.7 Ga and 2.6 Ga (Montgomery and Hurley, 1978; Tassinari et al., 2001). Avelar et al (2003) and Rosa-Costa et al. (2003) have presented new evidence of preserved Meso- to Neoproterozoic nuclei (2.85 to 2.58 Ga) in TTG orthogneisses and high grade rocks from central and southeast Amapá. In northern Amapá

and in southeastern French Guyana, Mesoarchean crustal sources are suggested for Paleoproterozoic rocks (Avelar et al. 2003). Further west, this Archean basement is suspected in Suriname, in the area of Coeroeni group on the basis of inherited zircons on cordierite-bearing granite (unpublished data). Any existence of Archean crust further west in Guiana is highly speculative and that problem should at that stage be addressed in terms of “where should we be searching for?”. North of this Amapá Archean nucleus, along the western mouth of the Amazon mouth, relics of a second Archean belt are still debated. Despite the lack of conclusive arguments, that target area need to be investigated, due to the important implications it may have in terms of transatlantic correlations with the West African shield.

PALEOPROTEROZOIC CRUSTAL GROWTH AND RESULTING SHIELD ARCHITECTURE We present here an updated chronology of lithostructural events of Paleoproterozoic formations often referred as "Maroni-Itacaiunas" domain (e.g. Tassinari et al, 2000). We use our own data and those of detailed compilation (e.g. Gibbs and Barron, 1993) together with the results of several recent studies carried out in French Guiana (e.g. Vanderhaeghe et al, 1998; Delor et al, 2001a, b; Lafon et al. 2002)

Eorhyacian juvenile oceanic crust (2.25-2.20 Ga) The oldest Paleoproterozoic basement has been dated in French Guiana along the Atlantic Ocean coastline. The “Ile de Cayenne” trondhjemitic/gabbroic formations have provided zircon ages as old 2.21-2.22 Ga for some gabbros and for some trondhjemites derived from intra-continental tholeiitic magma. On the southern limb of the French Guiana TTG-greenstone domain, inherited ages in migmatitic gneisses point to protolith ages as old as *ca.* 2.2 Ga. Such dismembered and highly reworked juvenile crust remnants are interpreted as product of mantle extraction at 2.25-2.20 Ga related to Paleoproterozoic plumes, and induced oceanisation.

Mesorhyacian multi-pulses TTG growth (2.18-2.13 Ga) Tonalite-Trondhjemitic-Granodiorite (TTG) suite and co-eval greenstone belts can be traced out from the western Archean margin of Imataca in Venezuela through Guiana to Suriname, French Guiana and Brazil. It reflects the consumption of juvenile crust during early frontal (NS) collision stages of Transamazonian plate tectonics. In French Guyana, several magmatic pulses have been precised at 2.18-2.16 Ga and 2.15-2.13 Ga, with apparent internal younging direction of accretion, i.e. 2.15-2.13 Ga bordered by 2.18-2.16 Ga domain. Such subduction geodynamic model, or their alternative in terms of protracted hotspot process should be confronted to data obtained from other prominent TTG areas in Suriname, Guyana, Venezuela and Amapá. The presence of strong Archean inheritance in sedimentary basin contrasts with the juvenile character of the TTG batholiths.

Neorhyacian granitic magmatism (2.10-2.08 Ga) Granitic domains form the second type of dominant Paleoproterozoic crustal lithology emplaced between 2.10 and 2.08 Ga, in a tectonic context dominated by strong sinistral shearing, and accompanied by the formation of pull apart detrital basins from Suriname to French Guiana, on the northern limb of TTG batholith. Both syntectonic granitic accretion and basin opening traduces the blockage of Transamazonian frontal collision and its evolution to left lateral (NE-SW) sliding of southern Amazonian and northern African Archean plates. The local occurrence of Mg-K magmatism (amphibole and/or pyroxene bearing granite/granodiorite) or its regional individualisation in southern French Guiana and central Suriname, may reflect mantle-crust interactions, responsible of such high temperature granites. Further signs of deep seated basic magma sources could be the late NE-SW dolerite dykes as found in French Guiana in the Comté river (Delor et al, 2001) and possibly along the Oyapok river.

Neorhyacian granulite belts formation (2.08-2.06 Ga) The formation of paleoproterozoic granulite belts in the framework of its TTG-greenstone and granitic domains is the ultimate product of continental sinistral shearing between 2.08 and 2.06 Ga. Pinch and swell of Amazonian crust leads to the individualisation of Bakhuis granulite belt and co-eval lateral counterparts such as in Amapá (Lafon et al, 2001) and possibly in Imataca. Moreover, counterclockwise PT path and resulting ultrahigh temperature (UHT) assemblages such as sapphirine-quartz and orthopyroxene-sillimanite in the Bakhuis belt of Suriname, traduce crustal stretching and subsequent mantle upwelling. Such evidence need to be looked for in Amapá and Imataca.

Orosirian acid magmatism (1.97 Ga, and younger) At the scale of the Guiana shield, the northern limit of acid volcanism province show the same pinch and swell trend curvature than contiguous rhyacian domain, and therefore suggest that at least part of this acid magmatism province has been implied in the crustal stretching process. Despite strong evidence of zircon ages at about 1.97 Ga both for acid volcanism and charnockite (Schobbenhaus et al, 1994; Fraga et al, 1997), extensive further studies need to be carried out to bracket the full span of this Orosirian magmatic event. That type of study will certainly merge as a new challenge to check Orosirian geodynamic driven forces either as a continuation of previous Neorhyacian crustal stretching and mantle upwelling, or as a the initiation of a new orogenic cycle.

DISCUSSION AND CONCLUSION In this study, we summarise recent achievements which contribute to the updated geological framework for the Guiana shield. We debate about the limits of Archean basement on the southeastern part of the shield, with evidence of Mesoarchean growth and Neoproterozoic reworking. We also emphasise multi-stages growth of Paleoproterozoic terrains including i) the formation of a juvenile oceanic crust (2.25-2.20 Ga),

and its consumption to produce ii) TTG-greenstone belts (2.18-2.13 Ga) during frontal collision and iii) granitic magmatism during sinistral wrenching (2.10-2.08 Ga).

At a regional scale, we highlight the trends of TTG-GS belts, and acid magmatic province suite which display pinch and swell overall structure with two E-W TTG-GS continental scale boudins limited by three granulite belts: Imataca, Bakhuis, Amapá with pro parte ultrahigh temperature (UHT) granulite belts and counterclockwise PT path in Suriname (2.08-2.06 Ga). As a conclusion, we argue that the granulitic event is better interpreted in terms of late Transamazonian crustal stretching, as response to prolonged sinistral shearing at a continental scale.

In terms of prospective ideas, we think that further studies will have to test the hypothesis of possible Archean link between Amapá and southwestern Suriname areas, and to conclude (or not) on the existence of preserved Archean margin along the western coastal limb of the Amazon. As far as Paleoproterozoic is concerned, isotopic constraints on multistage TTG growth would have to be tested at the light of recent data in French Guiana. Also further evidence of UHT metamorphism, as well as the significance of Rhyacian-Orosirian transitional tectonothermal regime with special references to the initiation of the so-called Uatumã episode of acid volcanism will have to be looked for.

In the course of this ongoing re-appraisal, lithostructural analysis and absolute isotopic constraints which will have to be carried out together. Paleomagnetic investigation as recently developed successively in Precambrian rocks from French Guyana (Théveniaut and Delor, 2003) will certainly merge as a third invaluable tool to bring further constraints of paleolatitudes, and their implications in terms of plate tectonics vergence.

REFERENCES

- Avelar V.G. *et al.* 2003, Archean crustal remnants in the Southeasternmost Part of the Guyana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoproterozoic signatures, *Geologie de la France.*; In press.
- Delor, C. *et al.* 2001a. Carte Géologique de la Guyane à 1/500000, 2nd edition, BRGM.
- Delor C. *et al.* 2001b. Paleoproterozoic framework of the Guiana Shield II - continental scale boudinage and ultra-high temperature granulite belt exhumation at 2.07-2.06 Ga. In: VII Simp. de Geol. da Amazônia, Belém, SBG-NO. Resumos Expandidos (CD-ROM).
- Fraga, L.M. *et al.* 1997. First lead-lead zircon ages of charnockitic rocks from Central Guiana Belt (CGB) in the state of Roraima, Brazil. South American Symposium on Isotope Geology. Actas. Extended Abstracts. 115-117.
- Gibbs, A.K. and 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.
- Lafon J.M. *et al.* 2001. Granulitos tardi-Transamazônicos (2,06 Ga) na região norte do Estado do Amapá: o charnoquito de Calçoene. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7. Belém, 2001. Resumos expandidos. CD-ROM.
- Lafon, J.M. *et al.* 2002. Novos dados geocronológicos Pb-Pb e Sm-Nd para a região norte da Guiana Francesa: Implicações para a evolução crustal da porção sudeste do Escudo das

- Guianas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41. João Pessoa – PB. SBG. Anais de resumos.
- Montgomery, C.W. & Hurley, P.M. 1978. Total rock U-Pb and Rb-Sr systematics in the Imataca Series, Guyana Shield, Venezuela, *Earth Planet. Sci. Lett.* 39: 281-290.
- 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 Res.* 3 (4): 453-488.
- Rosa-Costa, L.T; *et al.* 2003 . Geology and geochronology of Archean and Paleoproterozoic domains of the southeastern Amapá and northwestern Pará, Brazil – southeastern Guyana Shield. *Géologie de la France.* (In press)
- Schobbenhaus, C. *et al.* 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. *et al.* 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.
- Tassinari, C.C.G. *et al.* 2001. Archean crustal evolution of the Imataca Complex, Amazonian Craton: Sm-Nd, Rb-Sr e U-Pb (SHRIMP) evidences. In: *Simp. de Geol. da Amazônia*, 7. Belém. CD-ROM.
- Theveniaut H. and Delor C. (2003). Synthèse paléomagnétique du bouclier des Guyanes, *Géologie de la France*, in press
- Vanderhaeghe, O.; *et al.* 1998. Contrasting mechanism of crustal growth. Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana. *Precamb. Res.* 92: 165-193.

MAGMATISMO PALEOARQUEANO (3,32 Ga) NA REGIÃO DO RIO CUPIXI, SE DO AMAPÁ, SE DO ESCUDO DAS GUIANAS

⁽¹⁾Klein, E. L., ⁽¹⁾Rosa-Costa, L. T. e ⁽²⁾Lafon, J. M.

(1) CPRM/Serviço Geológico do Brasil, Belém-Pa, e-mail :eklein@amazon.com.br e (2) Pará-Iso, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

RESUMO. Uma idade de 3321 ± 11 Ma foi obtida para o protólito ígneo de um gnaiss tonalítico na região do rio Cupixi, sudeste do Estado do Amapá. Esse resultado constitui-se no primeiro registro, em zircão ígneo, de idade paleoarqueana na porção oriental do Cráton Amazônico.

INTRODUÇÃO. A porção sudeste do Escudo das Guianas (NW-Pará / SE-Amapá) tem mostrado uma complexa evolução geológica arqueana e proterozóica, conforme resultados obtidos pelo programa de mapeamento geológico Promin-RENCA, desenvolvido pela CPRM. Esta nota é uma contribuição à geocronologia daquela região e ao Cráton Amazônico como um todo.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL A região enfocada forma a porção sudeste do Escudo das Guianas e está localizada dentro da província geocronológica paleoproterozóica Maroni-Itacaiúnas ou, alternativamente, da província arqueana Carajás-Imataca, de acordo com as propostas de Tassinari *et al.* (2000) e Santos *et al.* (2000), respectivamente. Ricci *et al.* (2001) e Rosa-Costa *et al.* (2003) compartimentaram a região em três domínios tectono-estratigráficos (de NE para SW, domínios Cupixi, Jari e Carecurú) limitados por grandes lineamentos transcorrentes. Esses domínios contrastam no que se refere ao conteúdo litológico dos complexos metamórficos do embasamento e das unidades plutônicas, e aos padrões geofísicos e estruturais. Segundo aqueles autores, o domínio Cupixi é representado essencialmente pelos gnaisses TTG de fácies anfíbolito do Complexo Tumucumaque, enquanto que no domínio Jari predominam rochas de alto grau metamórfico, representadas por ortognaisses granulíticos, rochas metassedimentares granulitizadas, ortognaisses graníticos da transição anfíbolito-granulito, gnaisses TTG de fácies anfíbolito e núcleos migmatíticos. No domínio Carecurú o embasamento é constituído por gnaisses TTG. Um núcleo granulítico, constituído por ortognaisses granulíticos, hospedeiros de corpos charnoquíticos intrusivos foi também identificado neste último domínio e interpretado como *inlier* do embasamento (Rosa-Costa *et al.*, 2003). Em termos geocronológicos, os domínios Cupixi e Jari são predominantemente arqueanos, enquanto que no domínio Carecurú predominam rochas Paleoproterozóicas (ver sumário dos dados geocronológicos em Rosa-Costa *et al.*, 2003).

GEOCRONOLOGIA. Uma amostra de gnaiss tonalítico com biotita, bandado (EK-R-47), coletada no alto curso do rio Cupixi, próximo à serra das Coambas (coordenadas: $00^{\circ} 34' 58''\text{N} / 52^{\circ} 14' 32''\text{W}$), foi utilizada para datação pelo método da evaporação de Pb em monocristais de zircão. Procedimentos analíticos estão descritos em Rosa-Costa *et al.* (2003).

Seis cristais de zircão forneceram idades entre 2878 e 3333 Ma. Dentre eles, três cristais forneceram idades de 3316 ± 3 Ma, 3333 ± 5 Ma e 3320 ± 6 Ma na etapa de mais alta temperatura

de evaporação. Uma idade média pode ser calculada a partir dos resultados isotópicos destes três cristais, o que fornece uma idade de 3321 ± 11 Ma.

Os cristais analisados são subidiomórficos, prismáticos e bipiramidais, com prismas bem desenvolvidos. Em luz transmitida, não apresentam zoneamento visível. Estas características permitem sugerir que se tratam de cristais magmáticos. Em consequência, a idade de 3321 ± 11 Ma é interpretada como a idade mínima de cristalização do protólito ígneo do gnaiss tonalítico.

DISCUSSÃO A porção oriental do Cráton Amazônico experimentou uma complexa e prolongada história evolutiva no Arqueano e no Paleoproterozóico. Vários períodos orogênicos foram determinados e / ou sugeridos, com base em diferentes sistemas isotópicos, sendo que os picos de atividade ocorreram entre 3,00 - 2,60 Ga e 2,23 – 1,90 Ga.

Nas regiões de Carajás e do Estado do Amapá, as idades mais antigas obtidas em zircão ígneo situam-se no período entre 2,87 Ga e 3,00 Ga (Pidgeon *et al.*, 2000; Tassinari *et al.*, 2000; Avelar *et al.*, 2003; Rosa-Costa *et al.*, 2003). A existência de relictos crustais mais antigos do que 3,00 Ga foi evidenciada por idades modelo Sm-Nd (Sato e Tassinari, 1997; Lafon e Avelar, 2002; Pimentel *et al.*, 2002; Teixeira *et al.*, 2002; Avelar *et al.*, 2003), por zircões herdados em gnaisses (Teixeira *et al.*, 2001) e por zircões detríticos em rochas metassedimentares (Lafon *et al.*, 1998; Macambira *et al.*, 1998). Entretanto, a confirmação de eventos magmáticos, através da identificação de protólitos ígneos desta idade era ainda buscada.

Isto foi atingido através deste estudo, que revelou uma idade mínima de 3321 ± 11 Ma para o protólito ígneo de um gnaiss TTG da região do rio Cupixi, com base na geocronologia de zircões. Este resultado representa, até o momento, a idade magmática mais antiga documentada para a porção oriental do Cráton Amazônico e, possivelmente, em todo o Cráton Amazônico. O único outro registro de evento magmático paleoarqueano foi evidenciado por Tassinari *et al.* (2001) que obtiveram uma idade de 3229 ± 39 Ma para o protólito de um granulito no extremo norte do cráton (Complexo Imataca, Venezuela).

Referências

- Avelar W.G. *et al.* 2003. Archean crustal remnants in the southeasternmost part of the Guyana Shield: further Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence. *Géologie de la France* (no prelo).
- Lafon J.M., Avelar V.G. 2002 O Arqueano do sudeste do Escudo das Guianas. In: In: XLI Congr. Brás. de Geol., João Pessoa, SBG, *Anais*, p.520.
- Macambira, M.J.B. *et al.* 1998. Crescimento crustal arqueano registrado em zircões de sedimentos da região de Rio Maria, Província Carajás, Pará. In: XL Congr. Brás. de Geol., Soc Bras. Geol., Belo Horizonte, pp.55.
- Pidgeon, R. *et al.* 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. *Chem. Geol.*, 166:159-171.
- Pimentel M.M. *et al.* (2002) Estudo Sm-Nd do Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri, Amapá: idade da intrusão, metamorfismo e natureza do magma original. *Rev. Bras. de Geoc.* 32(3):371-376.

- Ricci P.S.F. *et al.* (2001) Diferentes terrenos, com embasamentos geocronologicamente distintos, justapostos por megaestruturas regionais na fronteira Pará/Amapá. In: VII Simp. de Geol. da Amazônia, Belém, SBG-NO, Resumos Expandidos (CD-ROM).
- Rosa-Costa, L.T. *et al.* 2003. Geology and geochronology of Archean and Paleoproterozoic domains of the southeastern Amapá and northwestern Pará, Brazil – southeastern Guyana Shield. *Géologie de la France* (no prelo).
- Santos J.O.S. *et al.* (2000) New understanding of the provinces of the Amazon Craton, based on field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *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. (coords.) *Contrib. à Geol. da Amazônia*. Belém, FINEP/SBG-NO, 91-142.
- Tassinari C.C.G. *et al* (2000) The Amazonian Craton. In: Cordani U.G. *et al* (eds.) *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, ABC/DNPM/MCT, p.41-95.
- Tassinari C.C.G., Teixeira W., Nutman A.P., Szabó G.A., Mondin M., Sato K. (2001) Archean crustal evolution of the Imataca Complex, Amazonian Craton: Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb (SHRIMP) evidences. In: VII Simp. de Geol. da Amazônia, Belém, SBG-NO, *Resumos Expandidos* (CD-ROM).
- Teixeira N.P. *et al.* 2002. Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Research*, 119: 257-275.
- Teixeira N.P. *et al.* 2001. Evidência da existência de crosta Arqueana de 3.68 Ga obtida em zircão de rocha gnáissica tonalítica do Complexo Xingu, no segmento oeste da Província Mineral de Carajás, região de São Felix do Xingu, Estado do Pará, Brasil. In: VII Simp. de Geol. da Amazônia, Belém, SBG-NO, *Resumos Expandidos* (CD-ROM).

LEVANTAMENTO GEOLÓGICO NA REGIÃO A NORTE DO BLOCO CARAJÁS: NOTÍCIAS PRELIMINARES

¹Faraco M. T. L., ¹Vale A. G., ²Santos J. O. S., ³Luzardo R., ³Ferreira, A. L., ³Oliveira M. A., ¹Marinho P.A.C.

¹CPRM-Belém (faraco@interconect.com.br; agvale@cprm-be.gov.br; pamar@cprm-be.gov.br) ²CPRM-Porto Alegre (orestes1@uol.com.br); ³CPRM-Manaus (rene@ma.cprm.gov.br; amaro@ma.cprm.gov.br; oliveira@ma.cprm.gov.br)

RESUMO O limite norte da Província Carajás, que corresponderia àquele entre as províncias Amazônia Central e Maroni-Itacaiúnas (Tassinari *et al.* 2000) ou entre as províncias Carajás e Transamazônica (Santos *et al.* 2000), é ainda incerto. A CPRM, através do Projeto GIS do Brasil, realizou o levantamento geológico de Itaituba à Marabá ao longo da rodovia Transamazônica e suas vicinais sul, para melhor conhecimento e entendimento das porções setentrionais das províncias Amazônia Central e Carajás. Os dados de campo, adicionados à interpretação de imagens LANDSAT integradas a levantamentos aerogamaespectrométricos e aeromagnetométricos, além de análises petrográficas e isotópicas U-Pb (SHRIMP) de amostras coletadas entre as localidades Belo Monte (margem direta do Xingu) e Marabá, permitiram a caracterização e a cartografia de quatro novas unidades estratigráficas (Suíte Granulítica Direita, Kinzigito Ipiaçava, Complexo Jacaré e Complexo Valentim) e a reconceituação de duas (Charnockito Bacajaí e Monzogranito João Jorge).

INTRODUÇÃO A região a norte do Bloco Carajás (Souza *et al.* 1996), do paralelo 5°S até aproximadamente 3°N (limite com a bacia paleozóica do Amazonas) e entre os rios Xingu e Tocantins, é ainda pouco conhecida. Quatro trabalhos de mapeamento geológico básico foram realizados: o levantamento geológico (1:1.000.000) das Folhas Araguaia (Silva *et al.* 1974) e Belém (Issler *et al.* 1974), pelo Projeto RADAM; o Projeto Integração Geológica-Geofísica Sul do Pará (Martins *et al.* 1979), executado pela CPRM-DNPM, na escala 1:500.000, cujo mapa geológico foi elaborado a partir da integração dos dados de campo com o levantamento aerogeofísico; e o mapeamento geológico básico da Folha Altamira (SA.22-Y-D), na região a leste do rio Xingu, executado pela CPRM através do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (João *et al.* 1987).

Os mapeamentos do Projeto RADAM revelaram que a região mencionada seria constituída pelo Complexo Xingu, que consistiria em granitos, granodioritos, migmatitos, dioritos, quartzo dioritos, granulitos ácidos e básicos, anfibolitos, quartzitos, xistos e gnaisses, com *trend* WNW-ESSE e metamorfisados em fácies anfibolito a granulito, de idade *pré-cambriana inferior a média* (sic). Martins *et al.* (1979) ratificaram a ocorrência do aludido complexo naquela porção do Cráton Amazônico e o subdividiram em *granulitos* (sic), gnaisses, migmatitos, e granitos, cartografados na escala 1:500.000.

As datações K-Ar em granitos, migmatitos, anfibolitos e xistos nas regiões dos rios Itacaiúnas, Tocantins e Parauapebas forneceram idade média de 2.000 Ma (Silva *et al.* 1974). Valor igual obtido para gnaisses, xistos e anfibolitos (Amaral 1969). Apenas uma idade de 3.280

± 113 Ma foi detectada em anfíbolito na Serra Tapirapé. Gomes *et al* (1971) apresentaram dezesseis datações K-Ar em anfíbolitos, gnaisses, mica xisto, granitos e máficas associadas à BIFs provenientes dos rios Itacaiúnas e tributários, serras Misteriosa, Cinzento, Tapirapé e Buritirama, com valor médio em torno de 2.000 Ma. Uma exceção foi registrada em uma amostra de anfíbolito do rio Tapirapé, com idade 3.200 Ma. Além dessas, na região de Bacajá, idade isocrônica Rb-Sr de referência em rocha total é 1.864 ± 60 Ma, ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,705 \pm 0,0004$), considerada idade de formação mas com a possibilidade de ter sido *rejuvenescida no ciclo Transamazônico* (Basei, 1977). Assim, com exceção das idades arqueanas de anfíbolitos da região do rio/serra Tapirapé, as demais até então detectadas são paleoproterozóicas.

Na região de *Volta Grande* do Xingu (Folha SA.22-Y-D, Altamira), João *et al.* (1987) identificaram o Granulito Bacajá (*granolitos* (sic) enderbíticos e charnoenderbíticos), do *Arqueano Médio* (sic), e as suítes metamórficas Três Palmeiras e Xingu (*Arqueano Superior a Proterozóico Inferior*, sic). A primeira constituída por xistos e anfíbolitos de baixo-médio graus, atravessados por veios de quartzo, geralmente auríferos. Os citados autores subdividiram a Suíte Metamórfica Xingu em Granodiorito Anapu, Granodiorito Oca e Granito João Jorge, os quais representariam uma área de *crosta sílica espessada policíclicamente* (sic), constituída por granodioritos, granitos, quartzo dioritos, trondhjemitos e adamelitos, com diferentes intensidades de deformação, envolvendo gnaisses e migmatitos e freqüentes enclaves anfíbolíticos.

Santos *et al.* (1988) dividiram o embasamento do médio rio Xingu e baixo rio Iriri (Complexo Xingu) em cinco unidades litoestratigráficas, amplamente caracterizadas por domínios: 1- orto a paragneisses (com anfíbolitos subordinados) de fácies anfíbolito a granulito; 2. metamáficas, quartzitos, itabiritos, grunerita-magnetita quartzitos, de fácies xisto verde – anfíbolito baixa; 3. migmatitos de estrutura e composição variadas, com núcleos gnáissicos e granitóides subordinados, de fácies anfíbolito; 4. leucogranitos, granodioritos e biotita granitos gnaissificados, com núcleos gnáissicos e rochas migmatíticas subordinadas, de fácies anfíbolito (?) e biotita granitos, granitos pórfiros, dioritos, granitos a muscovita e brechas sieníticas hidrotermalizadas em fácies xisto verde. Além desses, há rochas vulcânicas ácidas a intermediárias (Formação Iriri) e plútons graníticos da suíte Maloquinha e intrusões básicas.

Segundo aqueles autores, as datações Rb-Sr (rocha total) nas rochas do embasamento e em rochas vulcânicas, revelam idades de 2,1 a 1,9 Ga, com razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ características de produto de retrabalhamento de crosta pré-existente. A idade isocrônica Rb-Sr das rochas calcissilicáticas do embasamento é 1.930 ± 40 Ma, interpretada como idade do metamorfismo. A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial $0,7116 \pm 2.10^{-4}$, sugere derivação crustal. As metamáficas têm idade isocrônica Rb-Sr de 1.990 ± 80 Ma e razão inicial ($0,703 \pm 2.10^{-3}$),

sugerindo contaminação crustal. A idade Rb-Sr de metamorfismo dos paragneisses é 1.820 ± 200 Ma com razão inicial 0,7165. As razões isotópicas iniciais de todos os conjuntos de rochas datadas encontram-se acima da linha evolutiva do manto superior, indicando geração a partir de retrabalhamento crustal. A regressão das curvas evolutivas das unidades metamórficas, até a linha de evolução isotópica da terra, aponta idades mínimas em torno de 2,3 Ga para os protólitos, havendo possibilidade de serem arqueanos.

Macambira *et al.* (2001) estudaram as rochas da rodovia Transamazônica, entre as cidades Novo Repartimento e Belo Monte. Para eles, os litotipos devem representar um *volume expressivo de rochas cogenéticas colocadas em um episódio de magmatismo granítico acompanhado de compressão ocorrido há 2.076 ± 6 Ma* (sic). Os referidos autores as comparam com *rochas similares* (sic) ocorrentes na parte norte da Província Maroni-Itacaiúnas ou Transamazônica, na Guiana Francesa, correlacionando-as com um evento do final do Transamazônico (sic). Para eles os granitóides da região estudada são diferentes daquele de Carajás e podem representar um arco que almagamou os domínios arqueanos a norte e a sul.

RESULTADOS OBTIDOS A região estudada está estruturada segundo WNW-ESE, E-W e NW-SE. Os altos radiométricos freqüentemente obedecem essa estruturação, algumas vezes acompanhados de zonas magnéticas anômalas.

A Suíte Metamórfica Direita consiste em uma faixa WNW (185km x 39 km) no centro-leste do Pará, cortada longitudinalmente pelo rio da Direita, afluente do rio Cajazeiras. As rochas são granulitos quartzo-feldspáticos de texturas interlobadas, essencialmente constituídos por microclínio pertítico e mesopertítico, plagioclásio e quartzo, além de hiperstênio, às vezes também diopsídio, e biotita marrom avermelhada. Opacos e zircão são os acessórios mais comuns. Exibem reações retrogressivas, como cloritização de piroxênio. A textura milonítica é definida por porfiroclastos de feldspato e quartzo envolvidos em lamelas de biotita e grãos de quartzo estirados, configurando uma foliação anastomozada. As condições de deformação equivalem ao início da fácies anfíbolito.

O Kinzigito Ipiaçava representa uma estreita faixa NW-SE (120 km x 10 km) cortada pelos rios Xingu e seu afluente Ipiaçava. A unidade contém kinzigito de elevados valores gamaespectrométricos. Do mesmo modo que a Suíte Metamórfica Direita, não há análises isotópicas, podendo as idades variarem de mesoarqueanas a paleoproterozóicas. O Complexo Jacaré caracteriza uma faixa E-W (186 x 40 km) atravessada pelo rio homônimo, afluente do rio Pacajá. É constituído essencialmente por monzogranitos protomiloníticos, metamonzogranitos, tonalitos e trondhjemitos, com metagranodioritos e metasiengranitos subordinados. Os monzogranitos têm textura protomilonítica com cristais de microclínio, plagioclásio e quartzo

envolvidos por matriz quartzo-feldspática recristalizada, bem como clorita e sericita neoformadas, definindo uma foliação. Os tonalitos miloníticos ou metatonalitos são abundantes constituídos por porfiroclastos de plagioclásio dispersos em matriz quartzo-feldspática recristalizada e foliada. Às vezes há porfiroclastos de hornblenda, e mais raramente, de microclínio. Trondhjemitos também ocorrem na unidade. Não é conclusiva a natureza do metamorfismo, se regional, dinâmico ou regional com dinâmico superimposto. Idade U-Pb (SHRIMP) em metatonalito é $2.313 \pm 9,5$ Ma e MSWD = 1,4 (Santos *et al.* no prelo).

O Complexo Valentim consiste em uma faixa NW-SE (86 x 38km) cortada pelo rio homônimo, afluente do Tocantins, constituída por gnaisses, migmatitos, metatonalitos, metagranodioritos e metamonzogranitos. Há gnaisses de composição tonalítica com *boudins* de gabro, gnaisses e migmatitos cinza claro com foliação N30° E/subvertical e xenólitos centimétricos a métricos angulosos e arredondados de anfibolito. Veios tardios de aplito róseo (geralmente NE-SW) cortam tanto os gnaisses quanto os anfibolitos. Os gnaisses são granodioríticos a trondhjemítico-tonalíticos, de texturas granoblásticas interlobadas, formados essencialmente por plagioclásio, quartzo, e microclínio e bandas de biotita, hornblenda, zircão, allanita e magnetita/ilmenita. Estas rodeadas por coroas de titanita. Os migmatitos contêm melanossoma anfibolítico e leucossoma tonalítico. O anfibolito formador dos megaxenólitos é produto de metamorfismo regional de fácies anfibólio alto com deformação superimposta. O microgranito (aplitó) venular é composto por microclínio, oligoclásio e quartzo, com textura granular isotrópica. Há metagranodioritos de texturas porfiroclásticas, constituídos por pórfiros de plagioclásio, quartzo e microclínio dispersos em matriz quartzo-feldspática recristalizada e foliada segundo E-W. Estas rochas são cortadas por metamonzogranitos leucocráticos, cinza claro, granulação média, com porfiroclastos de microclínio, plagioclásio e quartzo em meio a matriz quartzo-feldspática recristalizada e foliada. O metamorfismo é de fácies xisto verde com deformação superimposta. Idade U-Pb (SHRIMP) em metagranodiorito é $2.114 \pm 35/-33$ Ma e MSWD=0,88 (Santos *et al.* no prelo).

“Granitóide Bacajaí” é a designação informal para um batólito semicircular de cerca de 10km de diâmetro, intrusivo no Anfibolito Itatá da Seqüência Três Palmeiras (João *et al.* 1987). A discriminação do corpo foi feita por interpretação de imagens e levantamentos aerogeofísicos. Provavelmente é integrante da Suíte Granítica Anorogênica (~ 1.88 Ga).

O Charnockito Bacajaí substitui parte do “Granolito Bacajaí” (sic) (João *et al.* 1987). Corresponde a uma faixa E-W de (~20 km x 7 km) atravessada pelo rio Bacajaí. Contém granulitos com ou sem ortopiroxênio, de composições granítica s.s. (charnockitos) e monzogranítica, constituídos por oligoclásio, biotita, hornblenda, (hiperstênio), \pm cliopside. Há

granoblastitos contendo quartzo, oligoclásio, ortoclásio mesopertítico, biotita, hornblenda e diopsídio. O caráter químico destas rochas é condizente com aquele das rochas ígneas cálcioalcalinas modernas, ricas em potássio, do tipo margem continental andina (João *et al.* 1987).

O Monzogranito João Jorge distribui-se na região da volta grande do Xingu, pelas bacias dos rios Bacajá, de seus afluentes Bacajaí, Itatá, Ituna e dos rios Anapú e Pacajá. Representa batólitos alongados NW-SE, WNW-ESSE e E-W de tamanhos variando de 112 x 26 km até 13 x 4km. Alguns desses batólitos foram denominados Granito João Jorge (João *et al.* 1987). São intrusivos no Complexo Xingu e no Anfíbolito Itatá. Representam monzogranitos e sienogranitos de texturas equi e inequigranulares e hipidiomórficas a xenomórficas, constituídos por microclínio, plagioclásio e quartzo. Biotita e hornblenda são os minerais varietais mais freqüentes e opacos, allanita e zircão os acessórios. Clorita, epidoto, sericita e calcita são produtos de alteração hidrotermal. É comum a presença de texturas miloníticas e protomiloníticas superimpostas. Esta unidade exhibe altos radiométricos, sobretudo no canal do tório, refletindo a presença freqüente de allanita. Muitas vezes as zonas radiometricamente anômalas possuem também elevada susceptibilidade magnética.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES As idades U-Pb dos complexos Jacaré (2.313 ± 9 Ma) e Valentim (2.114 ± 35), comprovam a presença de crosta paleoproterozóica a norte do Bloco Carajás. Além do mais, gnaisses de composição granítica ($3^{\circ} 37'S - 52^{\circ} 33'W$) e granito pórfiro ($3^{\circ} 13'S - 51^{\circ} 50'W$) localizados na Transamazônica, ambos cerca de 15 km a oeste do Xingu, possuem, respectivamente, idades U-Pb (SHRIMP) de $2.472 \pm 6,9$ Ma e $2.085 \pm 5,3$ Ma (Santos *et al.* no prelo). Esses valores são consonantes com a idade Pb-Pb de 2.076 ± 6 Ma de provável granodiorito naquela rodovia (Macambira *et al.* 2001) e das idades K-Ar e Rb-Sr (Silva *et al.* 1974; Gomes, 1975; Santos *et al.* 1988). No entanto, ortognaisses tonalítico acerca de 20 km a norte do baixo Iriri ($4^{\circ} 12'S - 53^{\circ} 40'W$) possui idade U-Pb de $2.581 \pm 6,2$ Ma (Santos *et al.* no prelo) e anfíbolito da serra Tapirapé, idade Rb-Sr 3.280 ± 113 Ma (Silva *et al.* 1974).

Santos *et al.* (2000) estenderam o limite norte da Província Carajás até o SW do Amapá, onde são registradas idades arqueanas (Sato & Tassinari 1997; João & Marinho 1982). Ainda que os novos dados geocronológicos apontem para a presença de rochas paleoproterozóicas a norte do Bloco Carajás (Macambira *et al.* 2001; Santos *et al.* 2003), a ocorrência de gnaisses e anfíbolitos arqueanos naquela região, evidencia a necessidade de maior conhecimento da região e do entendimento da natureza petrológica das unidades datadas.

Macambira *et al.* (2001) correlacionaram o suposto granodiorito ocorrente entre Novo Repartimento e Belo Monte, com *rochas similares* (sic) na parte norte da Província Maroni-

Itacaiúnas ou Tranzamazônica, na Guiana Francesa, cujos dados estruturais, metamórficos, geocronológicos e geoquímicos, indicam que as mesmas foram geradas no último estágio da orogenia Tranzamazônica, representando um plutonismo sintectônico em um processo de espessamento crustal (Vanderhaeghe *et al.* 1998). Todavia, os dados até agora conhecidos da região, ainda não permitem tal correlação.

A caracterização petrológico-geoquímica e isotópica das unidades ocorrentes na região enfocada, certamente elucidará sua evolução geológica e o limite setentrional da Província Carajás.

Referências bibliográficas

- Basei, M. A. S. 1977. Idade do vulcanismo ácido a intermediário na região Amazônica. Dissert. De Msc., Instituto de Geociências.USP., 133p
- Gomes, C.B.; Cordani, U. G.; Basei, M. A. S. 1975. Radiometric ages from Serra dos Carajás areanorthern Brazil. Geological Society of América Bulletin, 86, 55-89.
- Issler, R. S.; Andrade, A. R. F.; Montalvão, R. M. G.; Guimarães, G.; Silva, G. G. de; Lima, M. I. C. 1974. Geologia da Folha SA.22. Belém. In: Brasil. DNPM. Projeto RADAM. Folha SA.22. Belém. Rio de Janeiro, p. 1-60. (Lev. Rec. Nat.5).
- João, X. da S. J.; Vale, A. G.; Lobato, T. A. M. 1987. Projeto especial mapas de recursos minerais de solos e de vegetação para a área do programa grande Carajás; subprojeto recursos minerais; Folha SA. 22-Y-D Altamira. Brasília DNPM/CPRM, 31p. il.
- João, X. da S. J.; Marinho, P. C. 1982. Catametarmorfitos arqueanos da região centro-leste do Território Federal do Amapá, Simp.Geol. da Amaz.SBG., v.2, pp.207-228.
- Martins, R. C.; Araújo, O. J. B.; Poty, C. 1979. Projeto integração geológico-geofísica sul do Pará. Relatório final. Belém. Convênio DNPM/CPRM, v.1.
- Santos, M. A.; Tassinari, C. C. G.; Souza Filho, E.E.; Teixeira, W.; Ribeiro, A. C. O.; Payolla, B.; Vasconi, A. 1988. Litoestratigrafia das rochas precambrianas na bacia do médio rio Xingu, Altamira, Pará. VII Congresso latinoamericano de Geologia, 363-377.
- Santos, J. O. S. dos; 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, n.4, p. 453-488.
- Santos, J.O.S. et al. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central. In: Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. CPRM. Projeto GIS do Brasil (1:2500000), no prelo...
- Sato, K. e Tassinari, C. C. G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Craton Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa, M. L. da e Silva, G. G. da.; Lima, M. I. C.; Andrade, A. R. F. de.; Issler, R. S.; Guimarães, G. 1974. Geologia. das Folhas SB.22 Araguaia e parte da SC.22. Tocantins. In: Projeto RADAMBRASIL. Rio de Janeiro. DNPM/MME, 21-116
- Souza, Z.S.; Macambira, M. J. B., Scheller, T., 1996. Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do Rio Itacaiúnas (Serra dos Carajás, PA); implicações estratigráficas. In: 5th Simp. Geol. Amaz., Belém, Boletim
- Tassinari, C. C. G.; Bettencourt, J. S.; Geraldles, 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, 31st Intern. Geol. Congr., Rio de Janeiro, pp. 41-95.
- Vanderhaeghe, O et al. 1998. Contrasting mechanism of crustal growth Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana. Precamb. Res. 92, p. 165-193

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA REGIÃO DO ALTO RIO ANAUÁ – RORAIMA

¹Faria M.S.G. de (msfaria@ma.cprm.gov.br), ¹Almeida M.E., ²Santos J.O., ³Chemale Jr. F.
¹CPRM- Manaus; ²CPRM - Porto Alegre; ³UFRGS-Porto Alegre

ARCABOUÇO TECTÔNICO A área enfocada aborda uma parte da história evolutiva registrada durante o período Orosiriano, na porção central do Escudo das Guianas, entre 2030 e 1960 Ma, referente ao primeiro episódio tafrogênico e orogênico do Ciclo Tapajós-Parima (Santos *et al.*, 2000) na região sul-sudeste do Estado de Roraima.

Os mais recentes modelos de evolução geológica propostos para o Cráton Amazonas (CPRM, 2002) são baseados em dados geocronológicos (Tassinari *et al.*, 1997; Tassinari & Macambira, 1999; Santos *et al.* 2000). Até o momento, relictos arqueanos são encontrados apenas nas regiões de Carajás, Amapá e Imataca (Venezuela). Por outro lado, terrenos Transamazônicos (entre 2,2 e 2,0 Ga) são mais frequentes e ocorrem no leste do Pará, Amapá, Guiana Francesa e Suriname. A Província Amazônia Central (Tassinari & Macambira, 1999; Santos *et al.* 2000), que inclui o norte do Pará e a porção oeste do rio Xingu, é uma verdadeira incógnita do ponto de vista geológico devido ao seu escasso conhecimento. A partir da Província Parima-Tapajós, sentido oeste, as idades de cristalização tornam-se progressivamente mais jovens. São encontradas diversas idades de rochas do embasamento, que variam de 2,03 Ga (Cuiú-Cuiú e Anauá) até 1,1 Ga (Província Sunsás, em Rondônia), mostrando uma evolução geológica bastante complexa (Figura 1).

GEOLOGIA REGIONAL Segundo Reis *et al.* (2003, no prelo), a geologia do Estado de Roraima está subdividida em 4 domínios litoestruturais (Figura 2): 1) Domínio Urariqüera, norte do estado, com suas principais estruturas E-W; 2) Domínio Parima, região oeste, com arcabouço estrutural NW-SE; 3) Domínio Guiana Central (DGC), região centro-leste, com estruturas NE-SW; 4) Domínio Anauá-Jatapu (DAJ), região sul-sudeste, com arranjos estruturais de direções NE-SW e E-W. A falha Itã, transpressiva dextral, com direção ENE-WSW a E-W, representa o limite norte com o Domínio Guiana Central.

Almeida *et al.* (2002) distinguiram duas principais áreas de ocorrência de granitos no Domínio Anauá-Jatapu: Martins Pereira–Anauá e Igarapé Azul–Água Branca.

O Subdomínio Martins Pereira–Anauá, localizado na parte norte e nordeste do DAJ é a área foco deste trabalho (Figura 3), compreende unidades com idades entre 2,03 Ga (Complexo Metamórfico Anauá) a 1,96 Ga (Grupo Uai-Uai, Granito Serra Dourada e Suíte Intrusiva Martins

Pereira). O Complexo Metamórfico Anauá (Faria *et al.* 2000a) corresponde a uma associação calcálica do tipo TTG. Uma idade U-Pb (SHRIMP) em 2.028 ± 9 Ma foi obtida para um metatonalito do complexo, cuja idade-modelo Sm-Nd forneceu valor de 2.317 Ma, com $\epsilon_{Nd} = -0,2$, sendo proposto um ambiente de arco magmático com derivação mantélica e pouca ou nenhuma contaminação crustal (Faria *et al.* 2002).

Um terreno metavulcanossedimentar de baixo a médio grau (xistos, filitos, quartzitos e subordinados anfíbolitos) ocorre no alto curso do rio Anauá (Faria & Luzardo 2000) e atualmente recebe a designação de Grupo Uai-Uai (CPRM 2002). A geoquímica dos anfíbolitos sugere um protólito do tipo MORB. Uma bacia *back-arc* em associação com o arco Anauá tem sido proposta para o grupo (Faria *et al.* 2002).

Os biotita granodioritos e monzogranitos, por vezes gnaissificados, com enclaves de tonalito, quartzo monzodiorito e anfíbolito, antes integrantes do Granito Igarapé Azul, têm sido agrupados na Suíte Martins Pereira (Almeida *et al.* 2002). Idades Pb-Pb (monozircão em filamento simples) de 1960 ± 21 Ma foi obtida por Almeida *et al.* (1997). Uma idade-modelo Sm-Nd revelou valor de 2216 Ma e ϵ_{Nd} de $-1,15$. O Granito Serra Dourada (Almeida *et al.* 2002), em geral, associado às paraderivadas do Grupo Uai-Uai, reúne (cordierita)-muscovita granitos e gnaisses (magmatismo tipo S) anteriormente incluídos no Granito Igarapé Azul (Faria *et al.* 2000b). Idades-modelo Sm-Nd no corpo Serra Dourada revelaram valores em 2516 e 2364 Ma e $\epsilon_{Nd} = -2,81$ e $-1,15$ respectivamente. As idades obtidas no garimpo Anauá, a norte, em 1938 ± 37 Ma (Almeida *et al.* 1997 – método Pb-Pb) e 1972 ± 7 Ma (Faria *et al.* 2002 – método U-Pb SHRIMP) e idade-modelo Sm-Nd em 2546 e $\epsilon_{Nd} = -2,66$ semelhante àquelas obtidas no corpo Serra Dourada, permitiu reinterpretar e ampliar a área de ocorrência dessa unidade. Esses resultados podem representar valores híbridos de fontes crustais arqueanas a paleoproterozóicas, que constituíram provavelmente áreas-fonte dos sedimentos depositados na paleobacia Uai-Uai, posteriormente metamorfisada até a fácies anfíbolito, gerando os granitos tipo-S. Granito tipo-S da região do Taiano, próximo ao limite norte do Domínio Guiana Central foi datado por Santos *et al.* (2003), que obteve pelo método U-Pb SHRIMP valor em 1969 ± 4 Ma. Até o presente momento não há nenhum registro de crosta arqueana ou mais antiga do que 2,03 Ga, na região.

CONCLUSÕES. A história geológica na região do alto rio Anauá iniciou-se com a instalação do arco magmático Anauá, possivelmente um arco continental, representado pelas rochas TTG do Complexo Anauá, em 2,03 Ga. Durante essa evolução, bacias relacionadas ao arco foram sendo instaladas (Grupo Uai-Uai). Em 1,96 Ga ocorrem as últimas manifestações magmáticas

calcialcalinas (Almeida & Macambira, 2003) representadas pela suíte Martins Pereira. Durante essa evolução, as rochas foram submetidas a metamorfismo progressivo associado a estruturas de direção E-W e ENE-WSW, chegando a atingir a fácies anfíbolito. Os granitos tipo-S da suíte Serra Dourada corresponderiam a rochas representantes do pico de metamorfismo, ocorrido entre 1,97 e 1,96 Ga evidenciando um regime colisional. A norte ocorrem rochas graníticas foliadas, ortognaisses da Suíte Metamórfica Rio Urubu e granulitos da serra Barauana, no âmbito do Domínio Guiana Central.

A evolução geológica posterior é representada por granitos calcialcalinos da suíte Água Branca associado com vulcânicas do Grupo Iricoumé, além de charnockitos, do Granito Igarapé Azul e granitos anorogênicos da Suíte Intrusiva Mapuera e rochas sedimentares da Formação Urupi (CPRM 2002), fechando o Ciclo Orogenético Tapajós-Parima em 1,87 Ga.

Referências Bibliográficas

- Almeida M.E. *et al.*, 1997a. New geochronological data of calc-alkaline granitoids of Roraima State, Brazil. In: SSAIG, Campos do Jordão, *Resumo...* Campos do Jordão, São Paulo, p. 34-37.
- Almeida M.E. *et al.*, 2002. A Granitogênese Paleoproterozóica do Sul de Roraima. In: XLI CBG, João Pessoa, SBG. p. 434.
- Almeida, M.E. & Macambira, M.J.B. 2003. Aspectos Geológicos e Litogeoquímicos dos Granitóides Cálcio-alcalinos Paleoproterozóicos do Sudeste de Roraima. IX CBGeq., Belém, SBGq.
- CPRM, 2002. Geologia e Recursos Minerais da Amazônia Brasileira. SIG. 1:1.750.000. CD-ROM.
- Faria M.S.G. *et al.* 2000a. Complexo Metamórfico Anauá. In: CPRM; *PLGB. Caracarái, Escala 1:500.000. Estado de Roraima.* CPRM Superintendência Regional de Manaus. CD-ROM.
- Faria M.S.G. *et al.* 2000b. Granito Igarapé Azul. In: CPRM; *PLGB. Caracarái, Escala 1:500.000. Estado de Roraima.* CPRM Superintendência Regional de Manaus. CD-ROM.
- Faria M.S.G. & Luzardo R. 2000. Grupo Cauarane. In: CPRM; *PLGB. Caracarái, Escala 1:500.000. Estado de Roraima.* CPRM Superintendência Regional de Manaus. CD-ROM.
- Faria M.S.G. *et al.* 2002. The Oldest Island Arc of Roraima State, Brazil – 2,03 Ga: Zircon SHRIMP U-Pb Geochronology of Anauá Complex. In: XLI CBG, João Pessoa, SBG. p. 306.
- Reis N.J. *et al.* 2003. Geologia do Estado de Roraima. Publicação Especial do BRGM (no prelo).
- Santos J.O.S. *et al.* 2003. Paleoproterozoic Evolution of Northwestern Roraima... SSAGI
- Santos J.O.S. *et al.* 2000. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Cráton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, 3 (4): 453-488
- Tassinari, C.G.C., Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Cráton. *Episodes*, 22(3):174-182.

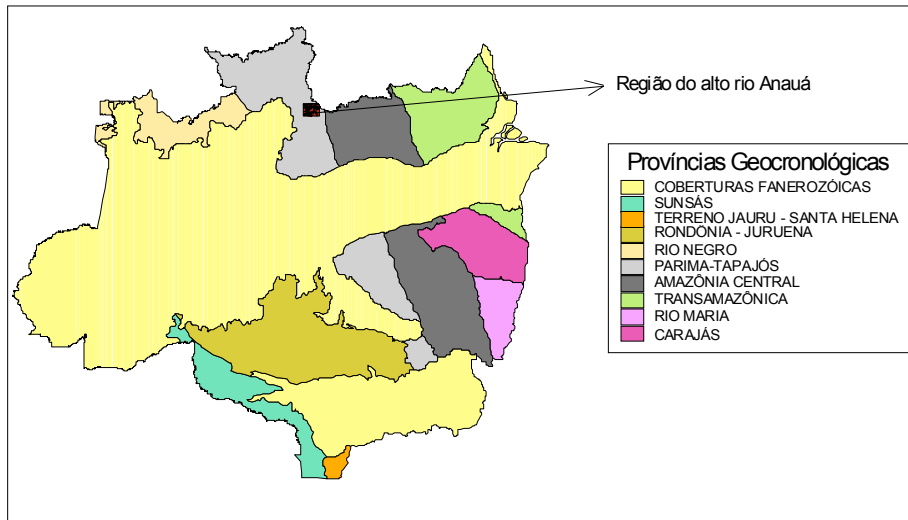


Figura 1 – Províncias Geocronológicas do Craton Amazonas no Brasil, modificado de Santos *et al.*, 2000. In: Projeto GIS-BRASIL (CPRM 2002).

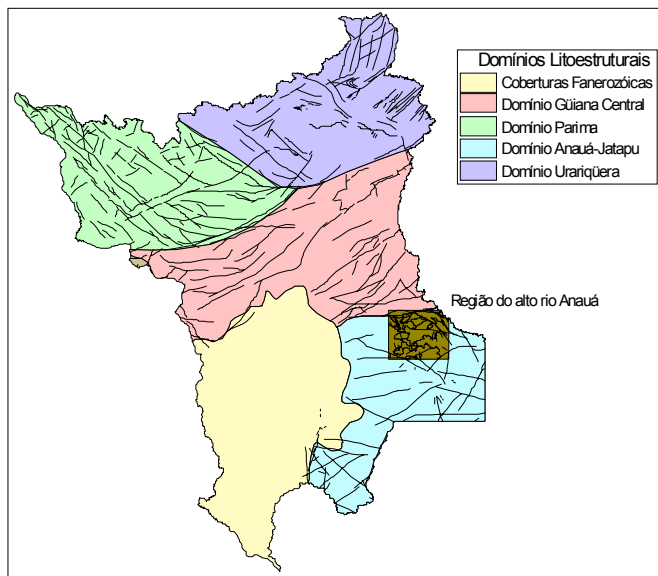


Figura 2 – Domínios Litoestruturais do Estado de Roraima, segundo Reis *et al.*, 2003.

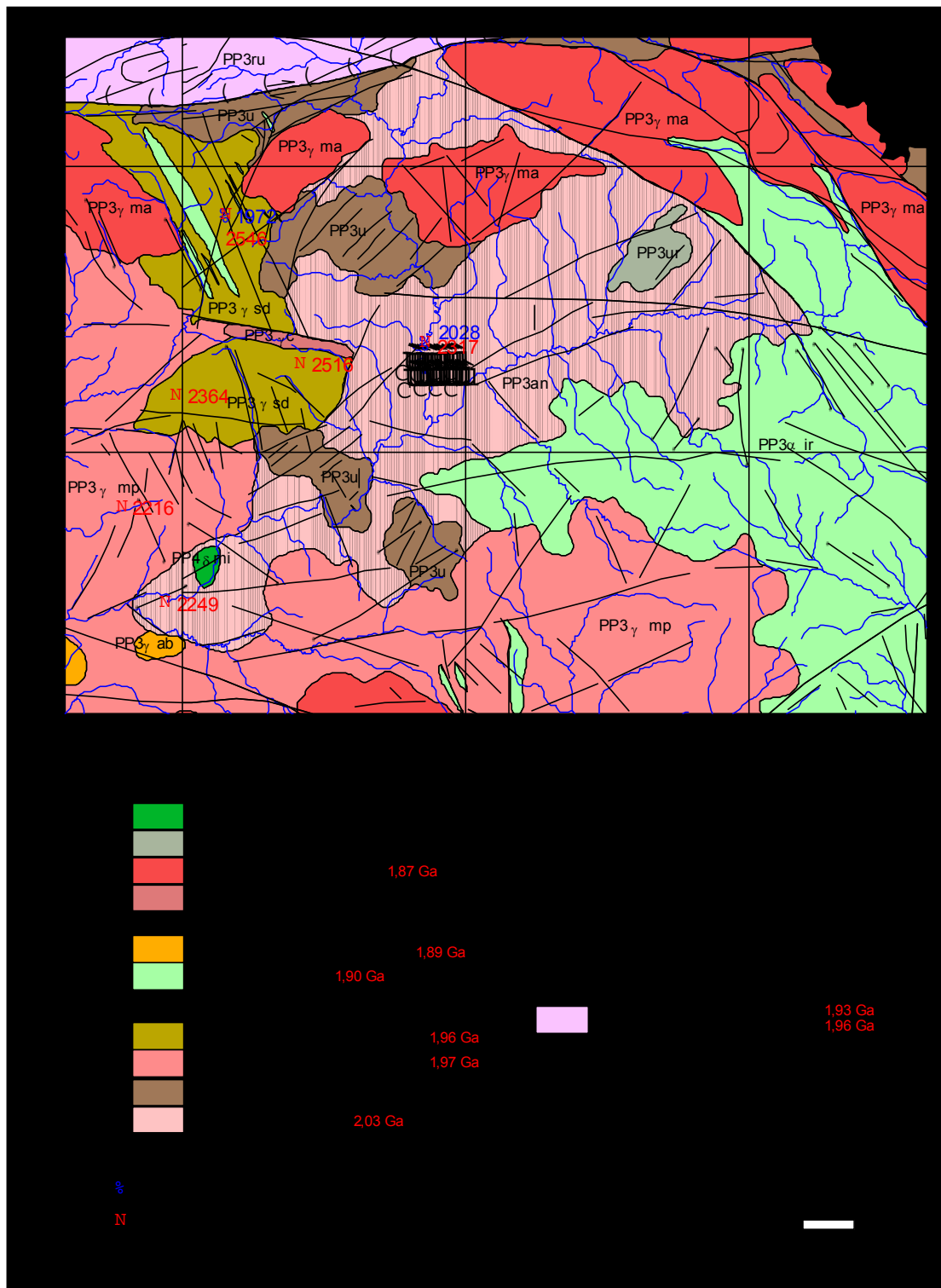


Figura 3 – Mapa geológico da região do alto rio Anauá, modificado a partir do Projeto GIS-BRASIL, CPRM, 2002.

THE AGE OF THE CHARNOCKITIC ROCKS OF THE SERRA DA PRATA INTRUSIVE SUITE, CENTRAL GUYANA BELT, GUYANA SHIELD

Fraga L.M.¹, Macambira M.J.B.², Dall’Agnol R.², Costa J.B.S.²

¹CPRM- Serviço Geológico do Brasil; ²UFPA – Universidade Federal do Pará

ABSTRACT The charnockitic rocks of the Serra da Prata Intrusive Suite (SPIS) have been interpreted as granulites with high grade metamorphism around 2.00Ga and as 1.56Ga old igneous rocks. Five Pb-Pb single-zircon evaporation ages were obtained for representative samples of the SPIS and the age of the suite have been well constrained between $1933 \pm 2\text{Ma}$ and $1943 \pm 5\text{Ma}$.

Keywords : Geochronology, Charnockitic Magmatism, Paleoproterozoic, Guyana Shield.

INTRODUCTION Numerous bodies of charnockitic rocks have been identified along the Central Guyana Belt, in the central portion of the Roraima State, northern Amazonian Craton. The age of these rocks has been a case of debate. Most of the charnockitic rocks previously identified in Roraima and interpreted as granulites of the Kanuku Complex, metamorphosed around 2,00Ga (Gaudette *et al.* 1996), have been characterized as igneous rocks and grouped in the Serra da Prata Intrusive Suite (SPIS) by Fraga *et al.* (1997 a, b) and Fraga & Araújo (2000). These authors have proposed a 1.56Ga age for the suite. Fraga (2002) has however characterized the SPIS rocks as part of a Paleoproterozoic bimodal association of A and C-type foliated granitoids and gneisses and foliated norites and gabbro-norites. This Paleoproterozoic association form the basement to a Mesoproterozoic Anorthosite– Mangerite – Rapakivi Granite – AMG- Complex (Fraga 2002, Fraga *et al.* 2003) (Fig. 1). The SPIS includes charnockites with subordinated quartz mangerites, quartz jotunites and quartz sienytes distributed in elongated bodies. They are subalkaline, dominantly metaluminous and show chemical features of C-type granitoids (Kilpatrick & Ellis 1992). Chemical differences between the various SPIS bodies are probably related to differences in the crustal magmatic sources. The rocks exhibit igneous texture that grade to gneissic fabric with high temperature deformation features and record syn-kinematic emplacement in a tranpressive post-collisional setting. This abstract summarise new Pb-Pb evaporation zircon ages on the SPIS rocks.

NEW Pb-Pb ZIRCON EVAPORATION DATA - Five samples representative of different textural and/or compositional facies of the SPIS were selected for age determination (Table-1). The analyses were performed at the Laboratory of Isotope Geology of the Federal University of Pará (Pará-Iso) where ^{207}Pb - ^{206}Pb ages were obtained using the methodology of single-zircon evaporation (Kober 1986). The ages calculation procedures followed Gaudette *et al.* (1998).

The hypersthene quartz syenite of the LF-63a sample yielded limpid, euhedral, prismatic zircon crystals with L:W ratios of 1:2 to 1:3, few inclusions and fractures and light yellow colours. The zircon crystals have been studied using Scanning Electron Microscopy and inherited older

cores have not been identified. Eight crystals were analyzed, and six were used to calculate the mean age of 1934 ± 3 Ma. One zircon crystal yielded an age of 1524 Ma, not included in the calculation of the age of the sample. This value is probably related to contamination, although the recommended laboratory procedures during the zircon concentrations have been observed.

The foliated clinopyroxene charnockites of LF-58d and LF-65a samples yielded prismatic, euhedral, limpid zircon crystals with few inclusions and fractures and light yellow or very light pink colours. The L:W ratio approximates 1:3 in the former and varies from 1:1,5 to 1:4 in the latter sample. Five crystals from the LF-58d sample and six from the LF-65a sample were analyzed and yielded mean ages respectively of 1934 ± 1 Ma and 1936 ± 4 Ma.

LF-53 sample is a fine grained inequigranular quartz jotunite, probably a dyke. Seven limpid, prismatic, euhedral, light yellow or light pink coloured grains were analysed. The calculated mean age correspond to 1933 ± 2 Ma.

NN-205 sample represents a highly deformed and partially hydrated charnockite. Zircon crystals show limpid portions and portions containing fractures and inclusions. They are euhedral to subhedral with 1:2 to 1:3 L:W ratios and light yellow colours. Eight grains were analysed, and yielded a mean age of 1943 ± 5 Ma, the older among the analysed samples.

No traces of inherited Pb component, older than 1943 Ma have been detected in the zircon crystals from the SPIS. The igneous origin of the crystals, suggested by their morphology, has been confirmed by the behaviour of the isotopic Pb ratios. The $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios exhibit a pronounced variation relative to the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios. According to Klötz (1999) this kind of behaviour reflects the U/Th ratio variation during magmatic growth.

The Pb-Pb single-zircon evaporation ages obtained for the five analysed samples overlap within the analytical errors constraining the SPIS magmatism in a time interval of 10 Ma between 1933 ± 2 Ma and 1943 ± 5 Ma.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS - Proposed ages for the charnockitic rocks of the central portion of the Roraima State summarised on table 2 varies from Paleoproterozoic to Mesoproterozoic values reflecting the uncertainties on the age of these rocks.

The Mesoproterozoic 1564 ± 21 Ma age (Pb-Pb zircon evaporation) reported by Fraga *et al.* (1997a) for a quartz mangerite, south-west of the Prata Mountains (Fig.1) has been equivocally interpreted as the age of the SPIS. New data presented by Fraga (2002) have demonstrated the existence of at least two charnockitic rock generation events in the area. Fraga (2002) identified 1538 ± 5 Ma (Pb-Pb zircon evaporation) old quartz mangerites in the Mucajaí Rapakivi Batholith (Fig. 1) and interpreted the 1564 ± 21 Ma old rock described by Fraga *et al.* (1997 a) as related to this mangeritic facies (possibly a dyke cross-cutting the basement) and not to the SPIS. The

Paleoproterozoic age (1.93-1.94Ga) of the charnockitic rocks of the SPIS have been well documented by Fraga (2002) as demonstrated by the data set summarised in this abstract.

Concerning the Paleoproterozoic values proposed for the charnockitic rocks the ages of 1966 ± 37 (Pb-Pb zircon evaporation) for a quartz jotunitic gneiss (Fraga *et al.* 1997 a) and of 1943 ± 7 Ma (J.O.S. Santos U-Pb zircon, SHRIMP, unpub. data, in Santos *et al.* 2003) for a polideformed intermediate granulitic orthogneisses cropping out in Barauana region, in the southern part of the CGC (Faria *et al.* 2000) overlap within analytical errors with the ages obtained for the SPIS. The age of 1827 ± 19 Ma reported by Gaudette *et al.* (1996) for a charnoenderbite interpreted as a granulite of the Kanuku Complex is based on very spread data points. Gaudette *et al.* (1996) used conventional U-Pb techniques on a concentrate of zircon crystals that have not been submitted to abrasion, to improve the reliability of the data. These authors have also obtained a meaningless 2019 ± 71 Ma Rb-Sr whole-rock errochron age using rocks of very different petrological significance and equivocally interpreted this age as that of the Kanuku high grade metamorphism. Concerning to this U-Pb, and Rb-Sr results the Pb-Pb single zircon evaporation ages allowed a more confident data set constraining the age of the SPIS between 1933 ± 2 Ma and 1943 ± 2 Ma. The SPIS characterizes an important period of C-Type magmatism along the CGB.

REFERENCES

- Faria, M.S.G. de, Luzardo R., Reis N.J. 2000a. Complexo Metamórfico Anauá. *In: CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Caracarái, Folhas NA.20-Z / NA.21-Y, Estado de Roraima, escala 1:500.000*, p. 12-22. Brasília/ SUREG-Manaus, 1CD-ROM.
- Fraga L.M.B. & Araújo R.V. de. 2000. Suíte Intrusiva Serra da Prata. *In: CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Roraima Central, Folhas NA.20-X e NA.21-V, Estado de Roraima, escala 1:500.000.* Brasília/ SUREG-MA, p. 83-89. 1CD-ROM.
- Fraga L.M.B., Almeida M.E., Macambira M.J.B. 1997a. 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, São Paulo. Resumos: 115-117*
- Fraga L.M.B., Araújo R.V. de, Duarte B.P. 1997b. Igneous charnockitic rocks of the Kanuku Complex and Serra da Prata Suite in the Central Guiana Belt (CGB), Roraima State, Brazil. *In: International Symposium on Granites and Associated Rocks (ISGAM), 2, Salvador. Resumos: 3p.*
- Fraga L.M., 2002. A Associação Anortosito-Mangerito-Granito Rapakivi (AMG) do Cinturão Guiana Central e suas encaixantes paleoproterozóicas: Evolução Estrutural, Geocronologia e Petrologia. 351 p., 2 mapas. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Pará, Belém.
- Fraga L.M., Dall'Agnol R., Macambira M. 2003. The Mucajái Anorthosite-Mangerite-Rapakivi Granite (AMG) Complex, North Amazonian Craton, Brazil. *Geophysical Researches Abstracts, Vol. 5, 14489, 2003.* European Geophysical Society.
- Gaudette H.E., Lafon J-M., Macambira M.J.B., Moura, C.A.V., Scheller T., 1998. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: examples from the Precambrian of Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, 11: 351-363
- Gaudette H.E., Olszewski Jr. W.J., Santos J.O.S. 1996. Geochronology of Precambrian rocks from the northern part of Guiana Shield, State of Roraima, Brazil *Journal of South American Earth Sciences*, 9(3 e 4):183-195.

- Kilpatrick J.A., Ellis D.J., 1992. C-type magmas igneous charnockites and their exclusive equivalents. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83: 155-164.
- Klötzi U.S. 1999. Th/U zonation in zircon derived from evaporation analysis: a model and its implications. *Chemical Geology*, 158: 325-333.
- Kober B. 1986. Whole grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age investigations on single zircons using double filament source. *Contrib. Miner. Petrol.*, 93: 482-490
- Santos, J.O.S., Reis, N.J., Chemale, F., Hartmann, L.A., Pinheiro, S.S. and McNaughton, N.J.2003. Paleoproterozoic evolution of the Northwestern Roraima State – Absence of Archean crust, based on U-Pb and Sm-Nd Isotopic evidence. *In: South-American Symposium on Isotope Geology, Salvador, Bahia. Expanded Abstracts*

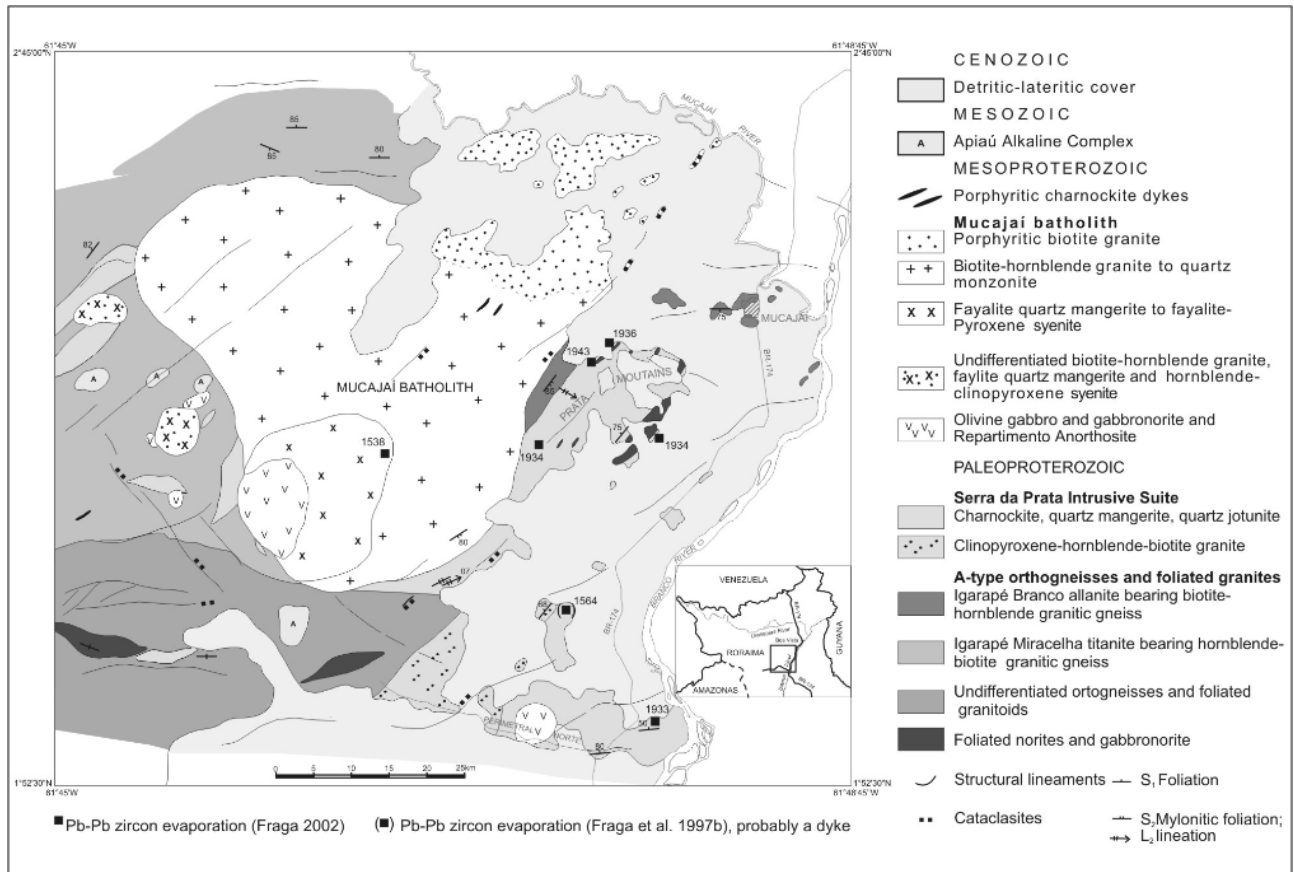


Figure 1 – Simplified geological map of the studied area.

Table 1 – New $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ ages for SPIS samples.

Sample	Lithology	Coordinates	age
LF-63A	Hypersthene quartz-syenite	02°16'37,20"N; 61°11'48"W	1934±3 Ma
LF-58D	Porphyritic clinopyroxene charnockite	02°17'06,70"N; 61°02'40,88"W	1934±1 Ma
LF-65A	Porphyritic Clinopyroxene charnockite	02°23'51,12"N; 61°05'24,78"W	1936±4 Ma
NN-205	hydrated charnockite	02°22'01,88"N; 61°07'28,45"W	1943±5 Ma
LF-53	Quartz jotunite	01°57'33,80"N; 61°02'42"W	1933±2 Ma

Table 2 – Available ages for the charnockitic rocks of the central part of the Roraima State.

<i>Lithology</i>	<i>Methodology</i>	<i>Age (Ma)</i>	<i>Reference</i>
Quartz mangerite	Pb-Pb evaporation	1564±21	Fraga et al. (1997b)
Quartz jotunitic gneiss	Pb-Pb evaporation	1966±37	Fraga et al. (1997b)
Intermediate granulitic gneiss	Pb-Pb SHRIMP	1938±17	J.O.S.Santos unpublished data
Charnoenderbite	U-Pb (zircão)	1827±19	Gaudette et al.(1996)
Enderbites/charnoenderbite/pir oxenite/granite-gneiss	Rb/Sr whole-rock errochron	2019±71	Gaudette et al.(1996)

GEOCRONOLOGIA Pb-Pb e Sm-Nd DAS ROCHAS MÁFICAS DO DEPÓSITO IGARAPÉ BAHIA, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS (PA)

Galarza M. A., Macambira M. J. B., Moura, C. A. V.

Laboratório de Geologia Isotópica – Pará-Iso, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará.
Caixa Postal 1611, CEP 66075-110, Belém, PA, Brasil, antogt@ufpa.br

ABSTRACT The Cu-Au Igarapé Bahia deposit is hosted by volcanosedimentary rocks of the Igarapé Bahia Group of the Itacaiúnas Supergroup, in the Carajás Mineral Province, southeastern part of the Amazonian Craton. This Archaean group is mainly represented by mafic metavolcanic, metapyroclastic and metasedimentary rocks, in addition to banded iron-formation and hydrothermally altered breccias, that are cut by intrusive mafic rocks. Dating of mafic metavolcanic (2758 ± 75 Ma, Sm-Nd whole rock; 2776 ± 12 Ma, Pb-Pb whole rock), metapyroclastic (2758 ± 36 Ma, Pb-Pb whole rock) and intrusive mafic rocks (2765 ± 36 Ma, Pb-Pb whole rock) can be representative of their ages of crystallization. These ages suggest a short time interval for the formation of the Itacaiúnas Supergroup and the Águas Claras Formation. In addition, they indicate the occurrence of an extensive Archaean volcanism in the Carajás Mineral Province.

RESUMO O depósito de Cu-Au Igarapé Bahia está hospedado nas rochas vulcanossedimentares do Grupo Igarapé Bahia pertencente ao Supergrupo Itacaiúnas, Província Mineral de Carajás, SE do Cráton Amazônico. Esse grupo arqueano é composto por rochas metavulcânicas máficas, metapiroclásticas e metassedimentares, bem como por formações ferríferas bandadas e brechas alteradas hidrotermalmente, cortadas por rochas intrusivas máficas. Datações de rochas metavulcânicas máficas (2758 ± 75 Ma, Sm-Nd em rocha total; 2776 ± 12 Ma, Pb-Pb em rocha total), metapiroclásticas (2758 ± 36 Ma, Pb-Pb em rocha total) e rochas intrusivas máficas (2765 ± 36 Ma, Pb-Pb em rocha total) são representativas das idades de cristalização dessas rochas. Essas idades sugerem um curto intervalo de tempo para a formação das rochas do Supergrupo Itacaiúnas e da Formação Águas Claras e evidenciam a extensão do vulcanismo arqueano na Província Mineral de Carajás.

INTRODUÇÃO O depósito de Cu-Au Igarapé Bahia, está localizado na Província Mineral de Carajás, sudeste do Estado do Pará, a aproximadamente 70 km do Núcleo Urbano do Carajás. O depósito hospeda-se no Grupo Igarapé Bahia pertencente ao Supergrupo Itacaiúnas (DOCEGEO, 1988). A mineralização de Cu-Au mais expressiva ocorre nas brechas que se posicionam entre as metavulcânicas e metapiroclásticas / metassedimentares (Villas & Santos 2001), que são as principais rochas hospedeiras da mineralização. Este trabalho apresenta novos resultados Pb-Pb e Sm-Nd em rocha total objetivando subsidiar discussões sobre a origem das rochas associadas a esse depósito.

GEOLOGIA DO DEPÓSITO IGARAPÉ BAHIA O depósito Igarapé Bahia está encaixado em rochas do grupo homônimo constituído por seqüências vulcanossedimentares hidrotermalmente alteradas (DOCEGEO 1988). Na área do depósito, o Grupo Igarapé Bahia ocorre como uma pequena janela erosional dentro da Formação Águas Claras. A seqüência inferior consiste predominantemente de rochas metavulcânicas máficas (RMV) intercaladas com formações ferríferas bandadas, enquanto que a superior é formada por rochas metassedimentares (metarritmitos, metassiltitos, metagrauvas) interestratificadas com rochas metapiroclásticas intermediárias a félsicas (tufos de cristal, tufos laminados e, mais localmente, tufos finos e lapilli tufos –RMP). Intercalações com metabasaltos são

subordinadas na parte superior. Separando essas duas seqüências, ocorre uma zona de brechas hidrotermalmente alteradas, a qual, localmente, mostra contatos gradacionais com as seqüências adjacentes. Datações Pb-Pb em monocristais de zircão de rocha metavulcânica e metapiroclástica forneceram idades de cristalização de 2.745 ± 1 Ma e de 2.747 ± 1 Ma (Galarza & Macambira, 2002) respectivamente. Rochas englobadas na Formação Águas Claras repousam discordantemente sobre aquelas do Grupo Igarapé Bahia. Elas representam uma espessa seqüência de rochas siliciclásticas fracamente metamorfizadas (quartzo arenitos), que são dominantes, e estão intercamadas com leitos conglomeráticos e, menos comumente, pelíticos. Falhamentos e/ou fraturamentos subseqüentes afetaram tanto as rochas do Grupo Igarapé Bahia como da Formação Águas Claras, permitindo a intrusão de abundantes diques dioríticos e gabróicos –RIM (Villas & Santos, 2001), com direção dominante N-S. Cinco corpos de minério compõem o depósito Igarapé Bahia, sendo conhecidos como Corpo Acampamento Sul, Acampamento Norte, Furo Trinta, Central e Alemão.

GEOCROLOGIA A fim de tentar definir a idade da rocha e a natureza da sua fonte foram selecionadas amostras de RMV, RMP e RIM para análise isotópica pelo método Pb-Pb em rocha total. As amostras foram coletadas de diferentes furos dos três principais corpos de minério do depósito Igarapé Bahia.

Os valores das razões isotópicas de chumbo das RMV situam-se entre 24,01 e 67,30 para a razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, entre 16,76 e 25,17 para a razão $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, enquanto que a razão $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ varia de 41,56 a 65,94 (Tabela 1). Os dados obtidos foram lançados no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 1A) fornecendo uma idade 2.776 ± 12 Ma (2σ) com MSWD = 2,06.

As amostras de RMP apresentam-se bastante radiogênicas com razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ variando entre 55,9 e 218,5, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 22,2 e 53,5 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 57,6 e 95,2 (Tabela 1). Os pontos experimentais lançados no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 1B), forneceram uma idade de 2.758 ± 36 Ma (2σ) com MSWD= 119,05.

As amostras de RIM apresentam razões isotópicas bastante elevadas com valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ variando entre 22,4 e 188,4 e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 16,9 e 49,2, enquanto que a razão $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ varia de 40,4 a 170,4 (Tabela 1). Os pontos analíticos lançados no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 1C), indicaram a idade de 2.765 ± 36 Ma (2σ) com MSWD = 282,16.

A sistemática Sm-Nd foi aplicada em cinco amostras de RMV (Tabela 1). Os pontos analíticos quando plotados no diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ forneceram uma idade de 2682 ± 210 Ma, com razão inicial (RI) de $0,50906 \pm 0,00017$ e $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ de $-1,9$ com MSWD=13 (Fig. 1D). Como teste, tomou-se duas amostras com os valores extremos (amostras A61 e A62) que, quando lançadas no diagrama Sm-Nd, forneceram uma idade de 2.758 ± 75 Ma com RI = $0,50898 \pm 0,00006$ e $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -1,5$.

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES Apesar dos altos valores de MSWD apresentados pelos alinhamentos obtidos pelas metodologias Pb-Pb em rocha total para as RMV (2.776 ± 12 Ma), RMP (2.758 ± 36 Ma) e RIM (2.765 ± 36 Ma) e Sm-Nd em rocha total para as RMV de 2.758 ± 75 Ma, as idades calculadas podem ser representativas das idades de cristalização dessas rochas. De fato, considerando os desvios, essas idades são comparáveis com aquelas obtidas pelo método Pb-Pb em zircão para as RMV de 2.745 ± 1 Ma e RMP de 2.747 ± 1 Ma (Galarza & Macambira, 2002), bem como, pelas idades Pb-Pb em calcopirita das brechas (2.772 ± 46 Ma), RMV (2.756 ± 24 Ma), RMP (2.754 ± 36 Ma) e RIM (2.777 ± 22 Ma) (Galarza *et al.*, submetido). As idades obtidas para as rochas encaixantes do depósito Igarapé Bahia são igualmente similares às do vulcanismo bimodal do Grupo Grão Pará (2.758 ± 39 Ma, U-Pb em zircão, Wirth *et al.*, 1986; 2.759 ± 2 Ma, U-Pb em zircão, Machado *et al.*, 1991; 2.757 ± 36 Ma, Pb-Pb em zircão, Macambira *et al.*, 1996 e 2.760 ± 11 Ma e 2.743 ± 11 Ma, U-Pb em zircão, Trendall *et al.*, 1998). São também, similares à da intrusão ultramáfica do Complexo Luanga (2.763 ± 6 Ma), dos anfibolitos (2.761 ± 3 Ma), dos veios graníticos (ca. 2.758 Ma) do Grupo Igarapé Salobo e, dos anfibolitos (2.732 ± 3 Ma) do Grupo Pojuca (U-Pb em zircão, Machado *et al.*, 1991). Os dados acima expostos evidenciam um curto intervalo de tempo e grande extensão do magmatismo máfico arqueano na Província Mineral de Carajás. A idade das RIM, em particular, estabelece uma idade mínima para a deposição da Formação Águas Claras, cortada por aqueles diques.

O valor negativo do parâmetro $\epsilon_{Nd}(t) = -1,5$ sugere a contribuição de crosta continental mais antiga no magma original. Como o magma máfico que deu origem às rochas encaixantes do Grupo Igarapé Bahia atravessou crosta continental pré-existente, isso deve ter conferido a ele uma assinatura continental. Esse fato também é evidenciado pelos valores de idades-modelo T_{DM} das RMV, RMP e RIM de 2,99 a 3,13 Ga e pela presença de cristais de zircão herdados de 2,86 a 3,03 Ga das RMV e RMP (Galarza, 2002).

AGRADECIMENTOS Este trabalho é parte da tese de doutorado do primeiro autor e contou com o apoio do CNPq através de bolsa de estudo (processo N° 141541/1998-9) e do projeto PADCT/ADIMB (convênio 88.98.0426-00). Agradece-se à Companhia Vale do Rio Doce (CVRD) por permitir o acesso ao campo e aos testemunhos de sondagem da mina do Igarapé Bahia, em especial aos geólogos C. Maurity, H. Meireles e L. Rego. O trabalho é uma contribuição ao projeto PRONEX-CNPq-FADESP.

Referências

Avelar V.G. *et al.* 1999. O Magmatismo Arqueano da região de Tucumã - Província Mineral de Carajás: Novos resultados geocronológicos. *Rev. Bras. Geoc.*, 29(4):453-460.

- Dall'Agnol R. *et al.* 1999. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos*, 46:431-462.
- DOCEGEO 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: Cong. Bras. Geol., 35. *Anexo aos Anais*. Belém, SBG. p. 11-56.
- Galarza T.M.A. 2002. *Geocronologia e Geoquímica Isotópica dos depósitos de Cu-Au Igarapé Bahia e Gameleira, Província Mineral Carajás, Brasil*. Belém, Universidade Federal do Pará, 250p. PhD Thesis.
- Galarza M.A., Macambira M.J.B. 2002. Petrologia e Geocronologia das Rochas Encaixantes do Depósito de Cu-Au Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil. In: Klein EL, Vasquez ML, Rosa-Costa LT (eds). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, 3. SBG, Belém, p.153-168.
- Galarza M.A. *et al.* Age and isotopic characteristics (Pb, S, C and O) of the Fe-oxide-Cu-Au-U-REE Igarapé Bahia ore deposit, Carajás Mineral Province, Pará State, Brazil. *Submetido a Mineral. Deposita*.
- Macambira J.B. *et al.* 1996. Geocronologia Pb/Pb e tipologia de zircões de rochas vulcânicas da Formação Carajás - Pará: Indicador da idade dos BIFs. In: Cong. Bras. Geol., 39. Salvador, SBG. *Anais*. 6:516-518.
- 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., *et al.* 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precamb. Res.*, 49:329-354.
- Pidgeon R.T. *et al.* 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. *Chem. Geol.*, 166: 159-171.
- Souza Z.S. *et al.* 2001. Nd, Pb and isotopes in the Identidade Belt, an Archean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil: implications for the Archean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precamb. Res.*, 109: 293-315.
- Trendall A.F. *et al.* 1998. SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, 11(3): 265-277.
- Villas R.N., Santos M.D. 2001. Gold deposits of the Carajás mineral province: deposit types and metallogenesis. *Mineral. Deposita*, 36:300-331.
- Wirth K.R. *et al.* 1986. U-Pb ages of zircons from the Grão-Pará group & Serra dos Carajás Granite, Pará, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 16(2):195-200.

Tabela 1 - Razões isotópicas de Pb e Sm-Nd das rochas máficas do depósito Igarapé Bahia.

Amostra corpo	Rocha	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	1σ
A13 – CAS		24,009	0,016	16,758	0,016	41,558	0,050
A12 – CAS		30,275	0,018	18,024	0,018	46,295	0,056
A24 – CF30		34,461	0,023	18,814	0,023	50,145	0,062
A44 – CF30	RMV	34,549	0,024	18,809	0,024	61,332	0,076
A17 – CAS		34,878	0,026	18,897	0,026	43,774	0,056
A37 – CAS		39,746	0,024	19,832	0,024	50,357	0,060
A21 – CAN		67,300	0,072	25,168	0,072	65,944	0,096

A48 – CAS		55,901	0,037	22,170	0,02	57,619	0,072
A50 – CAS	RMP	94,965	0,069	29,981	0,03	86,772	0,110
A54 – CF30		199,915	0,190	49,793	0,05	184,13	0,272
A53 – CF30		218,527	0,202	53,487	0,06	195,24	0,271
A42 – CAN		22,431	0,015	16,899	0,01	40,433	0,051
A29 – CAS	RIM	23,229	0,014	17,039	0,01	40,337	0,049
A28 – CAS		24,342	0,016	17,131	0,01	41,582	0,052
A47 – CAS		134,431	0,123	37,943	0,04	61,940	0,091
A58 – CAS		188,420	0,157	49,213	0,05	170,35	0,224
Amostra - Rocha corpo	Rocha	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	($\pm 2\sigma$)	
A37 – CAS	RMV	4,72	27,19	0,10485	0,510931	(4)	
A62 – CAS		0,64	3,68	0,10596	0,510907	(32)	
A44 – CF30		5,12	27,75	0,11160	0,511044	(8)	
A24 – CF30		2,63	12,28	0,12928	0,511336	(14)	
A61 – CAS		1,87	6,79	0,16624	0,512004	(32)	

CAS = Corpo Acampamento Sul; CAN = Corpo Acampamento Norte; CF30 = Corpo Furo 30; RMV = rocha metavulcânica máfica; RMP = rocha metapiroclástica; RIM = rocha intrusiva máfica (diques)

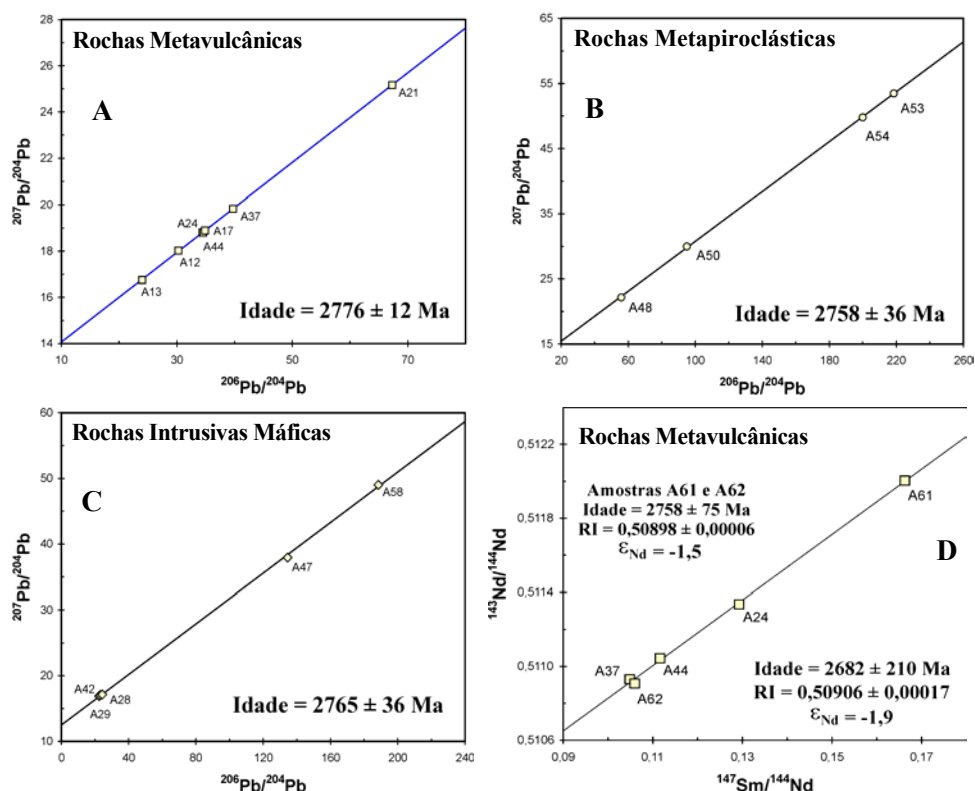


Figura 1 – Diagramas Pb-Pb para as RMV (A), RMP (B), RIM (C) e diagrama Sm-Nd para as RMV (D) do depósito Igarapé Bahia. Erro analítico = 2σ .

CORPOS MÁFICOS-ULTRAMÁFICOS ACAMADADOS DA REGIÃO DA SERRA DO NAVIO – AP

¹Horikava E., ²Ferreira Filho C.F.

¹Anglogold Brasil LTDA, Praça do Mineiro, 83 – Centro, Nova Lima, CEP 34000-000 (EHHorikava@anglogold.com.br); ²Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília-DF, CEP 70.910-900 - (cesarf@unb.br).

RESUMO Parte das anomalias magnetométricas associadas à seqüência metavulcanossedimentar do Grupo Vila Nova correspondem a corpos máficos-ultramáficos acamadados. Os corpos máficos-ultramáficos da Canga (CMUC) e Bicicleta (CMUB) consistem de metaperidotitos, metapiroxenitos e metagabros intrusivos em metassedimentos (grafita xisto) e metavulcânicas (anfíbolito) do Grupo Vila Nova. As rochas máficas-ultramáficas e suas encaixantes vulcanossedimentares estão deformadas e recristalizadas em condições da fácies anfíbolito. As rochas ultramáficas do CMUC têm composição moderadamente primitiva (MgO entre 18,5 e 24,7 % peso; MgNo entre 0,45-0,54; CaO entre 4,0 e 9,6 % peso). As características petrográficas e composicionais das rochas máficas e ultramáficas sugerem uma seqüência de cristalização caracterizada por olivina, cpx+olivina, cpx, e cpx+plagioclásio. O CMUC e CMUB são interpretados como condutos/sills alimentadores do vulcanismo básico do Grupo Vila Nova, representando alvos potenciais para depósitos de Ni-Cu-EGP sulfetado.

INTRODUÇÃO A Serra do Navio está localizada na porção central do estado do Amapá. No alvo Serra da Canga da ex-associação Anglogold/Mineração Vale dos Reis, localizado 13 km NE de Serra do Navio, foi detectada uma anomalia aeromagnética, semi-circular, de aproximadamente 1 km de diâmetro, situada abaixo de espessa cobertura laterítica, presente no platô daquela serra, recobrendo litologias do Grupo Vila Nova. Esta anomalia foi confirmada por magnetometria terrestre. A cobertura laterítica formou uma barreira geoquímica, inviabilizando a obtenção de resultados de geoquímica de solo indicativos da provável fonte da anomalia magnética. Detalhamento com sondagem rotativa diamantada interceptou faixas de rochas ultramáficas magnéticas no Alvo Canga e, posteriormente, no Alvo Bicicleta situado 10 km a leste da Serra da Canga.

O objetivo do presente trabalho é de caracterizar a natureza das rochas máficas-ultramáficas associadas ao Grupo Vila Nova interceptadas nos Alvos Canga e Bicicleta, discutindo as implicações para a evolução geológica e para a metalogênese do Grupo Vila Nova no Amapá.

CONTEXTO GEOLÓGICO A região da Serra do Navio está situada na Província Maroni-Itacaiunas que constitui um extenso cinturão Paleoproterozóico exposto nas porções norte/nordeste do cráton Amazônico (para uma revisão, veja Tassinari *et al.* 2000). A faixa é caracterizada por extensas seqüências vulcanossedimentares, deformadas e metamorfisadas em fácies xisto verde a anfíbolito, e separadas entre si por terrenos gnáissicos-migmatíticos-granulíticos. O Complexo

Máfico-Ultramáfico Bacuri (Spier e Ferreira Filho 2001), localizado 90 km a SE da Serra do Navio, é um corpo acamadado paleoproterozóico ($2,22 \pm 0,12$ Ga) intrudido em, e contaminado com, crosta continental mais antiga (Pimentel *et al.* 2002).

A geologia da Região de Serra do Navio está representada pelo Complexo Guianense, de idade Arqueana; pela seqüência metavulcanossedimentar do Grupo Vila Nova, pelos granitóides orogênicos transamazônicos que, na área, são interpretados como do tipo TTG e pelo granito peraluminoso Amapari, tardi-transamazônico de 1,99 Ga (Borges *et al.* 2002), do Paleoproterozóico (Figura 1). Todas estas unidades estão cortadas por diques básicos, Mesozóicos, da Suíte Intrusiva Cassiporé. Coberturas lateríticas do Terciário/Quaternário também ocorrem na área.

A seqüência metavulcanossedimentar do Grupo Vila Nova (Lima *et al.* 1974) é predominante nos alvos Serra da Canga e Bicicleta. Compreende ortoanfibolitos, formações ferríferas fácies óxido e silicato que são as hospedeiras das mineralizações auríferas do depósito Amapari, granada-biotita/muscovita-quartzo xistos, grafita xistos, sillimanita quartzitos, calcissilicáticas e escarnitos. Engloba também corpos máficos-ultramáficos acamadados. Estas litologias estão orientadas segundo a direção NW-SE, com inflexões para N-S e estão metamorfisadas na fácies xisto verde a anfibolito.

CORPOS MÁFICOS-ULTRAMÁFICOS CANGA E BICICLETA As rochas máficas-ultramáficas intrusivas interceptadas em furos de sonda nos Alvos Canga e Bicicleta, aqui designadas de Corpo Máfico-Ultramáfico Canga (CMUC) e Corpo Máfico-Ultramáfico Bicicleta (CMUB), ocorrem associadas às rochas metavulcânicas e metassedimentares do Grupo Vila Nova. A caracterização da dimensão e estrutura original do CMUC e CMUB é dificultada pela deformação pervasiva e pela presença de corpos graníticos e diques de diabásio intrusivos. A estratigrafia e petrografia do CMUC são ilustradas na seção da Figura 2. Nesta seção o CMUC tem 26 metros de espessura e consiste de metaperidotitos, metapiroxenitos e metagabros, que ocorrem intercalados a anfibolitos (metavulcânicas máficas) e grafita xistos. O metaperidotito tem localmente foliação proeminente marcada por bandas com olivina abundante alternadas com bandas constituídas predominantemente por anfíbólios (cummingtonita e tremolita) e clorita. A transição do metaperidotito para o metapiroxenito é marcada por olivina tremolititos caracterizados por porfiroblastos de olivina em uma matriz com textura diablástica a nematoblástica (com foliação moderada a proeminente). O metapiroxenito consiste de um agregado de cristais tabulares de clinopiroxênio parcial a totalmente substituídos por hornblenda. A transição do metapiroxenito para o metagabro é caracterizada pelo aparecimento de plagioclásio intersticial (intercumulus) aos cristais

tabulares de clinopiroxênio. O metagabro consiste essencialmente de hornblenda e plagioclásio com texturas diablásticas a nematoblásticas. Embora os mesmos tipos petrográficos tenham sido interceptados na maioria dos furos das sondagens do Alvo Canga, a seqüência estratigráfica apresenta variações com relação à descrita na Figura 2. Uma seção com espessura mínima de 120 metros mostra uma alternância de camadas métricas de metaperidotitos e metapiroxenitos, sem a presença de metagabros associados. As características petrográficas indicam que o CMUC e CMUB consistem de corpos intrusivos de composição predominantemente ultramáfica, que ocorrem alojados na seqüência vulcanossedimentar. A deformação e recristalização metamórfica são pervasivas, com desenvolvimento de paragêneses típicas da fácies anfibolito tanto nas rochas ultramáficas (olivina + cummingtonita + tremolita) como nas máficas (hornblenda + plagioclásio). As olivinas do CMUC têm composição fracionada (Fo 58,5-60,2; NiO 0,13-0,20 % peso) compatível com sua origem metamórfica. As rochas ultramáficas do CMUC têm composição moderadamente primitiva (MgO 18,5-24,7 % peso; MgNo 0,45-0,54; CaO 4,0-9,6 % peso; Cr₂O₃ 0,15-0,18 % peso). As características petrográficas e composicionais das rochas do CMUC sugerem uma seqüência de cristalização fracionada caracterizada por olivina, cpx + olivina, cpx, e cpx + plagioclásio.

A estratigrafia e petrografia do CMUB é caracterizada por metaperidotitos e metapiroxenitos semelhantes aos descritos para o CMUC. Anfibolitos e granada anfibolitos associados às rochas ultramáficas, freqüentemente formando intercalações métricas, devem corresponder a metagabros totalmente recristalizados durante o metamorfismo da fácies anfibolito.

CONCLUSÃO Os corpos máficos-ultramáficos Canga e Bicicleta apresentam características estratigráficas e texturais indicativas de rochas acamadadas. Esses têm dimensões relativamente limitadas, correspondendo a interseções de dezenas a centenas de metros nos furos de sonda, e estão diretamente associados às rochas metavulcânicas e metassedimentares do Grupo Vila Nova. A composição relativamente fracionada das rochas ultramáficas é compatível com a diferenciação de um magma parental de composição básica. A alta percentagem de rochas ultramáficas e a variabilidade da seqüência estratigráfica, incluindo a repetição cíclica do fracionamento, sugere a evolução dos corpos em câmaras dinâmicas. O CMUC e CMUB são interpretados como possíveis condutos/sills alimentadores do vulcanismo básico do Grupo Vila Nova. Esses corpos representam alvos potenciais para depósitos de Ni-Cu-EGP sulfetado e, juntamente com o Complexo Bacuri, abrem perspectivas para exploração mineral voltada para depósitos minerais associados ao magmatismo máfico-ultramáfico no estado do Amapá.

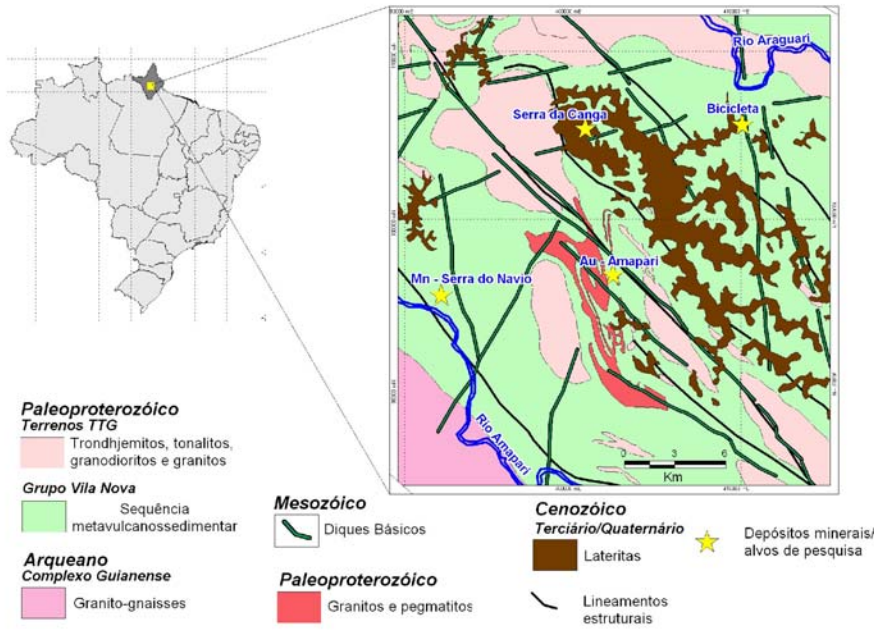


Figura 1: Geologia da Região de Serra do Navio – AP.

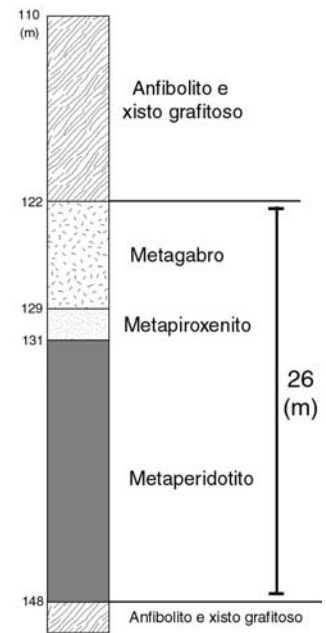


Figura 2: Coluna geológica de furo de sonda do CMUC.

Referências

- Borges, A.A.S., Lafon, J.M., Villas, R.N.N. 2002. Magmatismo Tardi-Transamazônico na Serra do Navio, Região Central do Amapá: Evidências Geocronológicas. In: Cong. Bras. Geol., 41, *Anais*, João Pessoa, SBG, p. 435.
- 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. In: Projeto RADAM. Folha NA/NB 22 Macapá. Rio de Janeiro I/120 p. (Levantamento de Recursos Naturais, v. 6).
- Pimentel, M.M., Spier, C.A. & Ferreira Filho, C.F. 2002. Estudo Sm-Nd do Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri, Amapá: Idade da Intrusão, Metamorfismo e Natureza do Magma Original. *Revista Brasileira de Geociência*, **32**: 371-376.
- Spier, C.A. & Ferreira Filho, C.F. 2001. The chromite deposits of the Bacuri mafic-ultramafic layered complex, Guyana Shield, Amapá State, Brazil. *Economic Geology*, **96**: 817-835.
- 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*, 31st. Intern. Geol. Congr., Rio de Janeiro, pp.41-95.

ISOTOPIC DECIPHERING OF RHYACIAN CRUSTAL EVOLUTION ALONG THE NORTHERN OYAPOK RIVER: NEW CONSTRAINTS FROM Sm-Nd, U-Pb AND Pb-Pb GEOCHRONOLOGY

⁽¹⁾Lafon, J-M, ⁽²⁾Delor, C., ⁽³⁾Théveniaut, H., ⁽¹⁾Krymsky, R., ⁽¹⁾Tavares, R. P. S., ⁽²⁾Roig, J-Y

⁽¹⁾ Pará-Iso - Centro de Geociências – Universidade Federal do Pará; Brazil. E-mail: lafonjm@ufpa.br; ⁽²⁾ Bureau de Recherches Géologiques et Minières – Orléans; France e ⁽³⁾ Bureau de Recherches Géologiques et Minières – Cayenne ; Guyane

RESUMO : Dados Pb-Pb em zircão, U-Pb em titanita e Sm-Nd em rocha total foram obtidos em um ortogneisse e em plutões graníticos e diques félsicos da região de fronteira entre Guiana francesa e norte do Amapá (Setor de Armontabo e porção norte do Rio Oiapock). Um ortogneisse diorítico forneceu uma idade Pb-Pb em zircão de 2139 ± 1 Ma para a formação do protólito ígneo e uma idade U-Pb em titanita de 2105 ± 27 Ma para um evento de migmatização. A formação de plutons graníticos foi datada em 2106 ± 3 Ma, 2100 ± 4 Ma e 2080 ± 4 Ma (Pb-Pb em zircão) e a colocação de diques félsicos em 2100 ± 4 Ma (Pb-Pb em zircão) e 2078 ± 11 Ma e $2079,2 \pm 9,5$ Ma (Pb-Pb em zircão e U-Pb em titanita, respectivamente). Idades modelo T_{DM} entre 2,90 e 2,45 Ga, encontradas para granitos e diques do setor de Armontabo, indicam uma contribuição crustal arqueana na fonte desse magmatismo. Os resultados confirmam a existência de um magmatismo TTG meso-riaciano na região entre Norte Amapá - Guiana Francesa e identificam um evento de fusão Tardi-Transamazônico produzindo migmatização, magmatismo granítico e diques félsicos.

INTRODUCTION AND GEOLOGICAL CONTEXT: The Oyapok river forms the frontier between French Guyana and the state of Amapá of Brazil. As a natural corridor dissecting the Amazonian forest, it provides one of the rare occasions to study rather continuously the Paleoproterozoic lithostructural framework of the Guyana shield. Recent airborne geophysical campaign and geochronological program together with subsequent geological reappraisal have resulted in the production of a new geological map of French Guyana (Vanderhaeghe et al. 1998, Delor et al. 2001, Avelar et al. 2003), where Paleoproterozoic crustal growth has been re-emphasised as the juxtaposition of contrasting early TTG- greenstone belts (2.20-2.13 Ga) and late granitic domains (2.13-2.09 Ga). In that new framework, the northern part of the Oyapok river has remained comparatively poorly detailed. We present here the results of a two years field campaign, along a 100-km long cross section, from northern Atlantic coastline to southern Camopi area, with special references to Rhyacian granitic basement and post-orogenic tectonics and magmatic event.

The older lithologies along the Oyapok river are both expressed in the southern and northern parts of the river, as migmatitic gneisses showing dominant Tonalite-Trondjhemite-Granodiorite (TTG). All intermediate facies have been recognised between preserved protolith with incipient melting to fully individualised anatexis granite with quasi-absent protolith remnants. Between these two extremes, metatexites and diatexites have been tentatively opposed, on the basis respectively of migmatitic mineralogical banding and more individualised leucocratic lithologies with intermediate to basic dissociated remnants. Specific melt mineralogy has been individualised as leucogranites and “Magnesio-potassic granites” marked by biotite-amphibole-sphene mineralogy. The overall structuration, both in reworked protolith gneisses and in the newly formed melt product, is trending E-W to WNW-ESE.

Late veins of fine-grained granite and aplites, both with rather NS or EW directions are marking the waning stages of Transamazonian (Rhyacian) crustal evolution. One generation of NS trending veins, with specific hypovolcanic facies (i.e. globular texture and blue quartz) seems systematically associated to a first generation of dolerites, either inside or outside these basic dykes. A second generation of dolerites is trending NE-SW. Both dolerite/vein generations are not yet constrained from a geochronological point of view. A third generation of dolerites is trending NNW-SSE and is inferred as Liassic in age by comparison with well dated occurrences in the northern parts of French Guyana.

Finally, we conclude that the axis of the Oyapok river reflects the direction of a main corridor of brittle to brittle-ductile cataclastic deformation, with an angle of 90° respective to the Transamazonian trends. These cataclasites and possible co-eval pseudotachylites apparently dissect Liassic dolerites, therefore pointing to a Mesozoic age for the associated tectonic event.

We present some news geochronological results obtained by Sm-Nd on whole rocks, Pb-Pb on zircon and U-Pb on titanite methods on samples of orthogneisses, granites and felsic dykes from the northern part of the Oyapok river and from the Armontabo area, to constrain late magmatic/metamorphic evolution in this sector of the eastern Guiana Shield.

GEOCHRONOLOGICAL RESULTS Sampling and experimental procedures: We have sampled a rather well preserved foliated diorite (STG 179a), with almost no evidences of in situ melting, among migmatitic gneisses in the area of Saut Cafesoca, a few kilometres south of Oiapoque town. At Ilet Alice, some km southward, we sampled an E-W oriented microgranitic dyke (STG209), which crosscuts orthogneisses and migmatites. Well individualised granite massif occurrence have been sampled along the Armontabo river (ARM001) as well as close to the Oyapok river at Canari Zozo inselberg (ARM216). Hypovolcanic felsic dyke (ARM275b) has been sampled along the Oyapok river. Isotopic analyses have been obtained at the isotope geochronological laboratory – Pará-Iso of the Centro de Geociências of the Universidade Federal do Pará. Sm-Nd procedure on whole rocks has been described by Oliveira et al. (2002). Sm/Nd systematics on whole rocks has been performed on samples ARM001, ARM216 and ARM275. Pb-Pb method on zircon (Kober 1986,1987) has been provided on all the samples. Procedures are described in Avelar (2002). Age and error calculations follow Gaudette et al. (1998). U-Pb analyses have been performed on titanite from samples STG179a and STG209. Procedure are described in Krymsky et al. (in preparation)

Analytical results: Samples of granite and dyke of Armontabo area yielded T_{DM} model ages of 2.90 Ga (ARM001), 2.63 Ga (ARM216), for the two granites, and 2.45 Ga for the felsic dyke (ARM275). Four zircons of the dyke (ARM275) gave an average age of 2100 ± 4 Ma. A fifth grain of the same sample indicated an older age of 2184 ± 7 Ma. Seven grains of granite (ARM001)

defined a Pb-Pb age of 2080 ± 4 Ma and seven grains of the granite ARM216 yielded an average age of 2106 ± 3 Ma. At Saut Cafesoca, five grains of zircon from the dioritic orthogneiss STG179a provided a well defined age of 2139 ± 1 Ma and seven grains from the felsic dyke at Ilet Alice gave an age of 2078 ± 11 Ma. Two of the grains displayed a slightly older age of 2095 ± 5 Ma. Four grains of titanite from the dioritic orthogneiss yielded an age of 2105 ± 27 Ma. For the felsic dyke, an age of 2079.2 ± 9.5 Ma has been obtained on 4 titanites.

INTERPRETATIONS AND DISCUSSION: The age of 2139 ± 1 Ma (STG179a) is interpreted as the age of the dioritic protolith in the northern part of the Oyapok river. This is the first register in this sector of the Meso-rhyacian TTG magmatism associated with greenstone and emplaced in a subduction geodynamical context. This is in good agreement with the definition of magmatic multipulses at 2.18-2.16 Ga and 2.15-2.13 Ga, with apparent internal younging direction of accretion, i.e. 2.15-2.13 Ga bordered by 2.18-2.16 Ga domain, proposed by Delor et al. (this symposium), for the French Guyana. The ages of 2106 ± 3 Ma, 2100 ± 4 Ma, 2080 ± 4 Ma and 2078 ± 11 Ma obtained on zircons from granites and felsic dykes from Armontabo and Ilet Alice areas are interpreted as magmatic ages for the emplacement of granitic bodies and dykes. These results, together with previous geochronological results obtained on magmatic rocks along the Oyapok river and in northern Amapá (Delor et al. 2001, Avelar 2002), characterise the late Rhyacian evolution where granitic magmatism dominates in a tectonic context marked by strong sinistral shearing (Delor et al., this symposium). The $T_{DM}(Nd)$ of 2.90, 2.60 Ga and 2.45 Ga obtained on granites and felsic dyke of the Armontabo area indicate that Archean crustal components are involved in the sources of the magmas. In northern Amapá and in the Camopi area, southward along the Oyapok river, $T_{DM}(Nd)$ model ages on granitoids and orthogneisses sustained the existence of mixing processes between Mesoarchean reworked component and Eo-Transamazonian juvenile component for the source of magmatic rocks (Lafon and Avelar 2002; Avelar et al., in press), in a transitional context between juvenile Paleoproterozoic domain in northern French Guyana and Archean reworked domain in the central Amapá. The spreading of the $T_{DM}(Nd)$ model ages, from 2.90 to 2.45 Ga, may represent variation in the participation of Archean reworked crustal component in the source of granites and dykes. Granites may be produced by melting of sediments with strong Archean Nd isotopic signature while felsic dykes can represent Paleoproterozoic juvenile magma with lower degree of assimilation of Archean crustal component. Elsewhere in the French Guyana, isotopic Nd signature from sediments deposited during Transamazonian orogen in the Paleoproterozoic juvenile domain is typically Archean while magmatic rocks systematically present Paleoproterozoic model ages. On the other hand, the age of 2.18 Ga, displayed by one crystal of zircon from the felsic dyke at the Armontabo river, suggests inheritance from a Eo-Transamazonian source. The U-Pb age of 2105 ± 27 Ma obtained on titanites from the dioritic orthogneiss at Saut Cafesoca is interpreted as

the age of migmatization event, which affects this rock and provoke melting at the outcrop scale. The dioritic orthogneiss underwent temperature of at least 660°C during the migmatization event (Frost et al. 2001). The age of 2079.2 ± 9.5 Ma given by titanites from felsic dyke at Ilet Alice is similar to the Pb-Pb age of 2078 Ma obtained on zircon from the same sample. Both are interpreted as the crystallization age of the dyke and sustain a rapid cooling of the dyke, as expected. Therefore the age of 2095 Ma obtained on two grains of the dyke corresponds to an inherited Pb component. The late Transamazonian age of the felsic dykes also suggests a Paleoproterozoic age for part of the Jurassic dolerite dykes, at least those which are locally cross-cut by the felsic dykes. As the felsic dykes seem to emplace at the structural transition between ductile and fragile regimes, we conclude that during late Rhyacian (2.10–2.08 Ga), this sector of the eastern Guiana shield underwent a rapid cooling from conditions of melting to conditions of fragile tectonic regime. These geochronological results are in good agreement with the Ar-Ar ages data previously obtained by Nomade et al. (2002) on biotite and amphibole from magmatic rocks southward on the Oyapok river, which indicated temperature of 550°C at about 2.05 Ga with cooling rate of about 3–5°C/Ma. In Amapá and Northeast Pará, thermal regime was different from the Oyapok sector as charnockitic plutons emplaced at 2.07–2.05 Ga indicating temperatures significantly higher than in the latter region (Avelar et al. 2001, Lafon et al. 2001; Rosa Costa et al., this symposium).

CONCLUSION: Pb-Pb on zircon and U-Pb on titanite geochronology performed on orthogneiss, granitic bodies and felsic dykes from the northern part of the Oyapok river and from the Armontabo sector confirms the existence of a Meso-Transamazonian TTG magmatism (2.14 Ga) at the northern border between Amapá and French Guiana, as previously recognised in other sectors of the eastern Guiana shield. Our new results pointed out a late Transamazonian melting event producing migmatization, granitic magmatism and dyke emplacement between ca 2.10 Ga and 2.08 Ga. Sm-Nd results indicate the involvement of Archean reworked crustal component in the generation of these late granitic magmatism and felsic dykes. Late Transamazonian thermal regime in this sector of the eastern Guiana shield is significantly lower than the observed one southward in Amapá and Northeast Pará.

REFERENCES

- Avelar, V.G. 2002. Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-norte do Estado do Amapá – Brasil: Implicações para a evolução geodinâmica do setor oriental do Escudo das Guianas. Tese de Doutorado, CPGG-UFPA, Belém, 213 p.
- 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. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7. Belém, 2001. Resumos expandidos. CD-ROM.
- Avelar, V.G.; Lafon, J.M.; Delor, C.; Guerrot, C. Lahondere, D. 2003. Archean crustal remnants in the Easternmost Part of the Guyana Shield: Pb-Pb and Sm-Nd geochronological evidence for Mesoarchean versus Neoarchean signatures. *Géologie de la France*, BRGM Editor. (In Press)
- Delor, C. Lahondere, D.; Egal, E.; marteau, P. 2001. Carte Géologique de la Guyane à 1/500000, 2nd édition, BRGM.

- Delor, C., Lafon, J.M., Theveniaut, H., Roeber, E. 2003. Paleoproterozoic crustal growth and architecture of the Guiana shield: new insights and prospective research (This symposium)
- Frost, B.R.; Chamberlain, K.R.; Schumacher, J.C. 2001. Sphene (titanite): phase relations and role as a geochronometer. *Chem. Geology*, 172(1-2): 131-148.
- Gaudette, H.E.; Lafon, J.M.; Macambira, M.J.B.; Moura, C.A.V.; Scheller, T. 1998. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: Examples from the Precambrian of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(4): 351-363.
- 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.
- Kober, B. 1987. Single zircon evaporation combined with Pb^+ emitter-bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications to zirconology. *Contrib. Mineral. Petrology*, 96: 63-71.
- Krymsky, R., Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., Estumano, G.S. (em preparação). Uranium – Lead Isotope dating method at the Pará-Iso isotope geology laboratory, UFPA –Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciência*.
- Lafon J.M.; Delor C.; Barbosa, O.S. 2001. Granulitos tardi-Transamazônicos (2,06 Ga) na região norte do Estado do Amapá: o chamoquito de Calçoene. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7. Belém, 2001. Resumos expandidos. CD-ROM.
- Lafon, J.M.; Avelar, V.G. 2002. O Arqueano do Sudeste do escudo das Guianas. In: Cong. Bras. Geol., 41. João Pessoa, 2002. Anais de resumos.
- Nomade, S.; Féraud, G.; Chen, Y.; Pouclet A. 2002. Thermal and tectonic evolution of the paleoproterozoic Transamazonian orogen as deduced from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and AMS along the Oyapock river (French Guyana). *Precambrian Res.* 114: 35-53.
- Rosa-Costa, L.T. Lafon, J.M.; Galarza, M.A.T. 2003. Geocronologia de eventos magmáticos plutônicos paleoproterozóicos no NW do Pará, sudeste do Escudo das Guianas. This symposium.
- Vanderhaeghe, O.; Ledru, P.; Thiéblemont, D.; Egal, E.; Cocherie, A.; Tegye, 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.

PETROLOGIA E ESTRUTURA DE ROCHAS GRANITÓIDES DA REGIÃO DO SALOBO, PROVÍNCIA METALOGENÉTICA DE CARAJÁS, ESTADO DO PARÁ.

¹Barbosa, J. P. O. e ²Barros, C. E. . M.

(1) CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Av. Dr. Freitas 3645, 66095-110, Belém, e-mail: jpassos17@hotmail.com e (2) Departamento de Geoquímica e Petrologia, Universidade Federal do Pará, CP 1611, 66075-900, Belém, e-mail: cadu@ufpa.br

RESUMO. No extremo norte do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, ocorre uma área delimitada ao norte pelo Lineamento Cinzento, ao sul pelos domínios da Serra Norte, a leste pelo Granito Cigano, Stock Granítico Geladinho e a oeste pelas rochas do Grupo Igarapé Salobo. Ao longo dos anos, diversos geólogos vêm trabalhando nesta região, a qual engloba segundo estes, rochas gnáissicas anfibolíticas, graníticas, granodioríticas e tonalíticas, granitos estratóides e granitos deformados sintectônicos. Estudos recentes do INPE baseados em imagens aerogeofísicas da CPRM - Serviço Geológico do Brasil acusaram domínios monzograníticos a tonalíticos gnáissicos e alguns essencialmente graníticos, sendo que uma das conclusões do trabalho foi a necessidade da obtenção de dados de campo mais conclusivos. Observa-se rochas moderada a fortemente orientadas, pontualmente milonitizadas, com foliações majoritariamente subverticais de composição granítica *sensu lato*, ricas em anfibólios, com porções xenolíticas máficas e localmente rochas ígneas de aspecto intrusivo de composição aparentemente diorítica.

INTRODUÇÃO. Ao longo dos anos de intensa pesquisa mineral e estudos de natureza acadêmica que se vão desde os idos da década de 60, muito se acumulou em termos do conhecimento da geologia da Província Mineral de Carajás, e conseqüentemente muitas dúvidas e controvérsias também, em termos de evolução geológica, processos estruturais, ígneos, metamórficos e metalogenéticos.

Desta forma a região em questão sempre foi tida como pertencente aos domínios do embasamento regional (complexo gnáissico-migmatítico), ora como apresentando porções representativas de granitos estratóides, assim como de granitos sintectônicos não metamorfisados. Estudos interpretativos realizados pelo INPE através de imagens aerogeofísicas de alta resolução (de autoria da CPRM) acusaram domínios monzograníticos a tonalíticos gnáissicos e alguns essencialmente graníticos, sendo que uma das conclusões do trabalho foi a necessidade da obtenção de dados de campo mais conclusivos.

Assim, observou-se a ausência de um melhor entendimento da área em termos de unidades litológicas, idades de formação, geoquímica de rochas e arranjo estrutural, para que então um posicionamento mais coerente e conclusivo seja obtido em termos evolutivos para esta região.

GEOLOGIA ESTRUTURAL. A área em estudo situa-se em um trecho relativamente conhecido da Serra dos Carajás, no qual alguns pesquisadores - como Matta & Teixeira (1990) e Costa & Siqueira (1990), Olszewski *et al.* (1989), Meireles *et al.* (1984), Pinheiro & Holdsworth (1997), Barros & Barbey (1998) - têm desenvolvido estudos de natureza diversa e, nestes exemplos, sob o ponto de vista estrutural.

A orientação geral de sentido WNW-ESE (fig. 1) das rochas em estudo permite caracterizá-las como concordantes ao padrão estrutural regional de lineações e lineamentos definidos principalmente pela falha Carajás e pelo lineamento Cinzento. Tal padrão é condizente com a classificação de Castro (1987) para as rochas graníticas de colocação sintectônica.

Localmente, no contato da porção oeste da área estudada com a porção central, ocorre uma foliação de sentido NE-SW subvertical (pontos 4 e 34 do mapa de pontos visitados, fig. 2) concordante a

algumas feições estruturais, tais como juntas e lineamentos presentes em porções adjacentes da Serra dos Carajás (domínios da Formação Águas Claras, Falha Mc Candless).

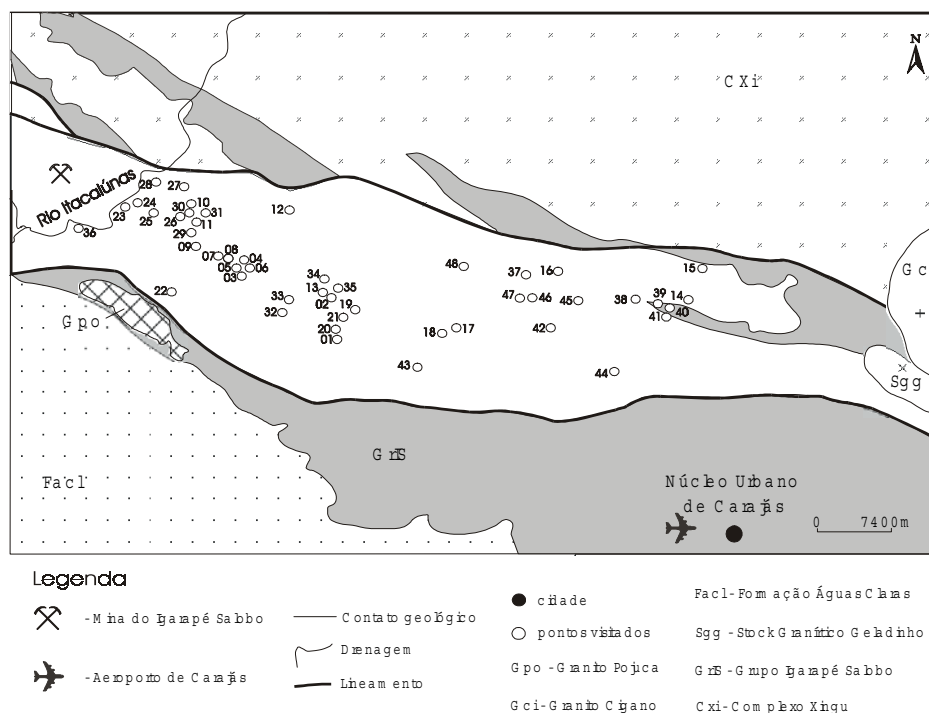
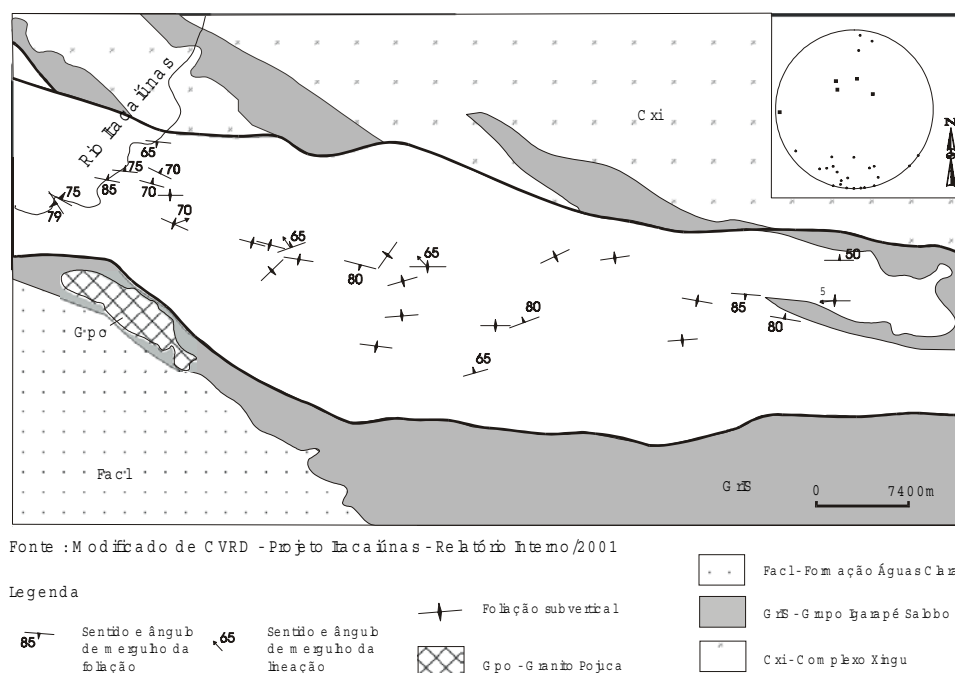


Figura 1 – Mapa Geo-estrutural da área estudada.



Fonte: Modificado de CVRD - Projeto Itapicuru - Relatório Interno/2001

Figura 2 – Mapa de pontos visitados na área de estudo.

O arranjo das foliações em determinados pontos sugere um comportamento de natureza dúctil com possível formação de dobras. A porção central da área é caracterizada por foliações de natureza majoritariamente subvertical de sentido E-W/ENE-WSW em contraste àquilo que ocorre na porção oeste, com foliações de mergulhos subverticais até cerca de 65 graus, mas com sentido WNW-ESE. No extremo leste o padrão da região central continua sendo obedecido.

O padrão em geral das foliações é contínuo, com algumas estruturas dúcteis que ligeiramente a fazem divergir de sua orientação, de espessura sub a centimétrica tanto nas porções granitóides como nos xenólitos máficos.

Escassas medidas de atitude de lineação foram tomadas - em virtude da escassez de ocorrências - fato que as deixou sem representatividade para uma melhor interpretação dentro do contexto da região, embora tenham sido lançadas no mapa de feições estruturais.

Na escala mesoscópica, as estruturas de caráter regional estão impressas principalmente na forma de foliações, de intensidade predominantemente moderada a forte e relativamente contínuas lateralmente. Isto se revela na maioria das vezes através da alternância de porções fortemente orientadas de composições quartzosas, quartzo-feldspáticas, feldspáticas e máficas (majoritariamente ricas em anfibólio e em menor proporção biotita). A orientação predominante é WNW-ESE com mergulhos altos a subverticais, embora localmente possam ser observados planos de foliação sub-horizontais.

Invariavelmente nota-se também o desenvolvimento de sombras de pressão imprimindo um aspecto amendoado aos cristais feldspáticos mais desenvolvidos.

Nos casos em que a foliação se torna de caráter mais moderado, os minerais máficos tais como anfibólios e biotitas servem como referência para sua determinação. Os cristais de quartzo sendo resistentes aos processos intempéricos, formam vênulas e estreitos veios - contínuos ou não - que ressaltam de modo peculiar a foliação.

Outra feição estrutural relativamente constante são veios preenchidos por materiais pegmatíticos quartzosos a quartzo-feldspáticos de espessura centimétrica a decimétrica, dispostos paralela e até perpendicularmente aos planos de foliação, podendo se encontrar local ou parcialmente dobrados e até mesmo deslocados ao longo de juntas oblíquas a estes. Fato interessante é notar que em determinadas porções há uma concentração de cristais de anfibólio (principalmente, pode ocorrer alguma biotita associada) que embora estejam dentro do domínio do veio, apresentam-se de modo relativamente concordante à orientação da foliação presente na rocha encaixante.

Tal fato pode significar que o desenvolvimento dos veios e seus cristais correspondentes ainda se deu dentro de um estágio de formação da rocha encaixante, em que os processos que imprimiram tal foliação à rocha, foram os mesmos atuantes no caso dos veios. Ou seja, seria de se esperar uma forte correlação temporal que aproximaria o desenvolvimento dos veios à formação da encaixante.

Estruturas do tipo *pinch and swell* – representativas de processos extensionais - se desenvolvem conjuntamente às vênulas e veios anteriormente citados, sendo constituídas basicamente por quartzo e feldspato (subordinado). A disposição da foliação contornando tais estruturas leva a crer que não haja grande contraste de competência entre as rochas (Ramsay & Huber 1983), e a assimetria de tais estruturas indica uma movimentação, não muito fortemente marcada, de caráter sinistral.

Dobras ptigmáticas, abertas, além de pares conjugados de deformação realçam a atuação na área de processos deformacionais de natureza aparentemente dúctil a dúctil-rúptil, de forma que o aspecto fortemente sinuoso das dobras ptigmáticas, o desenvolvimento de pares conjugados de deformação orientados obliquamente à foliação, mas que em seus pontos de junção adotam orientação similar à esta, a presença de dobras abertas com plano axial de sentido NW-SE e a presença de juntas deslocando parcialmente estruturas tais como a foliação subvertical de sentido WNW-ESE, vênulas e veios de quartzo estirados e estruturas do tipo *pinch and swell*, levam a crer que na região ocorreram intensos eventos de natureza deformacional, nos quais há uma forte proximidade de estágios dúcteis e rúpteis.

Ao menos localmente, no caso do ponto 10 - marcado pela presença de juntas contínuas deslocando em alguns centímetros o arranjo das estruturas *pinch and swell* de uma maneira a estreitar a espessura destas, assim como a foliação de caráter penetrativo e também *ribbons* finos estirados e contínuos de quartzo, além da consideração de que as primeiras estruturas citadas acima se formam em condições de baixo contraste de competência entre a porção quartzo-feldspática e a matriz encaixante - tal proximidade de processos deformacionais continuados nos estágios dúcteis e rúpteis parece se confirmar.

A análise de tais estruturas juntamente ao entendimento das grandes feições regionais ocorrentes ao norte da Província Mineral de Carajás faz com que as rochas em questão recaiam em alguns dos casos que ultimamente vêm sendo estudados na província, como por exemplo os granitóides arqueanos de Marajoara (Althoff et al. 2000), o Complexo Granítico Estrela (Barros 1997), Granito Planalto (Huhn et al. 1999), Stock Granítico Geladinho (Barbosa 2001) e demais regiões do mundo como no sudoeste da Nigéria (Pons et al. 1995), onde os padrões estruturais impressos nas rochas demonstram a atuação de esforços de caráter regional quando da colocação dos respectivos corpos graníticos, resultando em feições de contração e extensão tais como: foliações de caráter fraco a fortemente penetrativo, evidenciadas muitas vezes através de bandamentos composicionais; dobras ptigmáticas, quartzo em *ribbon*; estruturas do tipo *pinch and swell*, enclaves e xenólitos máficos. Logo texturas e estruturas de natureza ígnea aparecem fortemente inter-relacionadas às estruturas de caráter deformacional, por vezes se tornando de difícil detecção a passagem de um estágio para o outro.

PETROGRAFIA. Em termos composicionais as rochas presentes na região – de modo preliminar – parecem se enquadrar nos domínios de sieno-monzogranitos a granodioritos podendo em certos casos chegar a tonalitos. Praticamente todas elas desenvolvem uma foliação de caráter variante, desde incipiente e moderado até fortemente penetrativo, o que se ressalta através dos cristais máficos (anfíbólios e biotita principalmente), assim a deformação atuante nestas rochas mostra-se de caráter heterogêneo ocorrendo sítios mais deformados que outros.

Desta forma, os cristais de quartzo são aqueles que mais demonstram a atuação da deformação, sofrendo recristalização e formando agregados de sub e novos grãos de aspecto fortemente ondulante. Nas

rochas mais deformadas tais cristais assumem aspecto de *ribbon* podendo formar verdadeiras bandas composicionais que se alternam com porções de natureza feldspática.

Os cristais de plagioclásio chegam a apresentar *kink bands* e fraturas que recorrentemente são preenchidas por material de natureza sericítica a biotítica, ou até mesmo anfibolítica. Geralmente encontram-se relativamente orientados segundo a foliação. Observa-se localmente feições do tipo *albita chess board* mas que neste caso são exsoluções de microclíneo de formatos ligeiramente tabulares. Os *k-feldspatos* ocorrem predominantemente como microclíneo e em termos deformacionais tendem a desenvolver pertitas em chama naqueles locais de maior intensidade de esforços. Uma feição bastante característica e recorrente destas rochas é o desenvolvimento de intercrescimentos mirmequíticos, que em alguns casos parecem estar relacionados a biotitas de aspecto recristalizado e neoformado, ocupando os interstícios dos minerais quartzo-feldspáticos previamente formados. De certa forma este aspecto pode caracterizar um importante instante de atividade hidrotermal que afetou a região.

Os cristais de anfibólio tendem a formar finas lentes orientadas segundo a foliação nos pontos mais deformados, ou então cristais de aspecto ligeiramente tabular, que no caso das amostras referentes aos xenólitos formam verdadeiros pontos tríplexes ao longo de seus contatos e, internamente podem encontrar-se recristalizados com um aspecto fibroso e coloração verde pálida bastante contrastante com as porções de coloração mais intensas externas. Biotitas claramente de substituição, assim como minerais opacos, se associam aos anfibólios.

Além das rochas granitóides até agora preliminarmente classificadas ocorrem ainda rochas máficas de aspecto ígneo intrusivo, não deformadas e nem orientadas de composição diorítica, sendo muito provavelmente mais uma representante dos diques e *sills* de natureza máfica que usualmente permeiam as unidades litológicas desta região da Província Mineral de Carajás.

CONCLUSÃO. A área em questão demonstra ser um domínio fortemente orientado da porção extremo norte do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, composta de rochas granitóides deformadas de modo moderado a forte, variando desde granitos foliados até milonitos propriamente ditos, nos quais anfibólios e biotitas se intercalam a porções quartzo-feldspáticas. Apresenta localmente xenólitos máficos e ocorrência de rocha máfica de aspecto ígneo intrusivo, provavelmente representando os diques e *sills* básicos recorrentes nesta porção da Província Mineral de Carajás. Análises petrográficas mais conclusivas, assim como análises geoquímica e geocronológica estão sendo realizadas visando uma melhor classificação das rochas e conseqüente caracterização geológico-estrutural desta porção do Cinturão Itacaiúnas.

Agradecimento. À UFPa, através do Curso de Pós-Graduação em Geoquímica e Petrologia, à CAPES que forneceu a bolsa de mestrado do 1º autor, ao Projeto PRONEX pelo apoio financeiro, ao Grupo de Pesquisa de Petrologia de Granitóides pela amizade e visão crítica de seus componentes. Aos técnicos e

geólogos da equipe do Projeto Itacaiúnas, que nos concederam total acesso à área e aos relatórios da Companhia Vale do Rio Doce, e aos demais amigos e colegas geólogos pelas críticas e sugestões.

Referências

- Althoff F. *et al.* 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). *Prec. Res.*, **104**: 187-206.
- Barbosa J. P. de O. 2001. *Geocronologia e Petrologia de Rochas Granitoides da Região de Parauapebas-PA*. Trabalho de Conclusão de Curso, Centro de Geociências, UFPa, 45p.
- 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. 1997. *Pétrologie et structure du Complexe Granitique Estrela (2,5Ga) et de son encaissant métavolcano-sédimentaire (Province Métallifère de Carajás, Brésil)*. Tese de Doutorado, Nancy 1, Université Henri Poincaré, 316p.
- Costa J.B.S. & Siqueira I.B. 1990. Transtensão e transpressão ao longo do sistema transcorrente cinzento. *Rev.Bras. Geoc.* (inédito).
- Huhn S.R.B. *et al.* 1999. Geologia e geocronologia do Granito Alcalino arqueano Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás-PA. *In*: SBG, Simp. Geol. Amazônia, 6, p.: 463-466.
- Matta M.A.S. & Teixeira N.P. 1990. Mapeamento e análise estrutural das unidades lito-estruturais aflorantes na região do platô N-5, Serra Norte/Carajás. *In*: SBG, Cong. Bras. Geol., 36, *Anais*, p.:2309-2320.
- Meireles E.M., Hirata W.K., Amaral A.F., Medeiros Filho C.A., Gato V.C. 1984. Geologia das folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral de Carajás, Estado do Pará. *In*: SBG, Cong. Bras. Geol., 33, *Anais*, p.: 2164-2174.
- Pons J. *et al.* 1995. Mechanisms of pluton emplacement and structural evolution of a 2.1 Ga juvenile continental crust: the Birimian of southwestern Niger. *Prec. Res.*, **70**: 281-301.
- Olszewski W.J. *et al.* 1989. The age, origin, and tectonics of the Grão Pará Group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: Archean continental volcanism and rifting. *Prec. Res.*, **42**: 229-254.
- Pinheiro R.V.L e Holdsworth R.E. 1997. Reactivation of Archean strike-slip fault system. Amazon region, Brazil. *J. Geol. Soc. London*, **154**: 99-103.

ASPECTOS PETROGRÁFICOS, ESTRUTURAIS E GEOQUÍMICOS DO PLÚTON SANTA CLARA: UM EXEMPLO DO MAGMATISMO CALYMMIANO NO SW DE MATO GROSSO - CRÁTON AMAZÔNICO.

⁽¹⁾Matos, J. B.; ^(2,5)Ruiz, A. S. ⁽³⁾Godoy, A. M. ⁽¹⁾Souza, M. Z. A. ⁽⁴⁾Calachibete, C., ⁽⁵⁾Ruiz, L. M.B.A. e ⁽³⁾Simões, L. S. A.

¹DRM/ICET/UFMT, ²DGG/ICET/UFMT, ³DPM/IGCE/UNESP, ⁴Pós/UFSCAR, ⁵Pós/UNESP.

RESUMO: O Plúton Santa Clara de idade Calymmiano situa-se no Cráton Amazônico, no domínio da Província San Ignácio- Rondoniana a sudoeste do Estado de Mato Grosso. Apresenta-se orientado segundo o *trend* regional NNW e distinto em duas fácies de monzogranito leucocráticos, inequigranulares a porfirítico, anisotrópicos e sin-tectônico a fase Dn+1. São monzogranitos cálcio-alcalino de alto potássio, peraluminoso e de ambiente intra-placa. Os litotipos apresentam-se empobrecidos em Sr, enriquecidos em Rb, Ba e distribuição de REE fortemente assimétricos, com enriquecimento de Ce-Sm em relação a Gd-Yb e forte anomalia negativas de Eu. Representam litotipos do tipo I, cogenéticos altamente diferenciados, resultante de processo de fracionamento magmático em ambientes mais estáveis do evento colisional no SW do Cráton Amazônico.

O Plúton Santa Clara de idade Calymmiano (1.6 a 1.4 Ga), ocorre a sudoeste do Estado de Mato Grosso, distante 80 km a norte de Pontes e Lacerda. A região enquadra-se no Cráton Amazônico, nos domínios da Província San Ignácio- Rondoniana (Tassinari *et al.* 2000) e apresentando mapeamento em (1:1.000.000) Figueiredo *et al.*, 1974 e Barros *et al.*, 1982 e isoladas contribuições em 1:100.000 de Menezes *et al.*, 1993, Ruiz *et al.*, 2000 e Calachibete *et al.*, 2003).

O embasamento é constituído por biotitas gnaisses migmatíticos que correspondem ao Complexo Metamórfico Alto Guaporé proposto por Menezes *et al.* (1993) e/ou Associação Gnáissico Migmatítica de Ruiz *et al.* (2000). Ocorre ainda uma associação de rochas anfíbolíticas e/ou gnaisses anfíbolíticos e a seqüência supracrustal definida por xistos aluminosos e gnaisses cálcio-silicatados, denominada Complexo Rio Galera que corresponde ao Complexo Vulcano Sedimentar Pontes e Lacerda de Menezes *et al.* (1993) e o contato nordeste, encontra-se recoberto pelo Grupo Parecis de idade Cretácea. Estas unidades exibem paragêneses em fácies anfíbolito médio, com retrogressão a fácies epidoto anfíbolito a xistos verdes (Calachibete, 2003).

O Plúton Santa Clara ocorre como um corpo intrusivo com aproximadamente 20 km², formato ligeiramente elíptico, orientado segundo o *trend* regional NNW e exposto na encosta da Serra dos Parecis. O mapeamento faciológico inicial permitiu a identificação de pelo menos duas fácies petrográficas distintas, fortemente anisotrópicas impondo uma textura protomilonítica e, mais raramente milonítica: uma fácies predominante, mais antiga, composta por biotita monzogranitos e a outra, mais jovem, que manifesta-se sob a forma de diques de composição sienó e monzogranítica mais tardios. A fácies de biotita monzogranito constitui cerca de 90% do corpo e é caracterizada por rochas de coloração cinza esbranquiçadas, holo a leucocráticas, textura grossa a porfirítica e protomilonítica. A fácies mais jovem composta por sienó e monzogranitos apresenta coloração

cinza clara, holo a leucocráticas, inequigranulares, fina a média e invariavelmente apresenta-se sob a forma de diques tabulares, subparalelos a foliação da encaixante, com espessura entre 10cm a 3m.

A análise estrutural da área ressalta nitidamente o caráter poli-deformado, enquanto os litotipos graníticos exibem apenas o registro de uma fase deformacional, as rochas encaixantes apresentam uma geração de estruturas tectônicas precedente. A história deformacional nas encaixantes com duas fases de deformação e metamorfismo associadas (D_n e D_{n+1}), são caracterizadas pelo desenvolvimento de estruturas com ampla distribuição espacial, penetrativas e subparalelas entre si, orientadas preferencialmente segundo a direção $N45-55^\circ W$. A fase D_n é caracterizada pelo arranjo planar de minerais placóides ou de agregados poli- ou mono-minerálicos, definindo forte xistosidade paralela ou subparalela ao bandamento composicional. Apresentam dentro de seus Domínios por dobras intrafoliais do bandamento composicional, simétricas e assimétricas, fechadas a isoclinais, com eixos preferenciais com baixo caimento para NW e planos axiais subverticais ou com forte mergulho para SW. Nestas dobras, a foliação comparece paralela ao plano axial nas zonas de charneira, tendendo ao paralelismo junto aos flancos e flancos estirados.

A fase D_{n+1} é marcada por dobras simétricas e abertas da foliação preexistente, com eixos orientados preferencialmente NW de baixo caimento e com planos axiais subverticais, com vergência para NE. A foliação plano-axial também é penetrativa (S_{n+1}), marcada pela orientação planar dos minerais placóides. Discretas zonas de cisalhamento, com milonitização localizada também são reconhecidas e associadas a esta fase. Nas rochas do granito a foliação é primária e observada na orientação dos porfiroclastos e em micas, impondo-se feições miloníticas.

As lineações minerais possuem atitudes médias de $320/10$ a $328/12$, indicando uma relação de pequena obliquidade com a foliação milonítica principal. As relações estruturais descritas apontam para um regime de deformação transcorrente sinistral.

Portanto a esta fase D_{n+1} associa-se a ascensão magmática do Granito Santa Clara e a atual estruturação do granito posicionado sin-tectonicamente a deformação tardia dúctil a dúctil-rúptil NW-SE, com foliação milonítica vertical intensa associada a zonas de cisalhamento. Lateralmente, as estruturas associadas a esta fase assumem um carácter regional dúctil, marcado pelas zonas de cisalhamento discretas e pelas ondulações suaves a abertas de direção NE-SW.

Quanto aos aspectos litogeoquímicos trata-se de um magmatismo tardi-orogênico, cálcio-alcalino de alto potássio com termos gradando para subalcalino, visto pelas relações elevadas de K e Na, peraluminoso e, gerado em ambiente intra-placa. Este conjunto litológico apresentam padrões geoquímicos compatíveis com modelos de cristalização fracionada e característicos de associações extremamente evoluídas, típicas da série shoshonítica, mas, vista com reservas em função da influência metassomática, com enriquecimento pronunciado em K_2O .

Nos aranhogramas de elementos traços normalizados pela Crosta Superior (Figura 2F) e Crosta (Figura 2G), observa-se um extremo empobrecimento em Sr e valores elevados de Rb, Ba e menores de Ti e Y para todo o conjunto analisado, evidenciam rochas extremamente evoluídas.

O estudo das REE (Figura 2H) indicam padrões de distribuição fortemente assimétricos e similares, mas com valores REE elevados, mas, com valores extremamente elevados do braço Ce-Sm em relação a Gd-Yb que se suaviza e forte anomalia negativas de Eu. Observa-se que as análises representam litotipos cogenéticos diferenciados a partir dos padrões menos diferenciados. O forte enriquecimento simétrico de REE, extremo enriquecimento dos LREE e o enriquecimento de HREE, sugere a intensificação do processo de fracionamento magmático, com a remoção dos plagioclásios e enriquecimento de feldspato potássio, além da participação de minerais acessórios nas fácies mais diferenciadas.

O Granito Santa Clara representam intrusões tardias, sin- tardi- tectônicas do Tipo I, formados por processos de fracionamento magmático de magmas gerados da fusão crosta superior e representam magmatismo em ambientes mais estáveis de consolidação do final do evento colisional no SW do Cráton Amazônico.

Agradecimentos: Os autores agradecem o apoio da FAPEMAT (proc. n^o. 3.2.15.243/05)

Referências.

- Barros, A.M., Silva, R.H. da, Cardoso, O.R.F.A., Freire, F.A., Souza Jr., J.J. da, Rivetti, M., Luz, D.S. da, Palmeira, R.C. e Tassinari, C.C.G. 1982. Folha Cuiabá, Folha SD.21. In: Projeto Radambrasil, Levantamentos de Recursos Naturais, 26. p. 25 -192.
- Calachibete, C. 2003 Trabalho de Conclusão de Curso—Universidade Federal do Mato Grosso, 66p.
- Menezes, R.G. de, Silva, P.C.S., Silva, L.C., Takahashi, A.T., Lopes Jr., I. e Bezerra, J.R.I. 1993. Pontes e Lacerda. Folha SD.21-Y-C-II. In: MME/DNPM, Projeto Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Brasília, 126 p.
- Ruiz, L., M B A; Ruiz, A., A; Souza, M. Z. A; Godoy, A., M. Caracterização Petrográfica do Granito Sararé e de seu Embasamento na Porção SW do Cráton Amazônico- MT. In: Workshop - Geology of the SW Amazonian Cráton, 2001, São Paulo. *Atas...* Geology of the SW Amazonian Cráton: State of the Art. 2001. v. 1.p.159-162.
- Tassinari, C., C., G.; Bettencourt, J., S.; Geraldés, M., C.; Macambira, M., J., B.; Lafon, J., M. 2000. The Amazonian Craton. Tectonic Evolution of South America. Cordani, U., G., Milani, E., J., Thomaz- Filho, A. & Campos, D., A. (eds.). Rio de Janeiro, p. 41 – 95.

SISTEMATIZAÇÃO E ARRANJO CRONO-ESTRATIGRÁFICO DO ARQUEANO / PROTEROZÓICO DO ESTADO DO PARÁ

Carvalho, J. M. A.; Araújo, O. J. B.; Rezende, N. G. A. M.; Ricci, P. S. F. e Viglio, E. P.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Av. Dr Freitas 3645, 66095-110, Belém-Pará

e-mail: geremi@cprm-be.gov.br

RESUMO. O trabalho visa a estabelecer princípios para a elaboração do Mapa Geológico do Estado do Pará em escala de 1:1.000.000, hierarquizando níveis de conhecimento técnico-científico de cada região ou domínio geológico. É utilizada uma classificação empírica, na qual levou-se em consideração: época da coleta de informações, uso ou não de levantamentos aerogeofísicos e dados geocronológicos para identificação e clarificação das unidades geológicas, e a quantidade de trabalhos científicos existentes. Foram assim caracterizadas preliminarmente regiões e cenários geológicos com variados graus de abordagem, o que permite agrupá-los em pelo menos quatro níveis de conhecimento.

HISTÓRICO A sistematização foi iniciada utilizando dados do Programa GIS – Brasil (CPRM, 2002). A grande extensão territorial do Pará oferece um variado grau de condições de infraestrutura logística, além de uma diversificada complexidade geológica, do que decorre um diferenciado nível de conhecimento, dependendo da região considerada (Fig. 1). Neste trabalho é mostrada a sistematização efetuada para o Arqueano e o Proterozóico. Salienta-se a necessidade de realização de perfis estrategicamente posicionados, partindo-se de zonas conhecidas para as desconhecidas, de forma a gerar o maior nível de informação em prazo e custos acessíveis. Da mesma forma, regiões com pouco conhecimento geológico mas recobertas por aerogeofísica nas décadas de 70 e 80 poderão ter estes dados tratados por técnicas mais modernas e serem comparadas à domínios mais conhecidos e limítrofes.

DOMÍNIOS GEOLÓGICOS DO PARÁ. O estado do Pará foi dividido, a priori, em 19 domínios geológicos relativamente homogêneos em matéria de conhecimento, conforme a seguir:

Áreas com conhecimento geológico satisfatório: Bacia do Amazonas (BA), Bacia do Parnaíba (BP), Cinturão Araguaia (CA) Cinturão Itacaiúnas (CI) e Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGG).

Áreas com conhecimento geológico razoável: Bacia do Grajaú (BG), Bacia Bragança-Viseu (BV), Bacia de Marajó (BM), Orógeno Tapajós (OT), Orógeno Carecuru-Paru (OCP), Cinturão Jarí (CJ), Cinturão Gurupi (CG) e Cráton São Luís (CSL).

Áreas com pouco conhecimento geológico: Áreas de vulcano-plutonismo anorogênico com sedimentação associada (VPA) Xingu-Rio Fresco (1), Iriri-Jamanxim (2), Trombetas-Mapuera (3) e Curuá (4).

SISTEMATIZAÇÃO E ARRANJO CRONO-ESTRATIGRÁFICO DO ARQUEANO / PROTEROZÓICO DO ESTADO DO PARÁ

Carvalho, J. M. A.; Araújo, O. J. B.; Rezende, N. G. A. M.; Ricci, P. S. F. e Viglio, E. P.
CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Av. Dr Freitas 3645, 66095-110, Belém-Pará
e-mail: geremi@cprm-be.gov.br

RESUMO. O trabalho visa a estabelecer princípios para a elaboração do Mapa Geológico do Estado do Pará em escala de 1:1.000.000, hierarquizando níveis de conhecimento técnico-científico de cada região ou domínio geológico. É utilizada uma classificação empírica, na qual levou-se em consideração: época da coleta de informações, uso ou não de levantamentos aerogeofísicos e dados geocronológicos para identificação e clarificação das unidades geológicas, e a quantidade de trabalhos científicos existentes. Foram assim caracterizadas preliminarmente regiões e cenários geológicos com variados graus de abordagem, o que permite agrupá-los em pelo menos quatro níveis de conhecimento.

HISTÓRICO A sistematização foi iniciada utilizando dados do Programa GIS – Brasil (CPRM, 2002). A grande extensão territorial do Pará oferece um variado grau de condições de infraestrutura logística, além de uma diversificada complexidade geológica, do que decorre um diferenciado nível de conhecimento, dependendo da região considerada (Fig. 1). Neste trabalho é mostrada a sistematização efetuada para o Arqueano e o Proterozóico. Salienta-se a necessidade de realização de perfis estrategicamente posicionados, partindo-se de zonas conhecidas para as desconhecidas, de forma a gerar o maior nível de informação em prazo e custos acessíveis. Da mesma forma, regiões com pouco conhecimento geológico mas recobertas por aerogeofísica nas décadas de 70 e 80 poderão ter estes dados tratados por técnicas mais modernas e serem comparadas à domínios mais conhecidos e limítrofes.

DOMÍNIOS GEOLÓGICOS DO PARÁ. O estado do Pará foi dividido, a priori, em 19 domínios geológicos relativamente homogêneos em matéria de conhecimento, conforme a seguir:

Áreas com conhecimento geológico satisfatório: Bacia do Amazonas (BA), Bacia do Parnaíba (BP), Cinturão Araguaia (CA) Cinturão Itacaiúnas (CI) e Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGG).

Áreas com conhecimento geológico razoável: Bacia do Grajaú (BG), Bacia Bragança-Viseu (BV), Bacia de Marajó (BM), Orógeno Tapajós (OT), Orógeno Carecuru-Paru (OCP), Cinturão Jarí (CJ), Cinturão Gurupi (CG) e Cráton São Luís (CSL).

Áreas com pouco conhecimento geológico: Áreas de vulcano-plutonismo anorogênico com sedimentação associada (VPA) Xingu-Rio Fresco (1), Iriri-Jamanxim (2), Trombetas-Mapuera (3) e Curuá (4).

Áreas com muito pouco conhecimento geológico: Bacia do Alto Tapajós (BT), Região Xingu-Iriri (RXI), Região NW do Pará (RNW), Região Sul da Província Mineral de Carajás (RSC) e Região Norte da Província Mineral de Carajás (RNC).

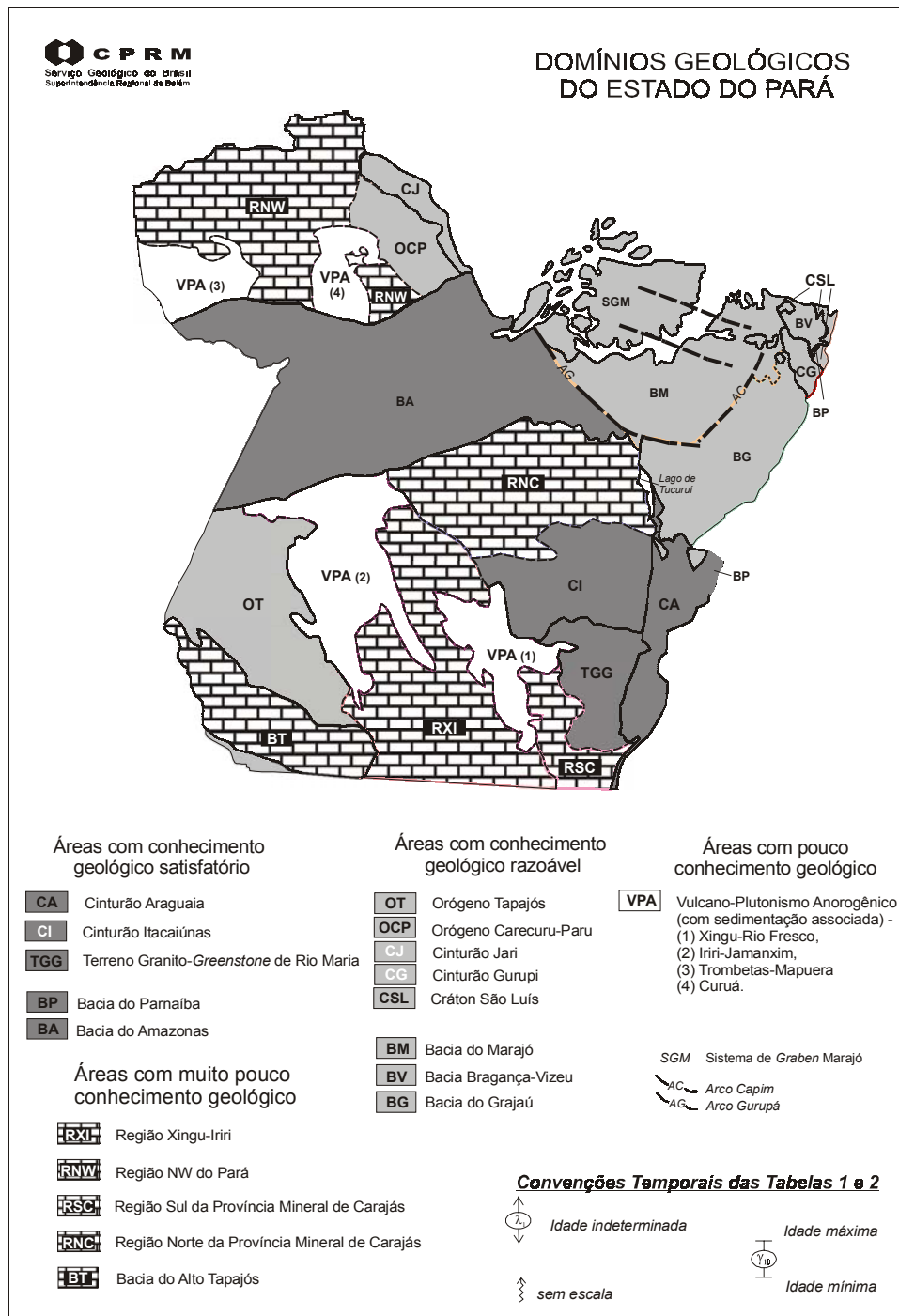


Figura 1

ARRANJO CRONO-ESTRATIGRÁFICO. As unidades geológicas sistematizadas (Tabela 1) estão posicionadas em seus devidos domínios geológicos e geocronológicos, sendo as idades máxima e mínima limitadas por traços retos, havendo setas para as idades indeterminadas.

AGRUPAMENTO DOS PRINCIPAIS CONJUNTOS ROCHOSOS. As principais unidades, formações, grupos, complexos, suítes e corpos geológicos utilizados para o arranjo crono-estratigráfico estão também tabelados e relacionados com a simbologia utilizada, o nome da formação e o domínio geológico onde ela ocorre (Tabela 2).

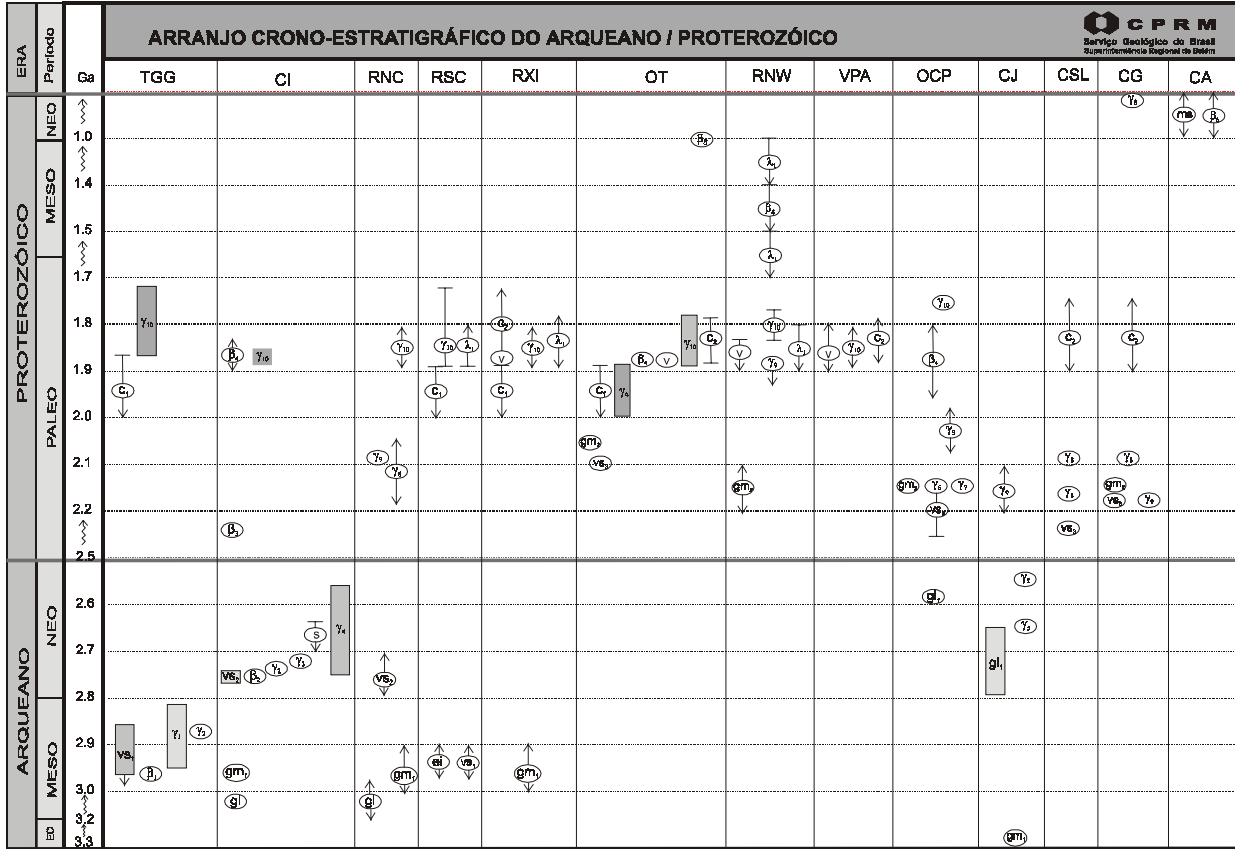


Tabela 1

Obs.: o significado das siglas encontra-se na Tabela 2.

ERA		ARRANJO CRONO-ESTRATIGRÁFICO DO ARQUEANO / PROTEROZOÍCO												CPRM Serviço Geológico do Brasil Superelevação Especial de Brasília		
Período		Ga	TGG	CI	RNC	RSC	RXI	OT	RNW	VPA	OCP	CJ	CSL	CG	CA	
PROTEROZOÍCO	MESOZOICO	1.0														
		1.4														
		1.5														
		1.7														
		1.8														
	PALEOZOICO	1.9														
		2.0														
		2.1														
		2.2														
		2.5														
ARQUEANO	MESOZOICO	2.6														
		2.7														
		2.8														
		2.9														
	NEOZOICO	3.0														
		3.2														
		3.3														

ERA		AGRUPAMENTO DOS PRINCIPAIS CONJUNTOS ROCHOSOS DO ARQUEANO / PROTEROZOÍCO DO ESTADO DO PARÁ												CPRM Serviço Geológico do Brasil Superelevação Especial de Brasília
PROTEROZOÍCO	MESOZOICO	β _s	Corpos Ofiolíticos: Serra do Tapa e Quatipuru (CA).	γ _o	Granitoides Orogênicos: Granito Cantão (CG); Alaskito Urucupatã (CJ); suítes intrusivas Parintins (OCP, CJ); Creporizão e Parauari (OT); Granodiorito Oca (RNC); Indiferenciados (OCP, CJ, RNW), Água Branca (RNW).									
		β _g	Corpo Plutônico Máfico: Cachoeira Seca (OT).	C ₁	Coberturas Sedimentares Plataformais: grupos Rio Fresco (TGG, RSC); Gemaque (TGG); Formação Gorotire (RSC, RXI); Sequência Castelo dos Sonhos (RXI).									
		m ₆	Sequência Metassedimentar: Supergupo Baixo Araguaia (CA).	γ _o	Leucogranitoides: Suite Intrusiva Tracateua (CSL); granitoides Ourém, Jonasa, Japiime e Ney Peixoto (CG); João Jorge (RNC).									
		C ₂	Coberturas Sedimentares Plataformais: formações Buiçu, Beneficente, Prosperança e Novo Progresso (OT, VPA2); Urupi (VPA3); Cubencranquém (VPA1); Vizeu e Igarapé de Areia (CSL); Piriá (CG); Indiferenciadas (RXI).	γ ₁	Charnokitoides Orogênicos: Suite Intrusiva Igarapé Urucu (OCP).									
		Δ ₁	Plutônicas Alcalinas: sienitos Erepecuru, Cachorro, Serra do Acari e Mutum (RNW); Guabiraba (RXI); Rio Cristalino (RSC).	γ ₂	Granitoides Tipo TTG: suítes intrusivas Tromai (CSL); Carecuru (OCP).									
	NEOZOICO	γ ₁₀	Granitos Tipo A: Central, Cigano, Rio Branco, Borrachudo (CI); Velho Guilherme, Seringa, São João, Manda Sala, Gradaús, Bannach, Jamon, Musa, Marajoara e Redenção (TGG); Rio Dourado (RSC); Antônio Vicente, Mocambo, Bom Jardim e São Pedro (VPA1); Pepita, Porquinho, Caroyal, Teles Pires e Paranaíta (OT); Waiápi (OCP) e suítes intrusivas Maloquinha (OT) e Mapuera (RNW, VPA3, VPA4).	vs ₃	Sequências Metavulcano-sedimentares: grupos Ipitinga (OCP); Aurizona (CSL); Gurupi (CG); Jacareacanga (OT); sequências Fazendinha, Treze de Maio, Serra Cuiapocu e Uai-Uai (OCP).									
		β ₄	Corpos Plutônicos Máficos: Ingarana, Jutai, Bom Jardim, Tocantins, Rio Novo, Ig. Jenipapo, Ig. Pinto, Serra Comprida, Seringa, Teodorico e Crepori (OT); Santa Inês (CI); Suretama (RNW); Indiferenciados (OCP).	gm ₂	Complexos Gnáissico-migmatíticos: Paru-Maratiá (OCP); Maracaçumé e Gnaíse Boca Nova (CG); Cuiú-Cuiú (OT); Indiferenciados (RNW).									
		v	Vulcânicas Félsicas a Intermediárias: grupos Iriri (OT, RXI, VPA1, VPA2); Iricoumé (RNW, VPA3, VPA4), Sobrero e Colider (VPA2).	β ₅	Plutônicas Máfico-Ultramáficas Acamadadas: Suite Intrusiva Cateté e Ultramáficas Vermelho (CI).									
				γ ₂	Leucogranitoides: Xinguara, Mata Surrão e Garantã (TGG); Planalto e Plaqué (CI); Suite Intrusiva Ig. Careta (CJ).									
				γ ₁	Granitoides Tipo TTG: Arco Verde, Caracol, Mogno, Rio Maria, Parazônia, Cumaru e Água Fria (TGG); Indiferenciados (RSC).									
ARQUEANO	γ ₅	Charnokitoides Orogênicos: Indiferenciados (CJ).	β ₁	Plutônicas Máfico-Ultramáficas: Complexo Intrusivo Serra Azul e Suite Intrusiva Guaraparã (TGG).										
	s	Sequências Sedimentares: formações Águas Claras e Serra Pelada (CI).	vs ₂	Sequências Tipo Greenstone-belt: grupos Babaçu, Lagoa Seca, Gradaús, Sapucaia, Tucumã e Serra do Inajá (TGG).										
	γ ₄	Granitos Folíados Tipo A: Complexo Granítico Estrela, Granito Old Salobo e Granitóide Itacaianas (CI).	ei	"Embasamento" Indiferenciado (RSC).										
	γ ₃	Plutônicas Intermediárias: Diorito Cristalino (CI).	gl	Suítes e Complexos Metamórficos de Alto Grau: Plum e Bacajal (CI, RNC); Jari-Guaribas e Baixo Mapari (CJ); Ananai (OCP); Indiferenciados (RNC).										
	β ₂	Complexos Máfico-Ultramáficas: Luanga e Lago Grande (CI).	gm ₁	Complexos Gnáissico-migmatíticos: Guianense (CJ); Xingu (CI); Indiferenciados (RXI, RNC).										

Tabela 2

IDADES $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ DO MACIÇO SARARÉ: UM EXEMPLO DE MAGMATISMO TONIANO NO SW DO CRÁTON AMAZÔNICO

⁽¹⁾ Ruiz, L. M. B. A.; ⁽²⁾ Godoy, A. M.; ⁽³⁾ Geraldês, M. C., ⁽⁴⁾ Souza, M. Z. A.; ^(1,5) Ruiz, A. S. e ⁽⁶⁾ Teixeira, W.

⁽¹⁾Pós Graduação em Geologia Regional-IGCE/UNESP; ⁽²⁾DPM-IGCE/UNESP; ⁽³⁾TEKTOS/FG/UERJ, ⁽⁴⁾DRM-ICET/UFMT, ⁽⁵⁾DGG-ICET/UFMT e ⁽⁶⁾ IG- USP.

RESUMO. O Granito Sararé está inserido no Terreno Santa Helena no SW do Cráton Amazônico. Compreende um corpo de 80 km², constituído por três fácies de composição monzogranítica e apresenta-se de forma alongada acompanhando o *trend* da tectônica regional de direção NW-SE. Os resultados de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ apresentam idades platôs obtidas a partir de muscovita são de 906,2 ± 1,2 Ma e 906,1 ± 0,8 Ma e as idades platôs obtidas a partir de biotitas estão bem definidas no intervalo entre 903,8 ± 0,8 Ma e 906,3 ± 8,4 Ma. Estas idades podem ser interpretadas como o período de resfriamento do maciço indicando que este maciço pertence ao magmatismo regional tardi a pós cinemático (900 a 920 Ma), que culminou no processo de cratonização do extremo meridional do Cráton Amazônico.

O Maciço Sararé pertence ao Terreno Santa Helena e compreende um corpo de 80km² situado na porção SW do Cráton Amazônico à cerca de 60km de Pontes e Lacerda-MT. Apresenta contatos intrusivos com as rochas do Complexo Metamórfico Alto Guaporé, do Complexo Vulcano-Sedimentar Pontes e Lacerda e do Maciço Sapé. A norte mantêm contato tectônico com Maciço Anhangüera e mostra-se parcialmente recoberto pelos sedimentos do Grupo Parecis. O *trend* regional tectônico, com direção NW-SE controla e define a forma alongada do corpo que apresenta uma tectônica rúptil, representada por fraturas e falhas de direção NE-SW que definem a geometria final do corpo (Figura 1). O objetivo deste estudo é apresentar as características geológicas e as idades do maciço pelo método isotópico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Foram definidas três fácies de composições mineralógicas semelhantes diferindo pelas porcentagens de microclínio, quartzo, oligoclásio, biotita, apatita, zircão, opacos e por minerais de alteração como muscovita, sericita e clorita. A **Fácies Biotita- Monzogranito** ocorre na porção sul do maciço, representada por rochas de cor vermelha, leucocrática, isotrópica, inequigranular, granulação fina a média (0,4- 3,6 mm) e a presença de 15% de biotita. A segunda, denominada **Fácies Muscovita- Monzogranito**, predomina na porção norte-central do corpo são leucocráticas, isotrópicas, inequigranulares de granulação média a grossa a localmente porfiróide (4.0 mm- 1.3 cm) e presença de dois tipos de muscovitas, associadas aos opacos e biotitas.

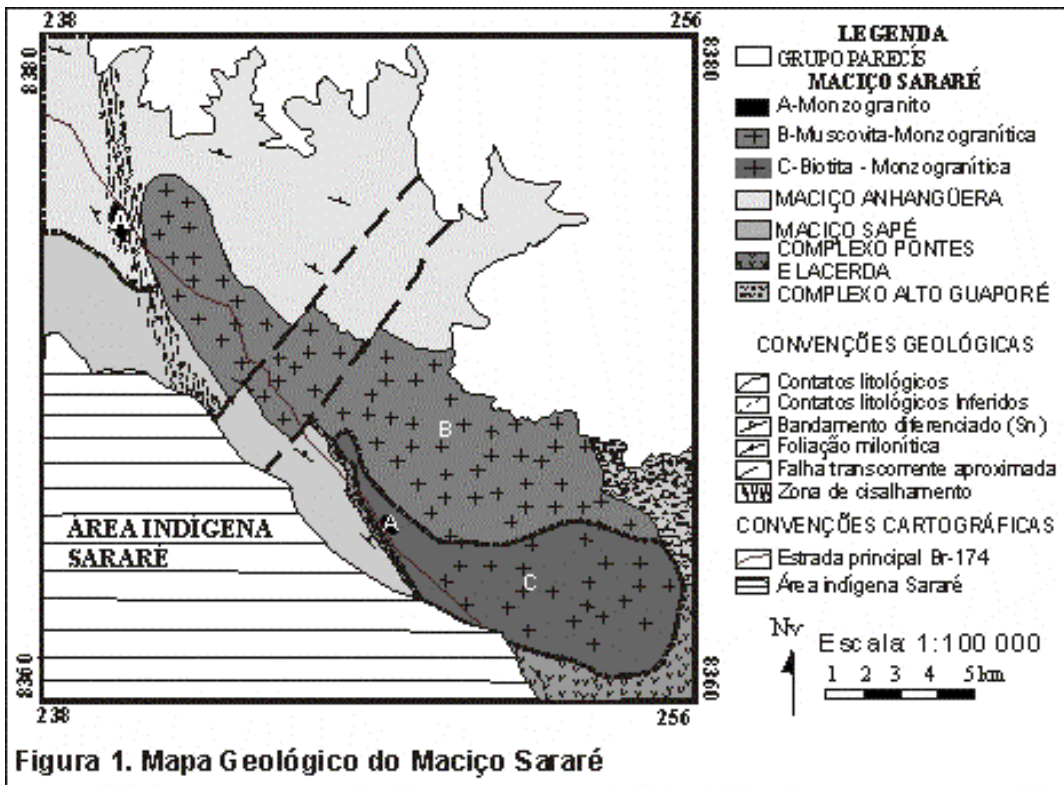


Figura 1. Mapa Geológico do Maciço Sararé

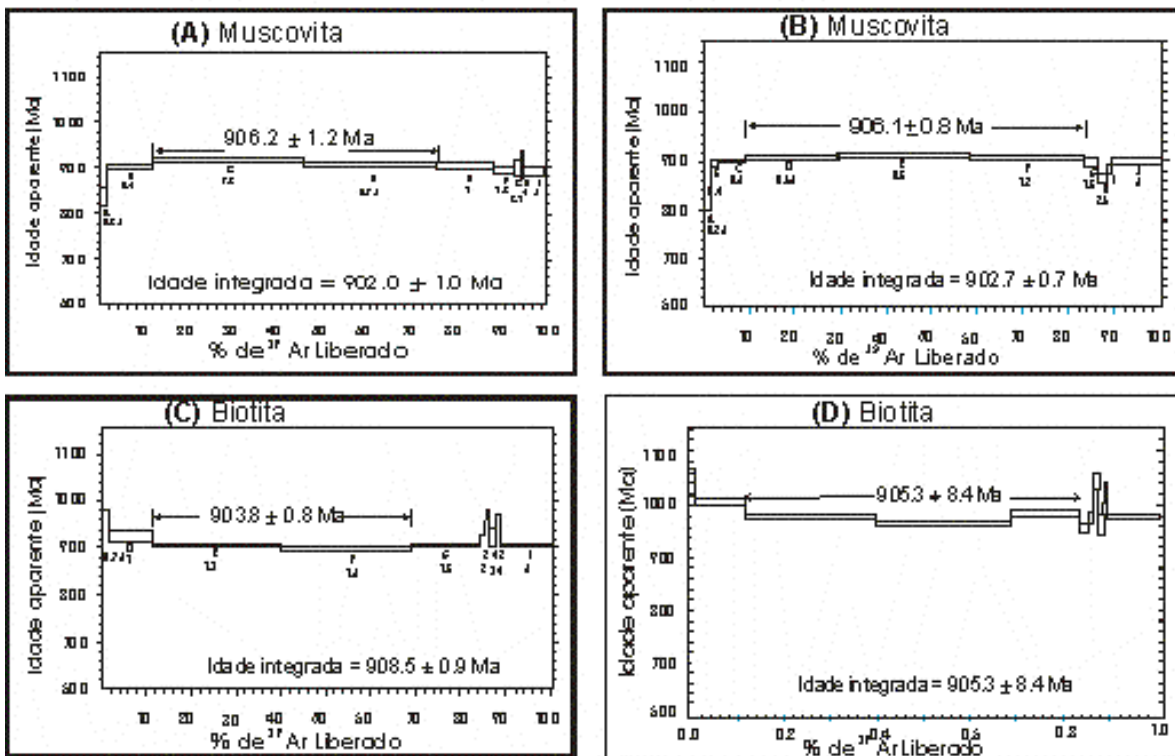


Figura 2. Diagramas de idade platô $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para biotita e muscovita do Maciço Sararé.

A terceira, denominada **Fácies Monzogranito** é constituída por intrusões localizadas e circunscritas e sua principal ocorrência isolada aflora no extremo norte da área. É constituída por rochas róseas, leucocrática, isotrópicas, inequigranular, de granulação fina a média (0.2- 5 mm) a localmente porfírica. (Ruiz *et al.*, 2001 e 2002).

O método termocronológico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ foi

aplicado nas amostras do Granito Sararé. As amostras coletadas foram encaminhadas para o laboratório de preparação de amostra do CPGeo-USP (para concentração de muscovita e biotitas) e os dados analíticos foram obtidos no Laboratório de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ do Centro de Pesquisa Geocronológico da Universidade de São Paulo (Ruiz, 2002).

Os diagramas com as idades platôs obtidos em muscovitas e biotitas do Maciço Sararé estão ilustrados na Figura 1. Os diagrama $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ apresentados na Figura 1 (A) e 1 (B), foram obtidos a partir de dois grãos de muscovita da amostra localizada em afloramento próximo ao rio Sararé e foram produzidos a partir de 11 *stop-heating*. As idades platôs obtidas são de $906,2 \pm 1,2$ Ma e $906,1 \pm 0,8$ Ma. Os diagramas da Figuras 1 (C) e 1(D) resultaram da análise realizada em cristais de biotita do Maciço Sararé produzida a partir de 11 *stop-heating*. Para estes diagramas, as idades platô e integrada obtidas estão bem definidas no intervalo entre $903,8 \pm 0,8$ Ma ilustrado no diagrama 1 (C) e $906,3 \pm 8,4$ Ma representada no diagrama 1(D).

Estes valores quando comparados aos os resultados U-Pb obtidos em zircão apresentados por Geraldès (2000) para o Granito São Domingos (930 ± 17 Ma e 917 ± 17 Ma) e também pelas idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtidas por Fernandes *et al.* (2003) a partir das sericitas dos depósitos auríferos localizados ao longo da Faixa Móvel Aguapeí ($908,1 \pm 0,9$ Ma e $946,1 \pm 0,8$ Ma), sugerem a correlação temporal entre a origem dos granitos Tonianos (Maciço Sararé e Granito São Domingos) com a deformação rúptil-dúctil imposta pelo cisalhamento regional representada pelo cavalgamento Aguapeí.

As idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ podem ser interpretadas como o período de resfriamento do maciço granítico indicando um período de magmatismo regional tardi a pós cinemático (900 a 920 Ma) que culminou no processo de cratonização do extremo meridional do Cráton Amazônico.

Agradecimentos- Este trabalho teve o apoio financeiro da FAPESP (processo 2000/12601-9 coordenado por Colombo C. G. Tassinari). Os autores agradecem a Artur Onoe (CPGEO-USP) pelas correções dos dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e ao Instituto de Ciências Exatas e da Terra, UFMT, pelo apoio logístico aos trabalhos de campo.

Referência Bibliográficas

Fernandes, C.J; Geraldès M.C; Tassinari, C.C.G; Kuyumjian R.M. Idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para os Depósitos Auríferos da Faixa Móvel Aguapeí, Porção Sudoeste do Cráton Amazônico, Estado de Mato Grosso. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, 7,

- 2003, Mato Grosso. *Anais...*Mato Grosso: SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA, 2003, v.1, p. 93 á 96.
- Geraldes, M.C. Geoquímica e Geocronologia do Plutonismo Granítico Mesoproterozóico do SW do Estado de Mato Grosso (SW do Cráton Amazônico). Inst.de Geociências. Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 2000,193 pg..
- Ruiz, L.M.B.A. Caracterização petrológica, geoquímica e geocronológica (U-Pb e Ar-Ar) do Maciço Sararé- Nova Lacerda-MT. Exame de Qualificação. IGCE-UNESP, 2002
- Ruiz, L.M.B.A., Godoy, A.M., Souza, M.Z.A., Ruiz, A.S. Pluton Sararé: Uma Análise Preliminar das Fácies Petrográficas–SW do Cráton Amazônico- MT. In: Congr. Brasil. de Geol., 41º, 2002, João Pessoa. *Anais...*João Pessoa: SBG, v. 1, p.470.
- Ruiz, L.M.B.A.; Ruiz, A.A; Souza, M.Z.A; Godoy, A.M. Caracterização Petrográfica do Granito Sararé e de seu Embasamento na Porção SW do Cráton Amazônico- MT. In: Workshop-Geology of the SW Amazonian Craton, 2001, São Paulo. *Atas...*Geology of the SW Amazonian Cráton: State of the Art.. v. 1.p.159-162.

GEOLOGIA DA FOLHA SA.22-BELÉM

Lima M.I.C. (mariovan@ibge.gov.br), Coelho F.A. de J.F., Penalber L.O.G., Bezerra P.E.L.
IBGE - Unidade Estadual do Pará - Av. Serzedelo Correa, 335/3º andar- Belém,Pará. CEP: 66.000-000

RESUMO A Folha SA.22-Belém compreende as seguintes unidades geotectônicas: Cráton Amazônico, Cinturão Móvel Araguaia-Tocantins, Bacia do Amazonas e Bacia do Grajaú. O Cráton Amazônico constitui um domínio tectono-estrutural bem definido, sendo representado por um Cinturão Móvel do Paleoproterozóico, com orientação NO-SE a ONO-ESE e vergência para NE. Seu embasamento é composto por gnaisses de médio a alto grau metamórfico e coberturas metavulcanossedimentares de grau baixo a médio. Ocorrem também vulcânicas básicas e sedimentos do Neoproterozóico. O Cinturão Móvel Araguaia-Tocantins, do Neoproterozóico, tem orientação meridiana e vergência para o Cráton Amazônico, compondo metassedimentos de baixo grau e metamáficas. A Bacia do Amazonas retrata-se por sedimentos paleozóicos e coberturas meso-cenozóicas, as passo que a Bacia do Grajaú é tipificada por sedimentos cretáceos e coberturas terció-quaternárias.

INTRODUÇÃO A Diretoria de Geociências do IBGE , 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 temáticas, escala 1:250.000, do acervo do Projeto RADAM (RADAMBRASIL) objetiva a conversão para o meio digital das informações sobre os recursos naturais da Amazônia. Legal Brasileira, atualizadas e estruturadas em um Sistema de Informações Geográficas (SIG). Para a execução dos trabalhos a região em lide foi dividida em seis blocos de cartas na escala 1:250.000, dos quais o Bloco VI, recentemente concluído, corresponde pelo Corte Internacional ao Milionésimo (CIM), às folhas NA.22 (Macapá), SA.22 (Belém), SA.23 (São Luís) e SB.23 (Teresina), as duas últimas parciais. Este trabalho sumariza os resultados obtidos sobre a Geologia da Folha SA.22 – Belém, a qual ocupa uma área de cerca 280.000 km², na região amazônica, envolvendo, essencialmente, tratos paraenses e parcela do Estado do Amapá.

MATERIAIS E MÉTODOS Na consecução do presente trabalho utilizaram-se imagens do Landsat-TM-7 e imagens de Radar de Visada Lateral da GEMS, banda X, em papel e meio digital. Como complemento foram usados mapas geofísicos (magnetometria e radiometria), mapas de amostragens e trabalhos de campo expedito nas principais rodovias da área em estudo. Como ponto de partida foram utilizados os mapas de serviço do Projeto RADAM (RADAMBRASIL) na escala 1:250.000, elaborados no início da década de 70 (Issler *et al.* 1974) e complementado por trabalhos posteriores, conforme a literatura geológica da região.

GEOLOGIA A Folha SA.22-Belém envolve quatro importantes unidades geotectônicas : Cráton Amazônico, Cinturão Móvel Araguaia-Tocantins, Bacia do Amazonas e Bacia do Grajaú. O Cráton Amazônico assoma tanto ao norte (Escudo das Guianas) como ao sul do rio Amazonas (Escudo Central Brasileiro), compondo um cinturão móvel paleoproterozóico, com

núcleos arqueanos preservados. Ao norte mostra orientação NO-SE (Cinturão Móvel Tumucumaque) e a sul segundo ONO-ESE a NO-SE (Cinturão Móvel Bacajá), com vergência para NE. Esses cinturões são interligados, no entanto são encobertos pelos sedimentos fanerozóicos da Bacia do Amazonas.

Ao norte o embasamento é tipificado por complexos arqueanos de alto grau (complexos Ananaí e Jari-Guaribas), como núcleos preservados, e gnaisses de médio grau (complexos Tumucumaque e Paru-Maratiá). A esses associam-se seqüências metavulcanossedimentares de baixo a médio grau metamórfico (grupos Ipitinga e Vila Nova) e intensa granitogênese de caráter sin a tardi-tectônica (Carecuru e Igarapé Urucu) e pós-tectônica (Igarapé Castanhal e Igarapé Careta), em relação ao paleoproterozóico. Corpos máfico-ultramáficos do paleoproterozóico (Bacuri) e alcalinas do neoproterozóico (Alcalinas Maraconaí), de caráter anorogênico, completam o quadro magmatectônico dessa porção do cráton (Carvalho et al., 2001).

A sul o embasamento deste cinturão tipifica-se pelos complexos Bacajá e Bacajaí. O primeiro em fácies anfíbolito a xisto-verde alto e o segundo em fácies granulito. O Complexo Bacajá caracteriza-se por gnaisses bandados e milonitizados de composição granodiorítica a tonalítica, com orientação cerca de E-O a ONO-ESE, e vergência para N. O Complexo Bacajaí é formado por rochas da fácies granulito de composição enderbítica a charnockítica e granoblastitos. Granitóides sin a tardi-tectônicos são tipificados pelo Granodiorito Anapu e Granito São Jorge, respectivamente. Por sua vez, as seqüências metavulcanossedimentares são compostas pelo Grupo Três Palmeiras, em fácies xisto-verde a anfíbolito baixo. Por sua vez, vulcânicas máficas (Formação Caraipé) e grauvacas (Formação Morrote) do Grupo Tucuruí retratam coberturas de plataforma do neoproterozóico.

A leste do cráton ocorre o Cinturão Móvel Araguaia-Tocantins, do neoproterozóico, tipificado pela Formação Couto de Magalhães, com a presença de rochas psamopelíticas de baixo grau metamórfico e metaultramáficas.

A Bacia do Amazonas está representada em seus flancos por rochas paleozóicas e por intrusões máficas de idade juro-triássica, os quais estão encobertos por sedimentos cretáceos da Formação Alter do Chão.

A Bacia do Grajaú está representada pelos sedimentos cretáceos das formações Codó, Ipixuna e Itapecuru de significado econômico em razão dos depósitos de calcário, caulim e bauxita, respectivamente, que abrigam e pelo Grupo Barreiras, de idade terciária.

Evidências marcantes de movimentos neotectônicos foram assinalados nas regiões de Chaves e lago Arari, na ilha de Marajó (PA), em razão da presença de, pelo menos, duas

gerações de paleovales associados a bacias do tipo *pull-apart*. De igual modo, na região da hidrelétrica de Tucuruí existem movimentações nos lateritos paleogênicos da região.

DISCUSSÕES Os resultados obtidos no presente estudo revelam que ainda existem muitos vazios geológicos e que trabalhos adicionais precisam ser realizados, em especial, no que tange ao Cráton Amazônico. Ao norte, por ser uma região ínvia e inóspita os resultados obtidos pela CPRM e divulgados por Carvalho et al. (1971) denotam a necessidade de trabalhos adicionais, principalmente, no que concerne a distribuição espacial e definição das idades dos protólitos de embasamento e de suas coberturas. Por outro lado, na porção sul do Cráton Amazônico, região de Altamira – Pacajá os recentes trabalhos desenvolvidos pela UFPA (Macambira et al. 2001), IBGE e CPRM evidenciam as primeiras tentativas de definição de seu contexto geológico, mas muitos trabalhos precisam ser realizados em especial no que tange a petrologia, geocronologia e metalogenia.

Os trabalhos do programa de sistematização executado pelo IBGE no âmbito da ilha de Marajó trouxeram a tona evidências significativas da presença de efeitos de neotectônica, mesmo se considerando que a região de Chaves (PA) já é caracterizada como sismogênica. Fato idêntico ocorre na região de Tucuruí.

Uma outra questão a ser levantada é com respeito a distribuição espacial do Grupo Barreiras e quais os limites entre as formações Ipixuna (caulim) e Itapecuru (bauxita), principalmente pelo significado econômico que envolve as mesmas. Finalmente, foi possível delinear uma unidade de grande expressão espacial referida como depósitos quaternários pleistocênicos detrítico-lateríticos, como também àqueles de idade neogênica e paleogênica do terciário.

CONCLUSÕES As principais conclusões advindas do presente trabalho são: a perfeita correlação existente entre as unidades litoestratigráficas definidas no Cráton Amazônico, em termos de Escudo das Guianas e Escudo Central Brasileiro, em especial às unidades de embasamento (médio e alto grau), assim como as seqüências metavulcanossedimentares retratadas pelos grupos Três Palmeiras, Vila Nova e Ipitinga e granitogênese associada. A continuidade estrutural é também evidente, porém com uma movimentação destrófica do Escudo Central Brasileiro em relação ao Escudo das Guianas. Esta continuidade tem implicações metalogenéticas importantíssimas, haja vista os depósitos de ouro e sulfetos ligados às seqüências metavulcanossedimentares e seu embasamento; foram identificadas ocorrências do Grupo Barreiras nas falésias da ilha de Marajó, e foram determinadas seu possível limite com a Formação Alter do Chão e verificado seu caráter discordante com respeito à Formação Ipixuna; constataram-se evidências de movimentos neotectônicos nas regiões da ilha de Marajó e

Tucuruí; delimitação do Arco do rio Capim , ratificado pelas metamáficas relativas ao Cinturão Móvel Araguaia- Tocantins, com orientação cerca de E-O.

Referências bibliográficas

- Carvalho J. M.A., Rosa Costa L. T., Vasquez M. L., Klein E. L., Macambira E. D., Vale A. G., Ricci P. S. F. 2001. Projeto Província Mineral da RENCA e Distrito Mineral do Ipitinga. Belém, CPRM, carta geológica (Programa de Levantamentos Básicos).
- Issler R. S., Andrade A. F., Montalvão R. M. G., Guimarães G., Silva G. G., Lima M. I. C. 1974. Geologia. In: PROJETO RADAM. Folha SA.22 - Belém. Rio de Janeiro, 1974. (Levantamento de Recursos Naturais, 5)
- Macambira J. B., Barros C. E., Silva D. C. C., Santos M. C. 2001. 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. In: SBG, Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 7, Belém, Pará. *Anais*:

ATUALIZAÇÃO DO MAPA GEOLÓGICO DO ESTADO DO PARÁ, NA ESCALA 1:2.000.000

Lima M. I. C.

IBGE/ Unidade Estadual do Pará - Av. Serzedelo Correa, 335 - Belém – Pará – 66.000-000;
(mariovan@ibge.gov.br)

RESUMO Apresenta-se o mapa geológico do Estado do Pará e de ocorrências minerais, na escala 1: 2.000.000, com vistas a servir de base para planejamento e seleção de áreas favoráveis à prospecção mineral. O Estado do Pará apresenta uma diversidade muito grande de ambientes geológicos e pode ser dividido em 4 unidades geotectônicas: Cráton Amazônico, Cráton São Luís, Cinturões Móveis do Neoproterozóico e Coberturas do Fanerozóico. As regiões das serras dos Carajás, Médio Tapajós, Médio e Alto Paru-Jari, baixo rio Capim, Baixo rio Trombetas, Paragominas e Gurupi constituem-se as mais promissoras em termos de bens minerais. Por sua vez, o Norte do Estado e interflúvio Xingu-Tapajós, ainda carecem de melhores estudos. Palavras-Chaves: Estado do Pará, metalogenético provisional, serras dos Carajás, Médio Tapajós, Médio e Alto Paru-Jari, Baixo rio Capim, Baixo rio Trombetas, Paragominas e Gurupi

INTRODUÇÃO O Estado do Pará situa-se no coração amazônico, região Norte do Brasil, e possui uma área de cerca 1 248 000 km². Tem-se notabilizado por abrigar importantes províncias minerais, dentre as quais a da serra dos Carajás, que ocupa praticamente toda a fração meridional do estado, constituindo-se a mais importante em termos nacionais. Outros tratos despontam como províncias promissoras como as regiões do Médio Tapajós, Médio e Alto Paru-Jari, Baixo rio Capim, Baixo rio Trombetas, Paragominas e Gurupi, não só por representarem zonas de exploração, como também por serem alvos de atividade garimpeira. Ao Norte do rio Amazonas, em razão da distância dos grandes centros e carência de acesso, as informações são mais restritas.

Em 1994, elaborou-se um Mapa Geológico do Estado do Pará dentro do Programa de Sistematização do IBGE, o qual serviu de base para o Mapa Geológico do Estado do Pará (Coolyer et al., 1994), constituindo-se oficialmente a principal base geológica deste estado, no qual foi possível visualizar ambientes geológicos correlacionáveis aos existentes no Canadá, Austrália e África do Sul. Os estados de Minas Gerais e Bahia, também detentores de riquíssimo subsolo, elaboraram inicialmente mapas geológicos integrados, ao milionésimo, objetivando estabelecer um planejamento e metas para o desenvolvimento mineral, com resultados plenamente satisfatórios.

Significativos mapeamentos foram realizados pela CPRM, recentemente, nas regiões do Tapajós (PA) (Promin Tapajós), Alta Floresta (MT) (Promin Alta Floresta) e Paru-Jari (PA/AP) (RENCA), como também foram incrementados trabalhos de mestrado e teses, principalmente, pela UFPA; e foram concluídos os estudos de sistematização e atualização

realizado pelo IBGE para o Projeto SIVAM e Mapa Geológico do Brasil pela CPRM, na escala 1: 2 500 000.

Dentro do acima exposto, propõe-se apresentar, na ótica do autor, um mapa geológico do Estado do Pará e de ocorrências minerais, na escala 1: 2.000.000, com vistas a uma melhor interação e integração de dados geológicos, esperando constituir a “pedra angular”, por parte de companhias privadas, nacionais e estrangeiras, e de órgãos governamentais no melhor direcionamento na seleção de áreas promissoras, pesquisa e rastreamento de metalóctetos que possam indicar alvos mais interessantes sob o ponto de vista econômico.

MATERIAIS E MÉTODOS Considerou-se como ponto de partida o mapa elaborado pelo IBGE e aos mesmos foram acrescidos as ocorrências minerais apresentadas por Faraco *et al.* (2000) e Coolyer *et al.* (op. cit.). Contribuições significativas advêm dos mapeamentos desenvolvidos pela CPRM acima citados, e pela integração de dados realizada pelo IBGE para o Projeto SIVAM. Imagens de Radar (GEMS, banda X) e LANDSAT-TM-7, e mapas aeromagnéticos (radiometria e magnetometria) constituíram em importantes ferramentas na interpretação de regiões com carência de informações do terreno.

GEOLOGIA O Estado do Pará abarca as seguintes unidades geotectônicas: Cráton Amazônico, Cráton São Luís, Cinturões Móveis do Neoproterozóico e Coberturas do Fanerozóico.

O Cráton Amazônico, em relação ao Ciclo Brasileiro (Neoproterozóico), apresenta em seu interior as seguintes sub-unidades: Núcleo Mesoarqueano preservado, Cinturão Móvel do Neoarqueano, Cinturão Móvel do Paleoproterozóico, Coberturas do Paleoproterozóico e Coberturas do Neoproterozóico.

O Núcleo Mesoarqueano (2,8 –2,9 Ga) dispõe-se na porção sul-sudeste e constitui uma região típica de terrenos *granite-greenstone*, com seqüências do tipo *greenstone belt* e granitóides TTG. Constitui uma região riquíssima em depósitos auríferos. Perlongando este núcleo, desenvolveu-se ao norte e a sul, um Cinturão Móvel no Neoarqueano (2,5 a 2,7 Ga) com orientação E-O a ONO-ESSE, com vergência para N, retrabalhando terrenos do mesoarqueano e deformando seqüências vulcanossedimentares neoarqueanas e granitogênese associada, tendo como porção central a serra dos Carajás. Este domínio é também muito pródigo em depósitos minerais destacando-se: ouro, ferro, manganês, platina, cobre e níquel, dentre outros. Por sua vez, caracterizando um processo de colagem tectônica ocorreu o desenvolvimento de um evento geodinâmico do paleoproterozóico (2,1 a 2,5 Ga), tanto a oeste, na região do rio Tapajós, ao norte da serra dos Carajás e na mesopotâmia Paru-Jari, com datações em torno de 2, 25 Ga. O embasamento foi formado às expensas de rochas arqueanas, mas assomam seqüências

metavulcanossedimentares e intensa granitogênese associada, relativa ao paleoproterozóico. Coberturas de Plataforma do Paleoproterozóico dispõem-se na fração centro-ocidental do estado, tanto ao norte como ao sul do rio Amazonas, sob a forma de extenso plutonovulcanismo de caráter félsico-intermediário-máfico, eventualmente ultramáfico, compondo granitóides intrusivos de dimensões , amiúde batolíticas, e de derrames de rochas vulcânicas, resultado de recorrência no período de 2 000 a 1700 Ma, representando , em verdade , um Arco Magmático de grandes proporções. Sedimentos exibindo deformação rúptil e rúptil-dúctil , sob a forma de amplos dobramentos, comumente recobrem o vulcano-plutonismo. Importantes depósitos auríferos associam-se aos mesmos , além de cassiterita, columbita-tantalita, diamante, pedras coradas, dentre outros. Como restos de coberturas do Neoproterozóico tem-se o magmatismo básico nas regiões de Tapajós e Tucuruí, neste último com sedimentos associados.

O Cráton São Luís, em relação ao Ciclo Brasileiro (Neoproterozóico), dispõe-se no nordeste do estado ocupando uma área restrita. O embasamento é retratado por metamorfitos do Arqueano-Paleoproterozóico, seqüências metassedimentares e intrusivas do Paleoproterozóico. Depósitos auríferos estão ligados a estes tipos de terreno.

Cinturões Móveis do Neoproterozóico (570 a 1 000 Ma), ocorrem na porção oriental do estado , compondo dois importantes cinturões de orientação aproximadamente meridiana. Um disposto na região do rio Gurupi e o outro na mesopotâmia Araguaia-Tocantins. Representam metassedimentos e intrusivas associadas do Neoproterozóico, inclusive com a presença de prováveis rochas ofiolíticas. Diamantes e pedras coradas são freqüentes na região Araguaia-Tocantins , ao passo que no Gurupi os depósitos auríferos são mais comuns.

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, 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 ocorrência de um evento distensivo retratado no Juro-Triássico por intrusivas máficas 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 destrais NE-SO a ENE-OSO, e falhamentos normais N-S, em especial ao longo dos arcos de Gurupá, Monte Alegre, Tocantins, Capim e Xambioá, resultando em uma série de morfoestruturas transtensivas. Os principais bens minerais relativos a esta unidade são retratados por bauxita, caulim e hidrocarbonetos e materiais para

construção com respeito ao Meso-Cenozóico. No que tange ao Paleozóico existem possibilidades para depósitos de evaporitos e hidrocarbonetos.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES A Província Mineral dos Carajás é ainda muito mal conhecida geologicamente, como também são desconhecidos os seus próprios limites, como seja a dos terrenos arqueanos em relação aos do paleoproterozóico. Por sua vez, a região do Médio e Alto Paru-Jari, ainda é carente de informações em razão de seu posicionamento geográfico, no entanto pelo pouco que se conhece deve merecer uma atenção especial.

Algumas questões: sendo a região do Trombetas–Nhamundá uma continuação para norte da geologia do Médio Tapajós o porquê da escassa existência de mineralizações auríferas na primeira? Seria a Chapada do Cachimbo promissora em termos de ocorrências de calcário e outros bens minerais, como diamante, ouro, cobre e fosfatos?

Algumas afirmações: a geologia da região do Médio rio Xingu correlaciona-se com a da região do Médio Paru-Jari; a geologia da região do Médio Tapajós correlaciona-se com àquela da região de Alta Floresta (MT).

Referências Bibliográficas

- Coolyer, T. A. ; Rodrigues, E. G. ; Lima, M. I. C. ; Machado, J. I. L.; Stilianid Filho, B. ; Azevedo, L. O. R. ; Granjeiro., I. S – 1994 - Mapa Gemológico do Estado do Pará. SEICOM/PA; DNPM; IBGE; SUDAM. Belém.
- Faraco., M. T. L. ; Marinho, P. A. C. ; Vale, A. G. – 2000 - The metallogenic map of the Pará State, Brazilian Amazon, integrated to Radar image and airborne geophysical survey. 31st International Geological Congress. Abstract. Rio de Janeiro – Brazil.

GEOCRONOLOGIA DE EVENTOS MAGMÁTICOS PLUTÔNICOS PALEOPROTEROZOÍCOS NO NW DO PARÁ, SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS

¹Rosa-Costa, L. T., ²Lafon, J. M., ²Galarza, M. A.

(1) CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Av. Dr. Freitas 3645, Belém – Pará, e-mail: ltravassos@amazon.com.br e (2) Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) da Universidade Federal do Pará, Belém-Pará.

RESUMO Análises geocronológicas pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão realizadas em gnaisses e granitóides da região noroeste do Pará, no âmbito do Domínio Carecuru, definem um padrão de idades paleoproterozóicas para este domínio tectônico. Gnaisses TTG forneceram idades de 2911 ± 2 Ma e 2150 ± 2 Ma, enquanto os granitóides, representados por um diorito, um granito e um charnoquito, apresentaram idades de 2140 ± 3 Ma, 2098 ± 2 Ma e 2073 ± 5 Ma, respectivamente. Estes resultados revelam a importância da Orogênese Transamazônica na consolidação deste segmento crustal do sudeste do Escudo das Guianas.

INTRODUÇÃO No noroeste do Pará, aproximadamente na região entre os rios Jari e Paru, a existência de eventos magmáticos paleoproterozóicos já foi identificada, com intervalo de idades entre 2,14 e 2,15 Ga (Rosa-Costa *et al.* 2003). Neste trabalho serão apresentados novos dados geocronológicos obtidos em gnaisses e granitóides pertencentes à unidades estratigráficas expressivas daquela região, os quais permitem estabelecer em maior detalhe a cronologia dos eventos magmáticos plutônicos existentes.

GEOLOGIA REGIONAL Mapeamento geológico em escala regional, desenvolvido pela CPRM na região NW do Pará / SW do Amapá, permitiu a caracterização de diferentes domínios tectônicos, contrastantes em suas características litológicas, grau metamórfico, padrões geofísico-estruturais e geocronológicos (Ricci *et al.* 2001). Estes domínios apresentam uma estruturação dúctil regional NW/SE, são denominados de NE para SW de Domínio Cupixi (DC), Cinturão Jari (CJ) e Domínio Carecuru (DCR), sendo justapostos através de grandes zonas de cisalhamento transcorrentes, denominadas de Lineamento Cupixi (limite DC/CJ) e Lineamento Ipitinga (limite CJ/DCR).

Dados geocronológicos disponíveis na literatura indicam padrões de idades arqueanas para as rochas de embasamento do DC e CJ, e paleoproterozóicas para conjuntos rochosos similares do DCR (Avelar 2002, Ricci *et al.* 2002, Rosa-Costa *et al.* 2003). O DC é definido essencialmente por gnaisses TTG mesoarqueanos (2,85 Ga), enquanto o CJ é composto por complexos gnáissico-granulíticos e plútons charnoquíticos de idades meso e neoarqueanas (>2,8 a 2,60 Ga). Nestes domínios, as unidades paleoproterozóicas estão restritas à seqüências metavulcanossedimentares e plútons granitóides, mais abundantes no CJ.

Na porção sudoeste da área, destaca-se o DCR, o qual será abordado neste trabalho, que tem seu embasamento regional representado por gnaisses TTG paleoproterozóicos (2,15 Ga), inseridos no Complexo Paru-Maratiá, e apresenta ainda uma série de plútons de composição diorítica/tonalítica da Suíte Intrusiva Carecuru (2,14 Ga) ou granítica/granodiorítica, inseridos na unidade estratigráfica informal Granitóides Indiferenciados, para a qual ainda não existem dados geocronológicos disponíveis. Seqüências metavulcanossedimentares também estão bem

representadas neste domínio. No interior do DCR individualiza-se ainda o Núcleo Granulítico Paru (NGP), composto por gnaisses granulíticos neoarqueanos (2,60 Ga) do Complexo Ananaí, hospedeiros de plútons charnoquíticos paleoproterozóicos (2,06 – 2,16 Ga) da Suíte Intrusiva Igarapé Urucu. Este núcleo é considerado como um *inlier* arqueano em domínio paleoproterozóico.

Baseando-se em dados geocronológicos adquiridos e naqueles disponíveis na literatura (Sato & Tassinari 1997, Lafon *et al.* 1998, Avelar 2002, Pimentel *et al.* 2002, Ricci *et al.* 2002), Rosa-Costa *et al.* (2003) sugerem a existência de um expressivo segmento crustal arqueano, retrabalhado na Orogenia Transamazônica (2,2 – 1,95 Ga), que se estende desde o Lineamento Ipitanga, englobando o CJ e o DC, até a região de Tartarugal Grande, porção central do Amapá. Este segmento resultaria de episódios de acreção crustal na transição Paleo-Mesoarqueano e eventos magmáticos durante o Meso e Neoarqueano, contrastando com o DCR, adjacente a SW, onde os dados geocronológicos apontam para uma evolução paleoproterozóica para suas rochas.

ESTUDO GEOCRONOLÓGICO Amostragem e procedimentos analíticos No DCR foram datados um gnaisse tonalítico do Complexo Paru-Maratiá (amostra MV-65A), um diorito da Suíte Intrusiva Carecuru (amostra LT-193) e um granito da unidade informal Granitóides Indiferenciados (amostra LT-207B). No NGP foram analisados um gnaisse trondhjemítico associado aos gnaisses granulíticos do Complexo Ananaí (amostra LT-191) e um charnoquito da Suíte Intrusiva Urucu (amostra LT-185A), intrusivo naqueles gnaisses.

O método de datação utilizado foi o de evaporação de Pb em monocristais de zircão, desenvolvido por Kober (1986, 1987). As análises isotópicas foram realizadas em um espectrômetro de massa modelo Finnigan MAT 262, do Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso), da Universidade Federal do Pará. O procedimento utilizado para o tratamento estatístico dos dados isotópicos e cálculos de idades e erros correspondentes, estão descritos em Gaudette *et al.* (1998), e foram realizados através do programa Zirc 98.exe, desenvolvido no referido laboratório. Os resultados são apresentados com 2σ de desvio padrão.

As amostras analisadas foram processadas segundo os métodos convencionais de separação de minerais pesados, sendo os zircões extraídos da fração granulométrica 80 - 150 mesh, selecionando-se, sempre que possível, zircões límpidos, pouco fraturados e livres de inclusões.

RESULTADOS e DISCUSSÃO As idades obtidas neste estudo são interpretadas como idades de cristalização das rochas ígneas ou dos protólitos das rochas metamórficas (Figura 1).

O gnaisse tonalítico MV-65A do Complexo Paru-Maratiá forneceu uma idade média de 2191 ± 2 Ma, calculada a partir de 3 cristais de zircão, que data o evento magmático paleoproterozóico mais antigo até agora registrado no DCR, e pode representar uma manifestação precoce do magmatismo TTG relacionado ao estágio de acreção crustal em contexto de subdução, evidenciado em outros setores da porção oriental do escudo das Guianas (Vanderhaeghe *et al.* 1998,

Delor *et al.* 2001a). Nesta amostra foi analisado um zircão herdado, que apresentou a idade de 2,78 Ga, sugerindo a participação de crosta arqueana na formação desta rocha.

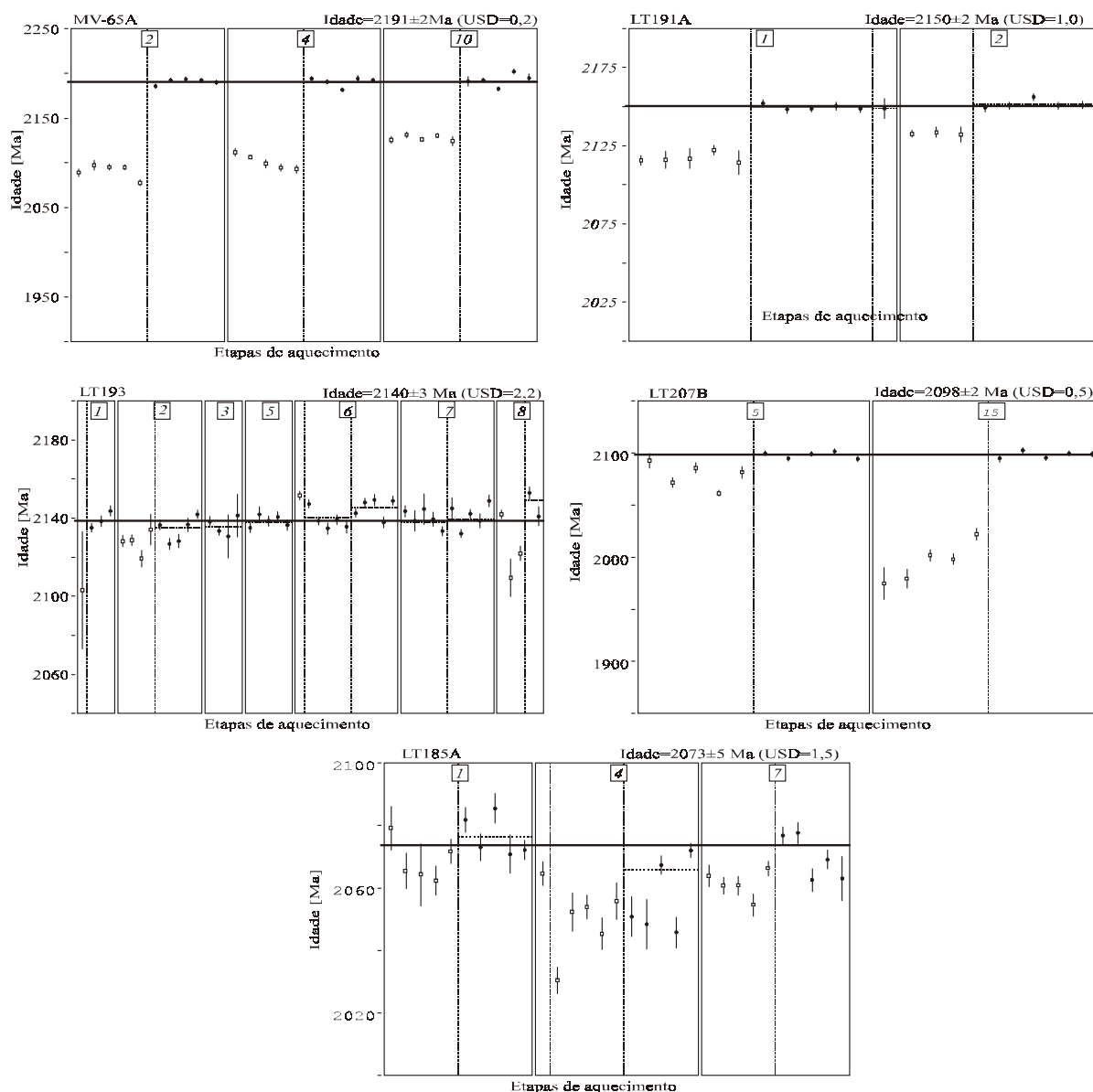


Figura 1. Diagrama de idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ relativos às amostras analisadas pelo método de evaporação de Pb em zircão. As barras com \square mostram os blocos eliminados do cálculo das idades.

No diorito LT-193 da Suíte Intrusiva Carecuru calculou-se a idade média de 2140 ± 3 Ma, a partir de sete cristais, enquanto no gnaisse trondhjemítico LT-191A do NGP, dois zircões forneceram uma idade média de 2150 ± 2 Ma. Idades paleoproterozóicas semelhantes de 2140 ± 1 Ma e 2150 ± 1 Ma haviam sido obtidas anteriormente em um diorito da Suíte Intrusiva Carecuru e um gnaisse tonalítico do do Complexo Paru-Maratiá, respectivamente (Rosa-Costa *et al.* 2003). Logo pode-se sugerir que dois eventos magmáticos paleoproterozóicos, separados por um intervalo de cerca de 10 Ma, já podem ser definidos nesta região. No norte da Guiana Francesa, gnaisses e migmatitos também apresentam idades Pb/Pb dentro deste mesmo intervalo (Lafon *et al.* 2002).

O granito LT-207B do DCR forneceu uma idade média de 2098 ± 2 Ma, calculada a partir de dois cristais de zircão, compatível com as idades registradas para o magmatismo granítico evoluído da região oriental do Amapá e Guiana Francesa (Vanderheaghe *et al.* 1998, Avelar 2002).

No charnoquito LT-185A da Suíte Intrusiva Igarapé Urucu do NGP, obteve-se a idade média de 2073 ± 5 Ma, calculada a partir de três cristais, registrando portanto a idade do magmatismo charnoquítico que define esta suíte. Outro charnoquito da mesma unidade, também localizado no NGP, já havia sido analisado, fornecendo idades paleoproterozóicas bastante variáveis entre 2,06 e 2,16 Ga (Rosa-Costa *et al.* op.cit.). Porém, estes autores sugerem que a idade de 2,06 Ga pode representar a idade de cristalização e que aquelas mais antigas representam componentes de Pb herdado. A idade obtida neste estudo fomenta revisões na definição da Suíte Intrusiva Igarapé Urucu, a qual foi proposta por Ricci *et al.* (2001), para englobar o magmatismo charnoquítico caracterizado no NGP e no CJ, cuja seção tipo foi descrita no médio curso do Rio Paru, dentro dos domínios do NGP. A idade arqueana registrada em um plúton charnoquítico do CJ (2,60 Ga / Ricci *et al.* 2002), inviabiliza a inserção deste evento magmático na Suíte Intrusiva Igarapé Urucu.

Deve-se ressaltar ainda que a idade de 2073 ± 5 Ma é compatível com o magmatismo charnoquítico registrado em outros setores do Escudo das Guianas, o qual situa-se dentro do intervalo entre 2,07 e 2,05 Ga (Delor *et al.* 2001b, Avelar 2002, Lafon *et al.* 2001).

CONSIDERAÇÕES FINAIS Os dados geocronológicos paleoproterozóicos encontrados nas diversas unidades magmáticas do DCR, fortalecem a proposta de compartimentação em domínios tectônicos distintos, de Ricci *et al.* (2001), para esse setor do Escudo das Guianas. Na escala do Cráton Amazônico, duas propostas principais de compartimentação geotectônica encontram-se atualmente em evidência (Tassinari *et al.* 2000 e Santos *et al.* 2000). No entanto, na porção oriental do referido cráton, constatam-se grandes incertezas na definição do limite entre o segmento arqueano de Carajás (inserido na Província Amazônia Central ou na Província Carajás, segundo Tassinari *et al.* 2000 e Santos *et al.* 2000, respectivamente) e o domínio paleoproterozóico, representado pela Província Maroni-Itacaiúnas ou Transamazônica, (definidas pelos mesmos autores, respectivamente). Os primeiros autores posicionam o limite logo a norte da região de Carajás, enquanto os outros estendem o domínio arqueano até a região central do Amapá.

A ausência de rochas com idades de cristalização arqueanas no DCR e o registro de granitóides paleoproterozóicos a norte de Carajás (Macambira *et al.* 2001), apontam para a existência de um domínio tectônico distinto, o qual inclui o DCR, que compreenderia uma faixa que se estenderia aproximadamente entre a região de Carajás e o Lineamento Ipitinga, a partir de onde idades arqueanas ocorrem sistematicamente.

A presença de segmentos arqueanos no DCR, a exemplo do NGP, e de zircões herdados arqueanos em rochas paleoproterozóicas, como observado no gnaiss tonalítico MV-65A, sugerem

que este domínio pode ter sua evolução vinculada a processos de intenso retrabalhamento de crosta arqueana e de acreção crustal juvenil paleoproterozóica, atuando conjuntamente durante a Orogênese Transamazônica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Avelar, V.G.. 2002. *Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-norte do Estado do Amapá – Brasil: Implicações para a evolução geodinâmica do setor oriental do Escudo das Guianas*. Tese de Doutorado, CPGG-UFPA, Belém, 213 pg.
- Delor, C. *et al.* 2001a. Carte Géologique de la Guyane à 1/500000, 2nd edition, BRGM.
- Delor, C. *et al.* 2001b. Paleoproterozoic framework of the Guyana Shield II – Continental scale boudinage and ultra-high temperature granulite belt exhumation at 2.07-2.06 Ga. In: Simp. Geol. Amaz., 7. Belém. (CD-ROM).
- Gaudette, H.E. *et al.* 1998. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: Examples from the Precambrian of Brazil. *Jour. of South Amer. Earth Sci.*, 11(4): 351-363.
- 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.
- Kober, B. 1987. Single zircon evaporation combined with Pb^+ emitter-bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications to zirconology. *Contrib. Mineral. Petrology*, 96: 63-71.
- Lafon, J.M. *et al.* 2001. Granulitos tardi-Transamazônicos (2,06 Ga) na região norte do Estado do Amapá: o charnoquito de Calçoene. In: Simp. Geol. Amaz., 7. Belém. (CD-ROM).
- Lafon, J.M. *et al.* 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. *et al.* 2002. Novos dados geocronológicos Pb-Pb e Sm-Nd para a região norte da Guiana Francesa: Implicações para a evolução crustal da porção sudeste do Escudo das Guianas. In: Anais do Cong. Brás. Geol., 41. João Pessoa. SBG.
- Macambira, M.J.B. *et al.* 2001. 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. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7. Belém, 2001. *Resumos expandidos* (CD-ROM).
- Pimentel, M.M. *et al.* 2002. Estudo Sm-Nd do Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri, Amapá: idade da intrusão, metamorfismo e natureza do magma original. *Rev. Bras. de Geoc.*, 32(3):371-376.
- Ricci, P.S.F. *et al.* 2001. *Geologia e recursos minerais do Projeto RENCA – Fase I*. Belém, CPRM.
- Ricci, P.S.F. *et al.* 2002. Plúton charnoenderbítico Arqueano intrusivo nos ortognaisses granulíticos do Cinturão Jari – Terreno Arqueano expressivo do sudeste do Escudo das Guianas. In: Congr. Brás. Geol., 41. João Pessoa, SBG-NE, *Anais*, p.524.
- Rosa-Costa, L.T. *et al.* 2003. Geology and geochronology of archean and paleoproterozoic domains of the southeastern Amapá and northwestern Pará, Brazil – southeastern Guyana Shield. *Géologie de la France*, 2-3:125-144.
- 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.C. & Angélica, R.S. (Coords.). *Contrib. à Geol. da Amazônia*. SBG-NO: 91-142.
- 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 Res.*, 3(4): 453-488.
- Tassinari, C.C.G. *et al.*, 2000. The Amazonian Craton. in *Tectonic Evolution of South America*, In: Cordani, U. G. *et al.*, eds., 41-96, 31st Int. Geol. Congr., 2000.
- Vanderhaeghe, O. *et al.* 1998. Contrasting mechanism of crustal growth Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guyana. *Precam. Res.*, 92: 165-193.

GRANITÓIDES TRANSAMAZÔNICOS DA REGIÃO IRIRI-XINGU – ESTADO DO PARÁ**¹Vasquez, M. L., ²Macambira, M. J. B. e ²Galarza, M. A.**

(1) CPRM – Serviço Geológico do Brasil / vasquez@cprm-be.gov.br e (2) Laboratório de Geologia Isotópica Pará-Iso – Centro de Geociências da UFPA

RESUMO. O embasamento ígneo-metamórfico da região entre os rios Iriri e Xingu é composto por granitóides orogênicos e gnaisses que foram datados pelo método de evaporação de Pb em monocristal de zircão e forneceram idades entre 2,44 e 1,99 Ga. Estas idades paleoproterozóicas marcam regeneração crustal e geração de uma crosta transamazônica que se estende desde a região de Pacajás, mais a leste, e contrasta com o embasamento arqueano da região de Carajás.

INTRODUÇÃO. Na compartimentação do Cráton Amazônico em províncias geocronológicas proposta por Tassinari (1996), a região Iriri-Xingu estaria situada na Província Amazonia Central (>2,3 Ga), enquanto a região de Pacajás, mais a leste, corresponderia a um segmento da Província Maroni-Itacaíunas (2,2 – 1,95 Ga). A ocorrência de eventos de idades paleoproterozóicas relacionados ao Ciclo Transamazônico na porção ocidental da Província Amazônia Central levou Tassinari & Macambira (1999) a proporem uma subdivisão dessa província, distinguindo uma área afetada por eventos orogênicos transamazônicos daquela exclusivamente arqueana (Área de Carajás). No modelo de Santos *et al* (2000) foi proposta uma redefinição das províncias, designando Província Carajás o embasamento exclusivamente arqueano da porção leste do cráton.

No primeiro mapeamento sistemático do embasamento da região Iriri-Xingu, Forman *et al.* (1972) individualizaram uma unidade denominada de Complexo Basal constituída de porções de gnaisses, migmatitos homogêneos e heterogêneos e corpos de granitos e granodioritos. No mapeamento da Folha SA.22, Issler *et al.* (1974) englobaram esses gnaisses migmatíticos e granitóides associados no Complexo Xingu (Silva *et al.*, 1974). Esses últimos autores, baseados na correlação com o embasamento da região mais a sudeste, onde nas décadas de 1960 e 1970 vários autores obtiveram idades K-Ar e Rb-Sr $\geq 2,0$ Ga, e nas idades K-Ar em biotitas e isocrônicas Rb-Sr em torno de 1,8 Ga obtidas em granitóides do Complexo Xingu na região próxima ao rio Bacajá aventaram uma formação mais antiga e um rejuvenescimento durante o Ciclo Transamazônico.

Nos levantamentos geológicos da década de 1980 foram descritos mais alguns corpos rochosos na região Iriri-Xingu. Santos *et al.* (1988) individualizaram cinco conjuntos de unidades do embasamento dessa região variando de orto e paragnaisses da transição anfíbolito/granulito, migmatitos de estrutura e composição variadas, rochas supracrustais e granitóides contemporâneos e tardios em relação ao metamorfismo e deformação. Eles obtiveram idades isocrônicas Rb-Sr paleoproterozóicas nos paragnaisses (1,93 a 1,82 Ga), interpretadas como retrabalhamento crustal. No entanto, baseados nos dados Rb-Sr das supracrustais máficas (1,99 Ga e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0 = 0,7032$) aventaram a geração de crosta juvenil paleoproterozóica. No mapeamento da Folha Altamira (SA.22-Y-D), Jorge João *et al.* (1987) individualizaram corpos granulíticos e um cinturão tipo

greenstone belt englobados pelos granitóides do embasamento, localmente gnáissicos e migmatíticos. Também cartografaram batólitos de leucogranitos foliados (Granito João Jorge) e plutons granodioríticos maciços (Granodiorito Oca), respectivamente intrusivos nos granitóides do embasamento e no cinturão de supracrustais.

As coberturas de rochas vulcânicas félsicas (Iriri) e os batólitos de granitóides (Parauari e Maloquinha) com $< 2,0$ Ga, se estendem pela porção noroeste da região Iriri-Xingu, cobrindo o limite com as rochas de embasamento da província Tapajós. O mesmo se verifica a sudeste na região de São Felix, onde as rochas vulcânicas traqui-andesíticas e basálticas (Sobreiro), bem como as seqüências sedimentares plataformais (Gorotire), também recobrem o limite com rochas de embasamento da província Carajás.

GEOLOGIA LOCAL. Os corpos de granitóides do presente estudo afloram nos municípios de Altamira, Brasil Novo e Uruará ao longo da rodovia BR-230 (Transamazônica) e suas vicinais, bem como ao longo dos rios Xingu e Iriri. Nos sensores remotos de imagens apresentam-se em geral como batólitos orientados segundo NW-SE, alguns com formas elípticas. Os corpos que ocorrem nas proximidades de Brasil Novo e se estendem até as cercanias da foz do rio Iriri mostram-se mais controlados pelas zonas de cisalhamento NW-SE que aqueles que ocorrem nas proximidades de Uruará. Nos corpos de granitóides de Brasil Novo predominam tonalitos e granodioritos de coloração acinzentada, granulação grossa a média, com uma foliação marcada pela orientação e estiramento dos porfiroclastos de feldspatos e concentrações de minerais máficos. Esta foliação de orientação SE (130°) em geral é subvertical, e nas porções mais preservadas da deformação dúctil a foliação magmática com mergulhos mais suaves é concordante com os *trends* regionais. Nas porções mais deformadas a foliação principal evolui para bandas miloníticas que podem alcançar espessuras métricas. Apresentam intercalações de vênulas graníticas rosadas concordantes com a foliação que com a deformação dúctil confere um aspecto bandado, mas também ocorrem diques e vênulas aplíticas discordantes da foliação. Esses granitóides hospedam enclaves angulosos de gnaiss quartzo-diorítico e tonalítico e de anfibolito, com dimensões de até dezenas de metros. Localmente, também hospedam enclaves ou diques de rochas máficas microgranulares de composição diorítica e gabróica. Nas proximidades da foz do rio Iriri ocorrem monzogranitos inequigranulares e equigranulares de granulação média a fina, por vezes leucocráticos de coloração rosada ou acinzentada ricos em biotita. Em algumas porções do corpo apresentam um aspecto aparentemente isotrópico, mas ao microscópio exibem microtexturas de deformação dúctil com uma orientação preferencial e em outras porções mais afetadas pelas zonas de cisalhamento NW-SE mostram uma marcante foliação. Esses corpos graníticos são intrusivos nos tonalitos e granodioritos porfiroclásticos e representam uma continuidade dos batólitos do Granito João Jorge que ocorrem mais à leste. Os corpos de granitóides de Uruará são de composição e textura variada e hospedam

septos, com dimensões de dezenas a centenas de metros, de gnaisses tonalíticos, por vezes portadores de granada e outras paragêneses peraluminosas. Também ocorrem encalves de dimensões métricas de rochas supracrustais quartzo-pelíticas, metamáficas (metagabros) e BIFs. Além de granodioritos e tonalitos ocorrem monzogranitos porfiroclásticos portadores de biotita. Localmente, ocorrem leucogranitos inequigranulares de coloração rosada de composição feldspato alcalino granítico a sienogranítica, com microtexturas que evidenciam alguma deformação dúctil. Um último conjunto de tonalitos inequigranulares de granulação média, portadores de biotita e hornblenda mostram somente um aspecto orientado marcado por feições de fluxo magmático. Ao microscópio exibem microtexturas ígneas e incipientes feições de deformação dúctil. Frequentemente hospedam enclaves máficos de composição gabroica e com texturas microgranulares e glomeropórfiras, prováveis produtos de mistura de magmas.

GEOCRONOLOGIA O método de datação utilizado foi o de evaporação de Pb em monocristal 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. O tratamento estatístico dos resultados analíticos, bem como os cálculos da idade média e do erro foram baseados em Gaudette et al. (1998).

Foram selecionadas amostras de um enclave de gnaiss quartzo-diorítico (MVD-04B) hospedado nos tonalitos porfiroclásticos (MVD-05) de Brasil Novo, assim como de um corpo de biotita monzogranito inequigranular (MVD-06B) intrusivo nesses. Da região de Uruará foram selecionadas amostras de um biotita monzogranito porfiroclástico (MVD-26A), hospedeiro de enclaves de um granada-biotita gnaiss tonalítico (MVD-21), e sugestivamente intrudido por hornblenda-biotita tonalito inequigranular (MVD-15A).

Os cristais de zircão selecionados eram da fração menos magnética entre 0,080 e 0,125 mm. Em geral eles apresentam formas prismáticas bipiramidais alongadas e curtas típicas de cristais de zircão ígneos, mas os cristais de zircão dos gnaisses, em especial aqueles portadores de granada, apresentam arestas arredondadas que marcam níveis de sobrecrecimento.

Foi difícil definir uma idade média nos enclaves de gnaisses. A amostra MVD-21, cujo os dados isotópicos não são aqui apresentados, forneceu um amplo intervalo de idades (2,08 a 2,36 Ga) e apesar de não ter sido calculada uma idade média observou-se uma concentração de idades em torno de 2,30 Ga. Na amostra MVD-04B apesar da variação de idades obteve-se uma idade média de 2440 ± 7 Ma (2σ e USD=2,2) a partir de 3 cristais (Tab. 1). Nos granitóides hospedeiros desses enclaves obteve-se duas idades, uma maior para a amostra MVD-05 que forneceu idade média de 2215 ± 2 Ma (2σ e USD=1,2) obtida a partir de 4 cristais de zircão, e uma menor para a amostra MVD-26A com uma idade média de 2104 ± 5 Ma (2σ e USD=2,5) definida a partir de 4 cristais (Tab. 1). Os corpos de granitóides inequigranulares intrusivos nos tonalitos de 2,21 Ga e

monzogranitos de 2,10 Ga também forneceram idades diferentes. A amostra MVD-06B forneceu uma idade média de 2077 ± 2 Ma (2σ e USD=0,9) definida a partir de 4 cristais, enquanto na amostra MVD-15A foi obtida uma idade de 1989 ± 2 Ma (2σ e USD=0,9) obtida de 3 cristais (Tab. 1). As idades Pb-Pb em zircão obtidas nesses granitóides são interpretadas como idades de colocação desses corpos, enquanto as obtidas nos gnaisses podem ter outro significado.

CONSIDERAÇÕES FINAIS. No embasamento da região Iriri-Xingu foi detectado quatro eventos de formação de granitóides paleoproterozóicos (2,21; 2,10; 2,08 e 1,99 Ga), relacionados a diferentes estágios de um ou mais eventos orogênicos do Ciclo Transamazônico.

A deformação dúctil impressa nos granitóides de 2,21 Ga e 2,10 Ga indica que esses corpos foram posicionados em períodos francamente orogênicos, enquanto o tipo de deformação nos corpos de granitóides de 2,08 Ga e 1,99 Ga aponta para um posicionamento em condições metamórficas mais amenas, típica dos períodos mais tardios das orogêneses.

Os gnaisses apresentaram idades de 2,30 e 2,44 Ga que possivelmente não representam as idades de cristalização dos protólitos, mas devem refletir perdas episódicas de Pb provavelmente resultantes de um evento metamórfico de alto grau superimposto. Esta hipótese é reforçada pelas bordas arredondadas dos níveis de sobrecrecimento nos cristais zircão desses gnaisses. Além disso, na literatura sobre geologia da região foram descritas paragêneses peraluminosas de alto grau da transição para fácies granulito em paragnaisses e corpos granulíticos associados. Estas evidências reforçam a hipótese da existência de uma crosta mais antiga, provavelmente arqueana, regenerada pelos eventos geradores de crosta transamazônica na região.

Tabela 1: Resultados isotópicos de Pb dos cristais de zircão e idades médias $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos granitóides da região Iriri-Xingu.

zircão	razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2σ	idade	2σ
MVD04/4	64/104	0,000049	6	0,17902	422	0,15964	44	0,15904	45	2446	5
MVD04/5	34/108	0,000012	1	0,19783	128	0,15800	48	0,15793	43	2434	5
MVD04/8	16/30	0,000040	6	0,22927	86	0,15945	123	0,15884	123	2444	13
	114/242							idade média		2440	7
MVD05/1	60/68	0,000158	352	0,20283	6913	0,14150	479	0,13917	21	2217	3
MVD05/2	22/22	0,000071	31	0,08035	4081	0,13994	31	0,13921	32	2218	4
MVD05/7	108/108	0,000070	49	0,10171	321	0,14003	26	0,13880	18	2213	2
MVD05/10	38/44	0,000202	15	0,17958	164	0,14155	32	0,13899	37	2215	5
	228/242							idade média		2215	2
MVD26/5	38/38	0,000924	16	0,08199	57	0,14236	19	0,13018	25	2101	3
MVD26/10	32/42	0,000359	2	0,07306	57	0,13475	26	0,12997	32	2098	4
MVD26/11	58/58	0,000120	58	0,07076	2981	0,13249	139	0,13081	21	2109	3
MVD26/12	4/14	0,000136	16	0,06573	51	0,13217	34	0,13037	40	2103	5
	132/152							idade média		2104	5
MVD06/2	16/16	0,001323	159	0,23494	1476	0,14604	181	0,12831	68	2075	9
MVD06/4	8/8	0,000231	20	0,18251	137	0,13179	165	0,12874	168	2081	23
MVD06/6	54/54	0,000021	25	0,18058	7404	0,12860	27	0,12842	26	2077	4
MVD06/7	38/38	0,000153	4	0,17455	148	0,13052	25	0,12850	28	2078	4
	116/116							idade média		2077	2
MVD15A/1	30/30	0,000064	14	0,20336	1097	0,12291	65	0,12233	25	1991	4
MVD15A/7	34/34	0,000027	7	0,16541	41	0,12243	25	0,12205	28	1987	4
MVD15A/14	34/42	0,000069	6	0,08937	21	0,12315	51	0,12225	44	1990	6
	98/106							idade média		1989	2

A ocorrência de granitóides com idades Pb-Pb em zircão de 2,08 Ga (Macambira et al. 2001) na região de Pacajá indica que esses eventos magmáticos transamazônicos se estendem desde a região ao norte da Província Carajás até a região mais oeste (Irixi-Xingu) nas proximidades do limite com a Província Tapajós (2,03-1,96 Ga). Esta significativa geração de crosta paleoproterozóica sugere uma revisão dos limites e do significado dessa província transamazônica na porção centro-sul do Cráton Amazônico.

REFERÊNCIAS

- Forman, J.H.A., Nardi, J.I.S., Marques, J. P. M., Lima, M.I.C. 1972. *Pesquisa mineral no Irixi/Curuá*. Relatório Preliminar. SUDAM/GEOMINERAÇÃO, 62 p.
- 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.
- Issler, R.S., Andrade, A.R.F., Montalvão, R.M.G., Guimarães, G., Silva, G.G., Lima, M.I.C. 1974. *Geologia*. Folha SA.22.Belém. DNPM/RADAM, **5**: 1-71.
- Jorge João, X. S., Vale, A. G., Lobato, T. A. M. 1987. *Projeto Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*; carta geológica, carta de previsão de recursos minerais, carta de previsões de ações governamentais, carta geoquímica e carta de estações – escala 1:250.000 – folha Altamira (SA.22-Y-D). Estado do Pará. CPRM/DNPM. Texto explicativo, 31p.
- 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.
- Macambira, M.J.D., Barros, C.E., Silva, D.C.C., Santos, M.C.C. Novos dados geológicos e geocronológicos para a região norte da Província de Carajás: evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-Paleoproterozóico no sudeste do Cráton Amazônico. *In: SBG. Simp. Geol. Amaz.*, 7, Resumos Expandidos (em CD-ROM).
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., 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, M.V., Souza Filho, E.E.; Tassinari, C.C.G.; Texeira, W.; Ribeiro, A.C.O.; Payolla, B.L.; Vasconi, A.V. 1988. Litoestratigrafia das rochas pré-cambrianas na bacia do médio Rio Xingu – Altamira-PA. *In: SBG. Congresso Latino-americano de Geologia*, 7. Anais, **1**:363-377.
- Silva, G.G. da, Lima, M.I.C., Andrade, A.R.F., Issler, R.S., Guimarães, G. 1974. *Geologia*. Folha SB.22 Araguaia e parte da SC.22.Tocantins. DNPM/RADAM, **4**:1-72.
- Tassinari, C.C.G. 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil*: revisão dos dados isotópicos. Tese de Livre Docência. São Paulo, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. 139p.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**(3): 174-182.

PETROGRAFIA E PETROLOGIA MAGNÉTICA DO GRANITO ARQUEANO PLANALTO, SERRA DOS CARAJÁS – PA

^{1,3}Oliveira M.A., ^{2,3}Dall’Agnol R.

¹ Curso de Pós – Graduação em Geoquímica e Petrologia – UFPA, ² Departamento de Geoquímica – UFPA, ³ Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides – UFPA; (mao@ufpa.br); (robdal@ufpa.br)

RESUMO O Granito Planalto situa-se imediatamente a sul da Serra dos Carajás e a leste da Serra do Rabo, apresenta idade de 2741 ± 2 Ma Pb-Pb em zircão interpretada como idade de colocação do corpo. O batólito granítico é subcircular constituído por sienogranitos e monzogranitos, sendo estes os predominantes. Este corpo granítico apresenta-se moderadamente a fortemente deformado com estruturas planares bem mais desenvolvidas que as lineares. Com base nas variações texturais e mineralógicas foram identificadas três variedades de granito: biotita-homblenda sienogranito (BHS), homblenda-biotita monzogranito (HBMzG) e biotita-homblenda monzogranito (BHMzG). Segundo a nomenclatura de Tuttle & Bowen (1958), todos eles são granitos subsolvus, caracterizando-se pela presença de duas fases feldspáticas (plagioclásio e microclínio perítico) bem individualizadas. Em termos de suscetibilidade magnética (SM) o Gplt apresenta valores moderados comparados a outros corpos granitóides da Amazônia Oriental, e apresentam magnetita, ilmenita tipo I, hematita e martita como minerais opacos. Não se observa uma boa correlação entre SM e fácies do Gplt.

INTRODUÇÃO A grande variedade de recursos minerais, incluindo depósitos de ferro, ouro, manganês, níquel e cobre, caracteriza a Província Mineral de Carajás (PMC). Nos trabalhos de mapeamento geológico executados pelas equipes da DOCEGEO e CPRM foram definidos os principais granitóides da PMC. O presente trabalho faz parte das atividades de pesquisa desenvolvidas pelo Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG).

O GPPG tem concentrado suas atividades na porção sul da Amazônia Oriental, visando o estudo da evolução das rochas granitóides aí aflorantes, bem como sua caracterização petrológica e geoquímica. Paralelamente, o grupo tem desenvolvido a linha de pesquisa “Petrologia Magnética”, ligada ao estudo da suscetibilidade magnética e dos minerais óxidos de Fe e Ti, que serviu de base para vários trabalhos: Dall’Agnol *et al.* (1988), Magalhães (1991), Magalhães & Dall’Agnol (1992), Magalhães *et al.* (1994), Figueiredo *et al.* (1996) e Figueiredo (1999).

Apesar dos múltiplos trabalhos realizados na PMC, pouco se conhece sobre os granitóides arqueanos da região de Canaã dos Carajás e, mais particularmente, sobre os que afloram próximo e ao norte de Vila Planalto. Durante este trabalho foi realizado um mapeamento preliminar do Granito Planalto (Gplt) envolvendo coleta sistemática de amostras representativas, sendo que neste trabalho serão apresentados os resultados do seu estudo petrográfico e de petrologia magnética.

METODOLOGIA Foi realizado durante todo o período de pesquisa um levantamento bibliográfico referente à geologia da região de Canaã dos Carajás onde está inserida Vila Planalto, bem como temas que relacionados a este trabalho. Durante o trabalho de campo foi realizado um mapeamento preliminar da área aflorante do Gplt na escala aproximada de 1:50.000, com descrição de afloramentos e coleta sistemática de amostras representativas do corpo granítico e de suas encaixantes.

Para a caracterização petrográfica foi realizado um estudo macroscópico de 52 amostras que serviu de base para a seleção de 25 amostras das quais foram confeccionadas lâminas delgadas para o estudo petroográfico. A classificação destas rochas baseou-se em análises modais para qual utilizou-se um contador eletrônico de pontos, da marca *Swift*, onde foram contados em média 1.800 pontos para cada amostra.

Os minerais opacos foram estudados em 8 lâminas delgadas polidas, através de microscópio ótico em luz refletida e transmitida, com o objetivo de determinar, além da natureza dos minerais opacos, as relações texturais das diferentes fases entre si, bem como com os demais minerais presentes nas rochas.

Para o estudo de SM foram selecionadas com base no estudo petroográfico amostras representativas das diferentes variedades identificadas no Granito Planalto. Deste modo, o estudo de suscetibilidade magnética baseou-se em 25 medidas (média aritmética das medidas realizadas em cada amostra). Para a obtenção dos valores de SM foi utilizado o Suscetibilímetro SI-1, fabricado pela Sapphire Instruments e pertencente ao Laboratório de Petrologia Magnética (LPM) do CG-UFPA, o qual permite medir materiais com SM variando de 1×10^{-6} a > 1 cgs-emu. Maiores detalhes metodológicos são discutidos em Magalhães (1991) e Figueiredo (1999).

RESULTADOS O Granito Planalto (Gpt) possui forma subcircular e apresenta foliação bem desenvolvida de direção aproximada NW-SE, o que difere um pouco da forma de outros granitóides arqueanos da região (Barros et al. 2001, Sardinha 2002). O Gplt apresenta variável grau de deformação sendo possível a identificação de rochas quase isotrópicas, sendo mais frequente porém a presença da foliação penetrativa, marcada principalmente pela orientação dos cristais de minerais máficos (hornblenda e biotita) e quartzo.

Petrografia O Granito Planalto (Gplt) é constituído por sienogranitos e monzogranitos, sendo estes os predominantes. A proporção relativamente alta de minerais ferromagnesianos (M= 5,3-23,6 %) permite a classificação destas rochas como leucocráticas. Estas rochas apresentam textura fanerítica, variando de equigranular a inequigranular, média a grossa (1-5 mm).

Para a classificação destas rochas, além de proporções de QAP, foi considerado que o seu conteúdo mínimo de minerais máficos é $> 5\%$. Hornblenda e biotita, cujas proporções modais são sempre $\geq 1\%$ também foram utilizadas na nomenclatura de fácies.

No Gplt foram identificadas três variedades faciológicas que foram nomeadas de acordo com as proporções de QAP e conteúdo mínimo de máficos $> 5\%$: biotita-hornblenda sienogranito (BHS), hornblenda-biotita monzogranito (HBMzG) e biotita-hornblenda monzogranito (BHMzG). Os BHMzG ocorrem na maior parte do stock, sendo inferido, com base nas amostras disponíveis e em imagem de radar com dados radiométricos de contagem total, um

domínio dos BHS na porção mais central. Já os HBMzG ocorrem em uma porção reduzida do corpo granítico. A mineralogia, das fácies citadas acima, é bastante semelhante, composta por quartzo, plagioclásio e microclínio pertítico como minerais essenciais, hornblenda e biotita como minerais varietais, opacos, titanita, apatita, zircão, allanita, turmalina como minerais acessórios, além de albita, sericita-muscovita, argilominerais, opacos, biotita, estilpnomelano, como minerais secundários.

Os dados obtidos a partir das análises modais, quando lançados no diagrama Q-A-P (Streckeisen, 1976, Le Maitre et al. 1989), permitem a distinção de dois tipos de rochas, os sienogranitos e os monzogranitos. Segundo a nomenclatura de Tuttle & Bowen (1958), todos eles são granitos subsolvus, caracterizando-se pela presença de duas fases feldspáticas (plagioclásio e microclínio pertítico) bem individualizadas.

Petrologia Magnética Em termos de suscetibilidade magnética (SM) o Granito Planalto apresenta valores que variam de $6,3504 \times 10^{-4}$ SIv (valor mínimo) a $7,3839 \times 10^{-3}$ SIv (valor máximo) com média de $1,6339 \times 10^{-3}$ SIv (Tab.4). Há uma distribuição maior das amostras deste granito nas populações com valores intermediários a baixos de SM uma vez que apenas 16% das amostras estão no grupo de maior SM, 40% no de valor médio e os 44% restantes no de menores valores de SM.

Os dados de SM quando plotados no gráfico de probabilidade normal, mostram três populações ou grupos distintos designados de A, B, e C. A população ou grupo A (GA), é formada pelas amostras com os mais baixos valores de SM e é formada por amostras das três fácies do Gplt, com predominância dos BHMzG.

O grupo B (GB), é formado por 40% dos dados e é composto por amostras das fácies BHMzG e BHS, sendo a primeira predominante. O grupo C (GC), é formado por 16% da amostragem total, apresenta os mais altos valores SM do conjunto e é composto apenas por amostras da facies BHMzG, aparentemente a menos evoluída do Gplt.

Os minerais opacos presentes no Gplt estão associados na maioria das vezes a agregados máficos e são, magnetita, ilmenita e hematita, distribuídos de maneiras contrastantes nas diferentes fácies do Granito Planalto. Não foram identificados sulfetos, tais como pirita e calcopirita. Os minerais opacos apresentam-se, em geral, como cristais xenomórficos e, subordinadamente, subautomórficos a automórficos, de granulação fina, raramente chegam a 2mm. Ocorrem de duas formas principais: como inclusões em cristais de quartzo, plagioclásio e microclínio ou associados aos minerais ferromagnesianos. Em situação mais particular, a titanita forma coroas que circundam os opacos.

DISCUSSÕES Quando analisa-se o diagrama QAP e QAPM (Streckeisen 1976) para as amostras das três fácies do Gplt nota-se que estas ocorrem muito próximas uma das outras e perto do limite entre os campos dos sieno e monzogranitos, com exceção da amostra AMR-146 que possui quantidade ligeiramente mais elevada de plagioclásio em relação às demais o que a afasta um pouco do conjunto. Além disso as amostras de monzogranitos tendem a ser mais ricas em quartzo do que as sienograníticas. As amostras das três fácies tendem a se aproximar no diagrama QAPM, porém é nítida a tendência ao enriquecimento em máficos nas amostras de monzogranitos. Os conteúdos médios (ponderados) de máficos dos sienogranitos (BHS) e monzogranitos (HBMzG e BHMzG) são de 8,23% e 14,25%, respectivamente, o que mostra que os últimos são comparativamente mais enriquecidos em máficos.

Não há correlação clara entre os dados de suscetibilidade magnética (SM) e as fácies do Granito Planalto. Os dados de SM, quando confrontados com as composições modais, revelam que não há correlação direta entre SM e conteúdo de máficos. Verifica-se que o valor máximo (23,6%) foi encontrado na amostra AMR-149, justamente a que possui o menor valor de SM. Por outro lado, a amostra AMR-155B, que apresenta um dos valores máximos de SM, tem um valor de máficos (9,1%) bem abaixo do valor médio de sua fácies. Finalmente a fácies BHS, cujo conteúdo médio de máficos (8,0%) é muito inferior ao da fácies BHMzG (M=13,1%), apresenta valores de SM que se superpõem aqueles fornecidos por amostras daquela fácies.

No Gplt, as amostras com maiores valores de SM são as que possuem um maior conteúdo de magnetita, que é o mineral diretamente responsável pela suscetibilidade magnética. Além da quantidade de Mt, as amostras com mais altos valores de SM são as em que a Mt está mais preservada em termos de oxidação (menor grau de martitização). A fácies BHS possui valores de SM baixos a moderados e também, possuem baixos conteúdos de opacos (traço-0,2%). Esta fácies tem como principal mineral opaco a magnetita, cujo conteúdo é maior na amostra AC-16, o que justifica o mais alto valor de SM desta amostra.

As amostras da fácies HBMzG são as que apresentam mais baixos valores de SM, justificados natureza dos seus minerais opacos. O principal óxido de Fe e Ti nesta variedade é a ilmenita que possui resposta magnética bem inferior a da magnetita, o que se reflete nos baixos valores de SM das amostras desta fácies.

CONCLUSÕES O Granito Planalto (Gplt) com idade de 2747 ± 2 Ma, (Pb-Pb em zircão; Huhn *et al.*, 1999) faz parte do grupo dos granitóides foliados subalcalinos do Bloco Carajás (BC), situado na zona de transição entre o BC e o Terreno Granito-*Greestone* de Rio Maria (TGGRM). Tal granito é formado por rochas leucocráticas, de cor rosada com pontuações escuras, inequigranular, com granulação predominante média a grossa, com variações características da

CARACTERIZAÇÃO DO MEIO AMBIENTE HÍDRICO SUBTERRÂNEO DE SANTA ISABEL DO PARÁ

Araújo, P. P.

Serviço Geológico do Brasil – CPRM; e-mail: ppontes@cprm-be.gov.br

Apresenta-se neste trabalho os resultados dos estudos visando à caracterização do meio ambiente hídrico subterrâneo na cidade de Santa Isabel do Pará.

Trata-se de um Sistema Aquífero Cenozóico subdividido em dois subsistemas: um *subsistema aquífero superior* livre e/ou livre com cobertura, constituído por sedimentos quaternários e terciários, sendo estes pertencentes ao Pós - Barreiras e um *subsistema aquífero inferior* semiconfinado, constituído por sedimentos terciários pertencentes ao Grupo Barreiras e à Formação Pirabas.

Os dados obtidos revelaram que o *subsistema aquífero superior* se localiza em planícies aluvionares do igarapé Santa Isabel e de seus tributários, com sua espessura em torno de 10 m e no restante da área da cidade, associado ao Pós-Barreiras, com espessura em torno de 12 m. De um modo geral, o fluxo da água subterrânea desenvolve-se a partir dos limites norte, leste e oeste da cidade, fluindo com equipotenciais situadas entre os níveis 10 e 55 metros, no sentido do igarapé Santa Isabel e seus afluentes menores, onde atinge o nível menor que 10 metros locais.

A crista da superfície potenciométrica é de forma geral pequena com valores entre os limites 9,50 a 26,60 m. Sua variação ocorre a partir das margens do igarapé Santa Isabel, crescente na direção dos limites da cidade. A posição de base do *subsistema aquífero superior* situa-se em torno de 12 metros. De acordo com os dados obtidos neste trabalho, o nível estático sofre variações sazonais de 0,18 a 3,60 metros, sendo que os menores valores foram observados nos poços situados nas cotas topográficas mais baixas.

Em termo litológico, no *subsistema aquífero superior*, predomina sedimentos inconsolidados, classificados como areia média à grossa (faixa de grãos entre 0,25 e 1 mm); os ensaios de permeabilidade forneceram, para a zona não saturada, uma condutividade hidráulica (K) mínima de 10^{-4} e máxima de 10^{-3} cm/s (0,16 e 0,95 m/dia). A velocidade de infiltração na zona não saturada está compreendida entre os valores de 0,80 m/dia e 5 m/dia.

As características hidrodinâmicas indicam capacidade específica de 2,4 m³/h/m. Esse *subsistema aquífero superior* apresenta elevada tendência à contaminação.

- Figueiredo, M. A. B. M. 1999. Minerais óxidos de Fe e Ti e suscetibilidade magnética em rochas vulcânicas e graníticas proterozóicas de Vila Riozinho, Província Aurífera do Tapajós. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 171p. Mestrado (Tese)
- Le Maitre, R.W., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Scientific Publication, London, 193 pp.
- Magalhães, M.S. 1991. Minerais opacos e suscetibilidade magnética de granitóides da Amazônia Oriental: Implicações Petrológicas. Belém, 274 p. (Tese de Mestrado) CG-UFFPA
- 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.
- Magalhães, M.S *et al.* 1994. Comportamento magnético do Tonalito Arco Verde e do Granito Guarantã, Rio Maria, Pará: suscetibilidade magnética e minerais opacos. In: Simp. Geol. Amaz., IV, Belém, SBG. p. 347-348.
- Sardinha, A.S. 2002. Geologia, Geoquímica e Geocronologia do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 108p. Mestrado (Tese).
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rocks its proper name. Earth Sci. Rev., 12, 1-33.

INTERBLOCK SUPRACRUSTAL BELTS, STRING OF DISCONNECTED REMNANTS AND INTRATERRANE RELICS IN SOUTHEASTERN GUYANA SHIELD (BRAZIL)– TECTONIC, STRATIGRAPHIC AND METALLOGENETIC REAPPRAISAL

Ricci, P. S. F.; Rosa-Costa, L. T., Carvalho, J. M. A. e Macambira, E. M. B.
CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Av. Dr. Freitas 3645, 66095-110, Belém-Pará

ABSTRACT. Between the Paru and Vila Nova rivers occur both long interblock supracrustal belts and minor, disconnected, intraterrane volcano-sedimentary remnants. The former are typically greenstone-bearing sequences, unimodal to bimodal in composition and true “gold belts”. They are plutonised (granitoid-rich) strips, such as the Ipitinga Group and Vila Nova Metamorphic Suite. The intraterrane relics, apparently, are not greenstone-like successions and are characterized as unimodal, granitoid-poor and much less mineralised zones, e.g the informal Fazendinha, Treze de Maio, Cuiapocu and Serra Samaúma sequences. Alternatively, in stratigraphic terms, we can envisage these patches just as displaced pieces of major belts, very probably during secondary collage processes (dispersion of terranes), along transcurrent zones. If so, only detailed studies could elucidate the common characteristics among the occurrences. Hence, we avoid the simplistic correlations among the geographically scattered exposures, preventing either the proliferation of stratigraphic names as the utilization of macrotectonic lithostratigraphic units.

INTRODUCTION AND METHODOLOGY. In Northern Brazil (Amapá State and Northwestern Pará), the metavolcano-sedimentary strips vary in size from small “schist units”, or even “lithological accidents” into the other rock groups, up to unusually large greenstone-bearing superbelt. Formal tectonostratigraphic units are defined based on their respective surrounding crustal terrane, whose basement assemblages possess a proper geochronological background, amongst others several terrane analysis criteria (Hamilton, 1990; Howell, 1995).

In this region, according to Ricci (2001) and Ricci *et al.* (2001a), interterrane sequences are always considered distinct major belts and they can display strikingly different characteristics, such as metamorphic grade, upper and lower assemblages, intensity of cross-cutting mafic-ultramafic intrusions, cartographical style and intensity of granitoid intrusions along the strike. Consequently, they can also display distinct degree of hydrothermalism.

In this paper, isolated intraterrane relic remnants are not interpreted as individual basins, but only as disconnected, displaced fragments of unknown major belts, probably associated with secondary tectonic collage processes (dispersion of terranes). Thus, we are proposing a subdivision into informal sequences, rather than groups or supergroups. Such point of view intend only to describe the distinct lithological peculiarities among the most geographically scattered exposures (see Ricci, *op. cit.*; Ricci *et al.*, *op. cit.*). Thus, we do not recommend any future formalization of stratigraphic units, although this hypothesis cannot be ruled out, depending of the new emergent data (geochemical, geochronological, petrological, structural, sedimentological, amongst others).

In relation to the high-grade supracrustal occurrences, we have a stratigraphic dilemma. All these belts are worldwide classified, in hierarchical terms, as groups or supergroups (see Goodwin, 1996). However, in Brazil they are classified as metamorphic suites or complexes, oriented by the current stratigraphic nomenclature brazilian code (Petri *et al.*, 1986).

Apparently, the most complicated stratigraphic situations are those in which minor exposures appear geographically nearby a major superbelt. In this article, we avoid any precipitated correlation exclusively based on geographical proximity, without comparing the several geological attributes among the supracrustal occurrences. In this regard, such probable

displaced fragments are merely subdivided into informal sequences, at least as a momentary interpretation. Further studies are required to establish both the definitive stratigraphic correlations and the individual hierarchies.

HIGH-GRADE GREENSTONE-LIKE MEGASEQUENCES. Vila Nova Metamorphic Suite/VLMS TYPE-SECTION ALONG VILA NOVA RIVER. This is the most classical metavolcano-sedimentary succession in the region, previously established as a macroregional lithostratigraphic unit. The VNMS had been mapped for decades (Lima *et al.*, 1974; Jorge João *et al.*, 1978; Barros *et al.*, 1984; Machado Filho *et al.*, 1986; Faraco *et al.*, 2000) across vast, geochronological different gneiss-pluton terranes in Northwestern Pará State, as well as across all the Amapá State, merely based on lithological and metamorphic grade correlations.

Most recently, Ricci *et al.* (2001a,b) have mapped an area of ~ 33 000 km², based on more robust principles of terrane analysis methodology, when then they have redefined this unit exclusively as an interblock sequence. Its type-section is that along the Vila Nova River, also extending to WNW, along the Tumucumaque Range, a set of aligned hills, plateaux and ranges.

The VNMS forms a string of disconnected supracrustals composes a disrupted superbelt (15-23 km wide by 355 km long). It is controlled by the mineralised (Au, Sn, Ta, Cr), WNW-trending Cupixi Strike-Slip System. This megashear zone, sinistral in map view, is considered either as a tectonic boundary as a deep geophysical discontinuity delimiting two recently identified Archean terranes (Ricci *et al.*, 2001a,b). Such geophysical discontinuity is supported by the called magnetic basement map, which shows a deep planar surface dipping to SSW. Along this megalineament we also observe a well-defined belt of aligned granites, sometimes intruding the supracrustals, as observed in the called Cupixi region, in the vicinities of the Coambas Range.

The VNMS is a metamorphically complex sequence containing concurrent low-grade (non-retrograded rocks) and granulitic supracrustal, besides a well-defined medium-grade sequence, as formerly described by Barros *et al.* (1984). The main metasedimentary rocks are muscovite-quartzites, andalusite-staurolite-chloritoid quartzites, sillimanite-biotite-gamet-cordierite schists, gamet-sillimanite quartzites, kyanite-sillimanite-quartzites and gamet-cordierite-sillimanite aluminous gneisses. Some of them are clearly granulites, while other parageneses represent metamorphites between, at least, the first and second sillimanite isogrades. Still others probably can overstep the partial melting isograd. This statement, therefore, precludes the stratigraphical hierarchy of group, recommended by Barros *et al.* (*op. cit.*), in the Cupixi region. Hence, we are now using the hierarchy of metamorphic suite, although in a distinct meaning of that given by Jorge João *et al.* (1978), including macroregional lithostratigraphic units (an outmoded fixist view).

The map pattern of the VNMS is characterized as a long and non-continuous belt, sandwiched between the granulite-bearing Jari Belt and the called Cupixi-Tartarugal Grande Ancient Terrane, a dominant low-medium grade gneiss-pluton terrane (Ricci *et al.*, 2001a,b; Ricci *et al.*, in this symposium). Thus, the basement to the VNMS is made up by amphibolitic to granulitic gneisses, Archean in age (Ricci *et al.*, 2001a; Avelar *et al.*, 2001).

The Vila Nova Belt comprises an ultramafic-rich sequence, the richest so far mapped in the region, with scarce rhyolite occurrences. It is, apparently, a quasi-unimodal volcanic sequence, based on the current geological knowledge.

The original *Lower Assemblage* is composed of diversified mafic-ultramafic schists, amphibolites, and minor metadunitic and metaperidotitic intrusive bodies. Olivine-chlorite-tremolite schists, tremolite-chlorite schists, talc-tremolite-chlorite schists, anthophyllite-talc schists, serpentine-chlorite-tremolite schists, plagioclase-actinolite schists, plagioclase-quartz-actinolite schists, plagioclase-epidote-actinolite schists, amphibolites and clinopyroxene-bearing amphibolites are the main lithologies.

The *Chemical Sedimentary Assemblage* is formed of oxide-and aluminous-facies (garnet-rich) BIFs, while the *Upper Clastic Assemblage* is composed of quartzites and metapelitic to semipelitic mica-schists. Both mineralogically single and composite quartzites represent the main lithologies (clean quartzites, muscovite, cordierite, andalusite, kyanite, garnet, sillimanite-bearing quartzites; staurolite-andalusite, kyanite-fibrous sillimanite, kyanite-staurolite-garnet, andalusite-staurolite-chloritoid, muscovite-andalusite and garnet-prismatic sillimanite-bearing quartzites).

LOW-MEDIUM GRADE GREENSTONE MEGASEQUENCES. Ipitinga Group/IG TYPE AREA IN THE IPITINGA RANGE The best-studied sequence forms a narrow (8-20 km wide), long (277 km in length) greenstone superbelt, partly buried by the Phanerozoic cover of the Amazon Basin. It is controlled by the mineralised (Au, Ag, Sn, Fe-Cu sulphides), NW-trending Ipitinga Strike-Slip System, at least 320 km in length and sinistral in map view. Although locally disrupted, when compared with the Vila Nova Belt, we observe a longitudinally continuous belt, in plan.

The Ipitinga Belt is sandwiched between the Jari Belt and the Paleoproterozoic, dominantly (plutonic) batholithic Carecuru-Paru Orogen (Ricci *et al.*, 2001a,b). Thus, the basement to the IG consists of amphibolitic and granulitic gneisses. Amphibolites of this sequence were dated, furnishing Sm-Nd model ages ~ at 2.2 Ga (Faraco, 1997).

In map view, this superbelt shows numerous invading and interveining adjacent granitoid stocks and batholiths, including rounded and spindle-shaped plutons. The called IG comprise a true “gold belt” (“garimpo”-rich zone) and is the most well-known sequence so far mapped in this region, what leads Ricci *et al.* (2001a) to the following formal stratigraphic subdivision: *Igarapé Do Inferno Formation*. This unit (type-section in the homonymous river) represents the *Lower Assemblage* and comprises, apparently, a quasi-unimodal mafic-ultramafic volcanic sequence. Komatiitic rocks, tholeiitic and komatiitic basalts, mainly schists, massive Mg-rich metasomatites and metasomatised basalts (chlorite-quartz-bearing rocks) are the main compositional types, besides the scarce rhyolite occurrences and metapyroxenitic intrusive bodies (Jorge João *et al.*, *op. cit.*; Faraco, *op. cit.*; Ricci *et al.*, 2001a). Plagioclase-blue hornblende-, plagioclase-green hornblende- and pyroxene-amphibole-bearing rocks, tremolites, plagioclase-actinolite schists and plagioclase-blue hornblende schists comprise the main lithologies. This formation is dominantly metamorphosed under greenschist-amphibolite transition facies, however ranging from greenschist to amphibolite facies, as a whole.

Igarapé Dos Patos Formation. This *Chemical Sedimentary Assemblage* (type-section in the homonymous river) is composed of oxide- and silicate-facies BIFs, metamorphosed under greenschist to amphibolite facies conditions.

Igarapé Fé-Em-Deus Formation. The *Upper Clastic Assemblage* (type-section in the homonymous river) is formed of clean quartzites, muscovite-quartzites, muscovite-quartz-, chlorite-muscovite-quartz-, chlorite-biotite-muscovite-quartz- and muscovite-quartz-sericite-bearing schists (all at prevailing greenschist facies).

HIGH-GRADE VOLCANO-SEDIMENTARY REMNANTS. Iratapuru Complex/IC TYPE AREA ALONG IRATAPURU RIVER. In plan, this granulite-bearing sequence occurs both as arcuate-shaped, small (2-5 km wide by 35 km

long) NW-trending belts and lenticular patches (0.5-2.5 km wide by 4-12 km long) lying in the granulite-bearing Jari Belt. The IC comprises upper amphibolite-granulite facies rocks, such as garnet-sillimanite-bearing quartzites, polygonal-textured clean quartzites, clinopyroxene-bearing silicate-facies BIFs, oxide- and aluminous-facies (garnet-rich) BIFs, foliated to banded aluminous paragneisses, garnet-biotite-sillimanite-bearing schists or khondalites (garnet-sillimanite metapelites) and low-P cordierite-bearing kinzigites. The latter commonly presents minor granitic masses (from 1 cm up to 2 m wide) associated with dry migmatization, under granulite facies conditions (Ricci *et al.*, 2001a,b).

This migmatized volcano-sedimentary stratigraphic succession forms one of the basement assemblages that compose the Jari Belt, together with compositionally diversified high-grade orthogneisses (see Ricci *et al.*, in this symposium). In geochronological terms, an ongoing research of the CPRM have dated several detrital zircons of a kinzigite (zircon Pb-Pb) which have yielded dominantly Paleoproterozoic ages, probably representing the last granulitization event in the JB.

LOW-MEDIUM GRADE VOLCANO-SEDIMENTARY REMNANTS. Fazendinha Sequence/FS. TYPE AREA IN THE FAZENDINHA GOLD FIELD (“GARIMPO”) REGION In map view, this is an amoeboidal-shaped, small NW-trending strip (25 km wide by 73 km long) nearby Ipitinga Greenstone Superbelt. The basement to the FS is readily distinguished from any other volcano-sedimentary occurrence so far mapped in the region. It consists of a huge elliptical (44 x 100 km) granitoid batholith, dominantly dioritic to tonalitic in composition, which composes the Carecuru Intrusive Suite (2.15 Ga; zircon Pb-Pb; Ricci *et al.* 2001a).

Therefore, the datum stated above points out a Paleoproterozoic age to the FS. Likewise, this important criterion (granitoid basement), together with its geographically disconnected position in plan, and its true bimodal character in composition (mafic-ultramafic-felsic volcanic-bearing sequence), precludes a direct correlation with the quasi-unimodal Ipitinga Group.

In this region, the FS is one of the most mineralised (Au) volcano-sedimentary zones. Its *Lower Assemblage* is formed of mafic-ultramafic schists and minor massive rocks, e.g. quartz-actinolite schists, plagioclase-actinolite schists, quartz-green hornblende schists and quartz-blue hornblende-bearing rocks. The FS is also distinct in containing a metadacite-rich *Upper Volcanic Sequence*, while the *Upper Clastic Sedimentary Assemblage* is made up by muscovite-andalusite bearing quartzites. In terms of metamorphism, all of them vary from greenschist to amphibolite facies.

Treze de Maio Sequence/TMS. TYPE AREA IN THE TREZE DE MAIO LANDING STRIP REGION. The map pattern of the TMS consists of a roughly rectangular exposure (30 km wide by 40 km long) lying in the Paleoproterozoic Carecuru-Paru Orogen, nearby Ipitinga Belt. Therefore, it contrasts strongly with that belt in terms of cartographical style, although in terms of mineralization, it also contains some scattered gold fields (“garimpos”).

The basement to the TMS is composed of amphibolitic grey gneisses of the Paru-Maratiá Complex. This sequence is cut by four granitoid stocks and is in contact with another adjoining granitoid batholith. Its *Lower Assemblage* is formed of massive to foliated metabasites and metaultrabasites, chiefly anthophyllite-chlorite- (Mg-rich metasomatites), plagioclase-actinolite-, anthophyllite-talc-serpentine-bearing rocks, actinolites (Mg-rich metasomatites), amphibolites and quartz-hornblende schists. The metamorphism of this apparent unimodal volcanic sequence varies from greenschist to amphibolite facies. Its *Upper Assemblage* is formed of quartzites and BIFs (petrographically unstudied).

Cuiapocu Sequence/CS. TYPE AREA IN THE CUIAPOCU RANGE. In plan, the CS is characterized by an isolated, spindle-shaped, narrow (6-7 km wide), short (50 km long), NW-trending volcano-sedimentary relic strip, a typical “schist belt” lying in the Carecuru-Paru Orogen. The CS comprises a mafic-ultramafic volcanic-quartzite-bearing supracrustal succession, apparently unimodal in composition. It is also a sedimentary-poor sequence (only occasional quartzites), one of the most incomplete supracrustal successions so far mapped in this region. The basement to the CS is made up of amphibolitic grey orthogneisses of the Paru-Maratiá Complex.

The CS is composed of metamaftites and metaultramafites, such as plagioclase-green hornblende schists, quartz-actinolite schists, tremolite-quartz-actinolite schists, plagioclase-blue hornblende schists, amphibolites, biotite-chlorite-actinolite schists, actinolites (Mg-rich metasomatites), amygdaloidal metabasalts, massive talc-actinolite-bearing rocks and occasional clean quartzites. These rocks present both ocean-floor and regional metamorphism, ranging from greenschist to greenschist-amphibolite transition facies, locally attaining the amphibolite facies.

LOW-GRADE VOLCANO-SEDIMENTARY REMNANTS. Serra Samaúma Sequence/SSS TYPE AREA IN THE SAMAÚMA RANGE. In map view, it occurs both as NW-trending arcuate belts, adjacent to elliptical granitic batholiths, and lens-shaped, isolated volcano-sedimentary relic patches within the Jari Belt. The SSS is a dominant metaclastic-volcanogenic-bearing stratigraphic succession, with minor mafic-ultramafic volcanic associations. The metamorphism of the quartzites, BIFs (oxide and silicate facies) and mafic-ultramafic schists varies from greenschist to amphibolite facies.

This entirely incomplete sequence is tectonically juxtaposed against the high-grade supracrustals of the Iratapuru Complex (here considered basement to the SSS), by several strike-slip shear zones. Such curious situation has been recently reported in other regions of the world, e.g. between the low-grade Wutai Greenstone Belt and the high-P granulite-bearing Hengshan-Chengde Belt, in North China Craton (Jianghai *et al.*, 2000). Nowadays, we can explain these stratigraphic superpositions as being typical tectonic collage elements, along regional transcurrent shear zones.

In previous works, both the sequences (IC and SSS) were mapped as a single stratigraphic sequence, called Vila Nova Group (e.g. Machado Filho *et al.*, 1986). Besides the Iratapuru Complex, the Baixo Mapari (undated; amphibolite-granulite transition facies granitic gneisses) and the Guianense (Archean in age; Ricci *et al.*, 2001a) complexes also constitute the basement to the SSS. The SSS is famous for its localized, subeconomic Mn-bearing mineralizations (massive manganese blocks; 20 cm in diameter), along the Iratapuru River (see Ricci *et al.*, 2001a).

ISOLATED VOLCANO-SEDIMENTARY RELIC PATCHES. Several localized exposures, representable only at detailed-scale geological map, are broadly distributed across the several crustal domains, as “lithological accidents” inside the various gneissic units and major granitoid batholiths. Needless to say, any tectonostratigraphic correlation with the major greenstone-bearing sequences is highly speculative. In general, such relics consist in one or two isolated lithologies and represent extremely desmembered sequences. Therefore, they are important evidences of the dispersion of terranes, and can be interpreted, very probably, as crustal sheets or slices (post-amalgamation tectonic elements)

DISCUSSION. Interterrane greenstone stratigraphic sequences, such as the IG and VLMS, are here considered as primary orogenic collage elements, delimiting amalgamated crustal terranes. These probable interblock basins now appear as non-disrupted to partially disrupted belts. In metallogenetic terms, they are extensively invaded by granitoid plutons, forming true

plutonic belts between the adjoining crustal terranes. This exceptional geological attribute favours the presence of highly hydrothermalised rocks. However, according to Jones (1995), the tectonic boundary zones delimiting crustal terranes, including these interterrane sequences, are the most appropriate loci, as a whole, for the mineralizations. According to the author, in these major geological-geophysical discontinuities there is much greater chance for such strike-slip systems to be reactivated, and for boundary shear zones to have acted as pathway for repeated fluid flow and metasomatism. In this regard, the IG and the VNMS are considered, in thesis, as the most probable “gold belts” for prospecting. Historically, such interpretation have been supported by the numerous gold fields (“garimpos”) preferentially located on these strips.

In relation to the the minor, isolated intrablock volcano-sedimentary patches, we believe that they represent a secondary metallogenetic importance. In thesis, they can also be mineralised, however, in a more specific way (e.g. gold plus iron, chrome plus PGE or gold plus copper, etc) rather than the polymetallic schist belts observed in other more complete volcano-sedimentary succession, such as the Igarapé Salobo and Grão Pará groups (Southeastern Pará State).

Finally, the Vila Nova Belt can be or cannot a composite string that formed by tectonic amalgamation of different types of rock groups of distinct metamorphic grade (including northeastward-transported klippe), age and origin, during the collision of the adjacent terranes. This possibility has been broadly admitted in other greenstone belts of the world (e.g. Windley, 1998). Thus, this hypothesis, although highly conjectural, cannot be ruled out.

References

- Avelar, V.G. *et al.* 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. *In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 7, Belém, Resumos Expandidos, CD-ROM.*
- Barros, A.M. *et al.* 1984. Projeto Iratapuru (Área Cupixi); Geologia Regional. Goiânia: GEBAM/RADAMBRASIL, 1984. 205 p. il.
- Faraco, M.T.L. 1997. *Evolução petroquímica e metalogenética das rochas e mineralizações associadas à Suíte Metamórfica Vila Nova, na Serra do Ipitinga (NW do Pará).* Tese de Doutorado. CG-UFPa, Belém, 245 p.
- Faraco, M.T.L. *et al.* 2000. Metallogenetic map of the Amapá/Nw Pará State integrated to JERS-1 Radar image. CPRM-Belém/SUREG.
- Goodwin, A.M. 1996. *Principles of Precambrian Geology.* Academic Press, San Diego, 327 pp.
- Hamilton, W.B. 1990. On terrane analysis. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* **331**: 511-522.
- Howell, D.G. 1995. *Principles of Terrane Analysis. New application for global tectonics.* Chapman & Hall, London, 2nd, 245 pp.
- Jones, R. Terrane tectonics: difficulties associated with the analysis of disrupted terranes. *In: SBG, Simp. Nac. Estudos Tectôn. (SNET), 5, Gramado, Rio Grande do Sul, p.: 48.*
- Jianghai, L. *et al.* 2000. Tectonic evolution of an early Precambrian high-pressure granulite belt in the North China Craton. *Acta Geologica Sinica*, **74** (2): 246-258.
- Jorge João, X. da S. *et al.* 1978. Projeto Sudoeste do Amapá. Relatório Final. Texto parte 1-A, 81 p. il.
- Lima, M.I.C. *et al.* 1974. Geologia. *In: Projeto RADAM. Folha NANB 22 Macapá. Rio de Janeiro, I/ 120 p.* (Levantamentos de Recursos Minerais, 6).
- Machado Filho, L. *et al.* 1986. Projeto Iratapuru (Área Iratapuru); Geologia Regional. Goiânia: GEBAM/RADAM, 64 p. il.
- Petri, S. *et al.* 1986. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica. *Rev. Bras. Geoc.*, **16** (4): 372-415.
- Ricci, P. dos S.F. 2001. Domínios geológico-geofísicos no Promin-RENCA e seus complexos, suítes e seqüências metavulcano-sedimentares. Relatório Interno. Belém, CPRM, 25 p. il.
- Ricci, P. dos S.F. *et al.* 2001a. Geologia e recursos minerais do Projeto RENCA– Fase 1. Belém, CPRM, 68 p. il.
- Ricci, P. dos S. F. *et al.* 2001b. Diferentes terrenos, com embasamento geocronologicamente distintos, justapostos por megaestruturas regionais na fronteira Pará/Amapá. *In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 7, Belém, Resumos Expandidos (CD-ROM).*

- Rosa Costa, L.T. da *et al.* 2001. Geocronologia preliminar do Arqueano e Paleoproterozóico do NW do Pará/SW do Amapá. *In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 7, Belém, Resumos Expandidos, (CD-ROM).*
- Windley, B.F. 1998. Tectonic models for geological evolution of crust, cratons and continents in the Archaean. *Rev Bras. Geoc., 25 (2): 183-188.*

**REVIEW OF SOME PREVIOUSLY ESTABLISHED HIGH-GRADE TERRANES IN
SOUTHEASTERN GUYANA SHIELD (BRAZIL) – UNUSUALLY LONG HISTORY BELTS,
DOMIFORM CHARNOCKITOID NUCLEI AND ISOLATED MASSIFS**

⁽¹⁾ Ricci, P. S. F.; ⁽¹⁾ Carvalho, J. M. A.; ⁽¹⁾ Rosa-Costa, L. T., ⁽¹⁾ Vasquez, M. L. e ⁽²⁾ Lafon, J-M
¹CPRM – Serviço Geológico do Brasil (Belém), ²Universidade Federal do Pará, Belém (Lab. Pará-Iso)

ABSTRACT The goal of this paper is to present a geological and geochronological reappraisal about the following geotectonic entities: the granulite-bearing *Jari Belt*, a charnockitoid-rich terrane, is composed of different inter-thrust slices. Bimodal enderbitic-mafic gneisses, amphibolite-granulite transition facies granitic gneisses, high-grade supracrustals, potassic ortomigmatites, amphibolitic grey gneisses and retrogressed granulites are the main units. In terms of eastern Amazonian Craton, this belt displays an uniquely long history; the *Paru Domiform Charnockitoid Nucleous*, an oval-shaped, ring-structured massif, is formed of a plutonic-gneissic core, which is encircled by a dominantly low-medium grade pluton-gneiss-greenstone terrane. It shows several arc-shaped folds at the periphery, drawing an overturned girdle (“collar”) and is being now interpreted as a domical basement culmination; the *Falsino-Tracajatuba Massif* is a rectangular, shear zone-bounded microblock (90 x 70 km), which is made up by enderbitic gneisses, intruded by charnockites. It is encircled by a dominantly low-medium grade gneiss-pluton-greenstone terrane.

INTRODUCTION AND METHODOLOGY. In previous works, several isolated high-grade domains, such as nuclei, massifs, small inliers, pieces of terranes, were incorporated to (or even confused with) large, linear, true high-grade belts containing regional complexes. Such simplistic arrangement have created a number of geological problems and tectonic meaning dilemmas. By the 1980’s, in Southeastern Guyana Shield, some high-grade crustal segments were broadly debated in the literature, although geochronologically ill-known, and geophysically unexplored, in terms of high-resolution methods. The typical examples are the so-called Amapá and Jari belts (Hasui *et al.*, 1984), the Tumucumaque Granulitic Belt (Lima, 1982) and, the largest one, the Tumucumaque-Bacajá Belt (Lima *et al.*, 1986).

Even the recent work of Tassinari *et al.* (2000), although a macro-tectonic model, at cratonic-scale and with scarce field-based studies, have maintained one of these outmoded propositions. In other words, these geotectonic entities were not yet firmly established. Thus, this paper will redefine some of these pioneer propositions, including the appropriated tectonic hierarchy for some minor exposures which contain only isolated complexes.

We will also discuss immediate questions such as the areal extensions of these lithotectonic terranes, geological and geophysical boundaries, geochronological background, tectonic meaning and tectonostratigraphic implications, mainly based on more robust principles of terrane analysis methodology (Hamilton, 1990; Howell, 1995; St-Onge *et al.*, 2001). In comparing the different characteristics among these domains (e.g. geochronological pattern, lithological architecture, diversity of catazonal crustal volumes, structural styles and/or complexities, airborne geophysical responses, cartographical style and plutonic arrangement), we are updating the criteria of their definitions.

On this basis, the broad-scale objective of the present review is to discriminate the distinct high-grade terranes, rather than joining disparate compartments, creating huge, incoherent geotectonic entities.

TERRANE ANALYSIS AND GEOCHRONOLOGICAL BACKGROUND **Jari Belt/JB** This is a NW-trending granulite-bearing gneiss-migmatite terrane (~100 km wide by at least 400 km long). It is interposed between the (Paleoproterozoic) Carecuru-Paru Orogen, a dominant batholithic domain to SW, and the (Archean) Cupixi-Tartarugal Grande Ancient Terrane, a gneiss-pluton-greenstone terrane, to NE (Ricci *et al.*, 2001a,b).

Its northeastern boundary is marked by several tectonic elements, such as a string of disconnected supracrustal remnants which composes the Vila Nova Greenstone Belt (~ 355 km long). This superbelt is controlled by the mineralised (Au, Sn, Ta and Cr) Cupixi Strike-Slip System (~ 400 km long). Both the features coincide with a deep airborne magnetic discontinuity, observed on the the called magnetic basement map. On either side of this discontinuity, we observe an abrupt change in the metamorphic grade, here being interpreted as a cryptic suture in the meaning given by Gibb *et al.* (1983). The Cupixi Lineament also denotes a sharp break on the airborne radiometric maps, where dominant green and blue colors occur to NE, while red and green colors appear to SW (e.g. at 1: 1 000 000 scale).

Its southwestern boundary is flanked by a continuous metasupracrustal belt, named Ipitinga Greenstone Belt (about 280 km long), partly buried by the Phanerozoic cover of the Amazon Basin, in its southeastern end (Ricci *et al.* 2001a,b; Ricci, 2001). This sequence is controlled by the Ipitinga Strike-Slip System, an another mineralised (Au, Sn and Fe-Cu sulphides) lineament (~ 320 km long). On either side of this megashear zone we observe the most disparate blocks so far mapped on the eastern Brazilian Amazonian Craton. This is yet the most impressive evidence of tectonic collage known so far, which again coincides with a highly mineralised zone (Ricci *et al.*, in this symposium).

In terms of architecture, the JB is composed of different inter-thrusted slices presenting distinct metamorphic evolution and structural style and/or complexity, as well as other characteristics (e.g. the geochronological signatures). Hence, the following basement assemblages were formally discriminated, as well as some intrusive suites:

The *JARI-GUARIBAS COMPLEX/JGC*, in map view, occurs both as lens-shaped bodies and narrow, long strips composed of highly deformed, strongly bimodal, grey granulitic orthogneisses, dominantly enderbitic in composition. The JGC is rich in lenticular, massive to foliated, tectonically interleaved mafic portions (Ricci *et al.*, 2001a,b). On the northeastern boundary zone of the JB, these gneisses appear widely retrograded to greenschist facies, while in the central zone, the early granulite facies was followed by latter retrograde amphibolite facies, including widespread dry (granulite facies) and humid (amphibolite facies) migmatization. Structurally, the early low-angle foliations (S_1) are rarely preserved. The superimposed transcurrent shear zones have overprinted a younger regional foliation (S_2), which is then transposed by progressive deformation, forming intrafolial and rootless folds. This leads to a complex interleaving of migmatitic injections with the country rocks. An enderbitic gneiss have yielded a crystallization average age of 2.79 Ga (Ricci *et al.*, 2001a), by single zircon Pb evaporation technique.

The *BALXO MAPARI COMPLEX/BMC* displays a map pattern which consists of large and long strips, composed of non-bimodal, pink, amphibolite-granulite transition facies granitic gneisses which locally attain the granulite facies (Ricci, 2001; Ricci *et al.*, 2001a,b). In terms of field aspect, the BMC consists of homogeneously foliated to banded rocks, whose banding ranges from 5 mm to 3 cm in thickness. These undated gneisses are commonly migmatized under lower grades. On the superimposed transcurrent shear zones, such rocks become partly or wholly retrogressed to low amphibolite facies (red colored), being easily confused with granitic metatexites of Guianense Complex, unless petrographically, when they always preserve mesoperthite grains and/or high-grade textures.

The *IRATAPURU COMPLEX/IC*, in plan, takes place both as small arcuate strips (5 km wide by 35 km long) and lens-shaped minor remnants (0.5-2.5 km wide by 4-12 km long). It is composed of an upper amphibolite-granulite facies

supracrustal sequence, containing low-P cordierite-bearing kinzigites, garnet-sillimanite-bearing quartzites, polygonal-textured clean quartzites, clinopyroxene-bearing silicate facies BIFs, foliated to banded aluminous paragneisses and garnet-biotite-sillimanite-schists or khondalites (garnet-sillimanite metapelites). The biotite-rich rocks (kinzigites) commonly show interleaved granitic masses (0.1-2 m wide) associated with dry migmatization, under granulite facies conditions (Ricci *et al.*, 2001a,b; Ricci *et al.*, in this symposium).

An ongoing research of the CPRM have dated detrital zircons of a kinzigite (zircon Pb-Pb) which have furnished dominantly Paleoproterozoic ages, pointing out the last granulitization event. The IC also occurs as localized minor exposures (5-30 m wide) tectonically interleaved with gneisses of the Jari-Guaribas and Baixo Mapari complexes.

The *GUIANENSE COMPLEX/GC* (redefined by Ricci *et al.*, 2001a,b), in map view, occurs as large and long strips, generally. It encompasses dominantly bimodal grey amphibolitic orthogneisses with a predominance of retrogressive parageneses, besides minor migmatitic domains, mainly nearby Ipitinga and Cupixi megashears. On these sites, the GC includes pervasive granitic to trondhjemitic leucosomes (red-light grey metatexites), and is also characterized by widespread presence of S-C foliations, L-S tectonites, tectonic lamination and transposition of the early S-C structures.

In geochronological terms, an unmigmatized grey gneiss have furnished a crystallization average age at 2.65 Ga (zircon Pb-Pb; Ricci *et al.*, 2001). However, nearby northeastern boundary of the JB a crystallization average age at 3.3 Ga was determined (zircon Pb-Pb; E.L. Klein, person. commun.). This is yet the oldest protolith crystallization age so far established on the Amazonian Craton, very probably a remnant of some craton's oldest preserved crust.

The *ALTO MARACÁ COMPLEX/AMC*, now being defined, displays a map pattern which consists of an isolated, roughly rectangular domain, shear zone-bounded, containing potassic, red, layered ortomigmatites. The AMC is weakly bimodal to non-bimodal and shows dominant metatextitic framework. Its field-based structural style is readily distinguished from any other metamorphic complex so far mapped across the JB. These high-grade rocks commonly preserve low-angle foliations (20-30° to NE, dominantly) and fold interference patterns are widespread.

In this paper, we are making public an age of a tonalitic mesosome (at 2.90 Ga) determined by single zircon Pb evaporation technique. The AMC is here interpreted as an independent crustal volume whose crystallization minimum age is older than that crystallization average age of the GC, ~ at 2.65 Ga. Either based on these limited data as on its distinct characteristics (field aspects, geophysical signature and cartographical style), we can discard, preliminarily, any interpretation involving younger migmatization events of the GC's rocks. However, if we take into account that age of 3.3 Ga on the northeastern border of the JB, this last hypothesis, although unlikely, cannot be ruled out.

The *PLUTONIC ARRANGEMENT* of the JB is characterized by the presence of granitoid stocks and large batholiths, generally homogeneous, evolved and non-expanded. Foliated, igneous-textured porphyroclastic chamoenderbites (~2.6 Ga; zircon Pb-Pb; Ricci *et al.*, 2002a); and massive to highly foliated chamoockites and alkali-feldspar chamoockites, presenting associated dischamoockitization (Ricci *et al.*, 2002b), intrude both the JGC and BMC. In this article, these granitoids are being now grouped, collectively, in the Noucouru Intrusive Suite.

Massive to foliated biotite-granites; garnet-bearing leucogranites (correlated with the Cupixi Intrusive Suite); alaskitic alkali-feldspar granites (Urucupatá Alaskite; 2.15 Ga; zircon Pb-Pb; Ricci *et al.*, 2001a); occasional sillimanite-granites;

massive to foliated two mica-bearing granites and granodiorites (grouped in the Careta Intrusive Suite by Ricci *et al.*, 2001a); all these plutons intrude the GC, chiefly, but are absent in the domains mapped as AMC. The latter presents only deformed, oval-shaped (~ 12 km x 6 km), probable mafic-ultramafic intrusions.

Paru Domiform Charnockitoid Nucleous/PDCN In map view, the PDCN forms an irregular ellipse measuring 36 km long by 25 km wide, a curious E-W oval-shaped massif. This enigmatic nucleous is encircled by a low-medium grade pluton-gneiss-greenstone terrane, Paleoproterozoic in age (Ricci *et al.*, 2001a), named Carecuru-Paru Orogen. Both the domains are localized in Northwestern Pará State.

The PDCN (~ 810 km²) display a ring-structured architecture, observed both on the airborne geophysical maps and remote sensing images (satellite and radar). It represents a problematical tectonic element, still ill-understood.

The architecture of the PDCN is made up by dominantly continuous exposures of igneous-textured porphyroclastic charnockites, with minor alkali-feldspar charnockitic- and chamoenderbitic-facies. These masses enclose huge xenolithic enclaves or septas of bimodal enderbite and mafic low-P orthogneisses, correlatable with the Ananaí Complex (2.58 Ga; zircon Pb-Pb; Ricci *et al.*, 2001a). Such gneisses are here interpreted typically as roof pendants, varying in size from 5 m to several kilometers. Internally, also occur localized metamafic-facies, showing well-preserved cumulate blastogabbroic textures, besides minor amphibolitic gneisses xenoliths (apparently correlatable with the Paru-Maratiá Complex, defined by Ricci *et al.*, 2001a,b). Therefore, its compositional architecture is formed of a plutonic-gneissic core whose average lithological proportions are in the ratio of charnockitoids:gneisses = 2:1, or higher. This unusual nucleous (tectonic window) displays several arc-shaped folds at the periphery, drawing a overturned girdle (“collar”) both by charnockitoid masses and high-grade gneisses remnants.

In geochronological terms, an enderbite gneiss and the charnockitic country-rock were dated by single zircon Pb evaporation technique, yielding ages of ~ 2.58 Ga and 2.15 Ga, respectively (Ricci *et al.*, 2001a,b). Such basement relic remnants (Ananaí Complex) were recently redefined as being typical isolated complexes (Ricci, 2001; Ricci *et al.*, 2001a,b) inside a small crustal fragment, rather than the macroregional lithostratigraphic unit established by previous authors (Jorge João *et al.*, 1978; Lima *et al.*, 1991). Nevertheless, we are now considering the Ananaí Complex as a still much more localized unit, probably associated with roof pendants.

In terms of tectonic explanations, we can advocate several hypotheses, highly speculative, to elucidate this unresolved problem: 1) it can be a plutonised inlier within the Carecuru-Paru Orogen; 2) it can represent a metamorphic core complex linked with deep distensional features; 3) it can be a basement culmination associated with major crustal-scale pinch-and-swell structures; 4) it can be a plutonised duplex windows associated with “blind” sole thrusts; 5) it can be a root zone of a nappe complex. Needless to say, any explanation of such complex structure needs more field data inside and outside of this domal massif. Clearly, further studies are required to establish the true tectonic setting.

Falsino-Tracajatuba Massif/FTM This is an isolated, NW-trending granulite-bearing domain, lying in the Cupixi-Tartarugal Grande Ancient Terrane. The latter is a dominantly low-medium grade gneiss-pluton-greenstone terrane, Archean in age (Avelar *et al.*, 2001; Avelar, 2002), in the central-southeast portion of the Amapá State. The FTM forms a roughly rectangular (~ 6300 km²), shear zone-bounded, relict continental microblock (massif). This suggestive crustal

fragment commonly shows preserved low to moderately dipping foliations (20-55° to SW), superimposed by sub-vertical transcurrent shear zones in several localities, according to current map analysis based on previous geological mapping program (e.g. Jorge João *et al.*, 1979).

The dominant compositional architecture of the FTM is made up of low-P high-grade orthogneisses and intrusive charnockitoid masses. Narrow (700-2200 m wide) lenticular bodies of orthopyroxene-bearing silicate-facies BIFs, garnet-sillimanite-bearing quartzites, low-P cordierite-bearing kinzigites and two-pyroxenes massive mafic granulites are also observed, tectonically interleaved with the gneisses (cf. geological map of Jorge João *et al.*, *op. cit.*). A vast portion of this massif (~50%) consists of undeformed to mylonitic charnockites and garnet-bearing charnockites (Avelar, 2002), forming a shear zone-bounded batholith, side by side with the gneissic segments, in plan. These basement domains are still invaded by rounded charnockitoid stocks, thus forming a well-defined plutonised massif, as observed on the regional airborne radiometric maps (e.g. at 1: 500 000 scale).

The grey gneisses are banded, highly bimodal, enderbitic to mafic in composition, probably migmatized but as yet unproven, and showing dominantly progressive metamorphic parageneses. Jorge João & Marinho (1982) have grouped these gneisses in a macroregional unit, named Tartarugal Grande Metamorphic Suite, initially in allusion to this region. However, we now know that these rocks outcropping along Falsino, Tartarugal Grande, Araguari, Tartarugalzinho and Tracajatuba rivers, represent an isolated, small compartiment. On this basis, Ricci *et al.* (2001b) have restricted this basement assemblage exclusively within the FTM, thus redefining it as a circumscribed unit.

Avelar *et al.* (*op. cit.*) have determined ages at ~ 2.6 Ga to the enderbitic gneisses and 2.05 Ga to the mylonitized intrusive charnockites (zircon Pb-Pb). Therefore, the FTM is younger than the surrounding Cupixi-Tartarugal Grande Ancient Terrane in which the amphibolitic gneisses, redefined as Tumucumaque Complex (Ricci *et al.*, 2001a,b), were dated at 2.85 Ga (zircon Pb-Pb; Avelar *et al.*, *op. cit.*; Avelar, *op. cit.*).

In previous works, this massif was incorporated by Hasui *et al.* (1984) to the NNE-SSW high-grade Amapá Belt, and, alternatively, by Lima *et al.* (1986) to the NW-SE Tumucumaque-Bacajá Granulitic Belt. However, based on the present data, the FTM do not form any linear belt. It is a typical massif (non-linear microblock) that composes one of the four Archean lithotectonic terranes recently identified in Southeastern Guyana Shield (Ricci *et al.*, 2001a,b,c). Moreover, our contrary view expressed above do not admit the FTM as a geochronological relic, as recently proposed by Lafon *et al.* (1998). Together with other adjacent Archean terranes (Cupixi-Tartarugal Grande Ancient Terrane and Jari Belt), it forms a large, composite ancient nucleus (at least 300 x 400 km). Consequently, this amalgamated nucleus, here named Araguari-Jari Massif, is larger than the Imataca Massif (~ 78 x 444 km). Hence, we recommend that the term “relic” be dropped of our current scientific discussion.

The tectonic collage of the FTM against the NW-SE Cupixi-Tartarugal Grande Ancient Terrane is best viewed for us, in all probability, by successive terrane accretion collisional processes (terrane tectonics). This conception is strikingly different of the previously established model admitting ensialic crustal reworking on the edges of the Amazonia Central Province (Tassinari *et al.*, 2000). Nevertheless, this last hypothesis cannot be ruled out, but it requires corroboration.

DISCUSSION. Geochronologically, the JB is still ill-understood and displays an uniquely long history for an eastern Amazonian Craton terrane, dating back from 3.3 Ga (E.L. Klein, person. commun.) as far as the subsequent Paleoproterozoic events (granulitization of the IC and the orogenic magmatism reported above). The unmigmatized gneisses (GC), ranging in age from 3.3 Ga to 2.65 Ga, together with red ortomigmatites of the AMC (crystallization minimum age at 2.90 Ga), demonstrate the tremendous complexity for any general interpretation exclusively based on single zircon Pb evaporation technique. Thus, radiometric dating of reworked high-grade rocks is difficult and needs a multi-method approach to prevent possible misinterpretation and confusion. The extremely diachronic evolution of the JB points to an apparent paradox, unless, alternatively, we must admit the existence of a composite imbricated crustal stack forming the JB. In this case, it would be formed of rock groups of different provenance, age and origin, as has been discussed by Windley (1998) in other granulite-bearing belts of the world.

In a general way, in Southeastern Guyana Shield there are four major gaps in our current understanding of these scattered Archean terranes lying in the Paleoproterozoic Maroni-Itacaiúnas Province, which are addressed in part by this review: 1) they are cratonized older crust that was later fragmented and incorporated in younger crust, as allochthonous fragments, by terrane accretion collisional processes (terrane tectonics); 2) they can be older crust that was not cratonized until it was incorporated in younger crust; 3) they represent the edges of the Carajás-Imataca Province (autochthonous terrains); 4) they represent the edges of the Man Shield, in Western Africa (autochthonous terrains).

All these possibilities admit local or regional crustal reworking, proportionally depending of terrane dimensions, but this takes several forms. Parts of Archean blocks were remobilized by extensive Proterozoic metamorphism. Young blocks cratonized against older blocks could cause crustal reworking at least 50 km into the older blocks, according to Wellman (1988). Admitting the last hypothesis, we believe that the vast, transitional, crustal reworking zone between Carajás-Imataca and Maroni-Itacaiúnas provinces (at least 320 km wide, including the PDCN, JB and FTM), as proposed by Lafon *et al.* (1998), must be exacerbated. Or, if we now take into account the Archean relics northwestward from the Tartarugal Grande City (Avelar, 2002), are more than 400 km in width. Should be this a reasonable idea?

References

- Avelar, V.G. de, Lafon, J.M., Delor, C. 2001. *In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 7*, Belém, Resumos Expandidos (CD-ROM).
- Avelar, W.G. de. 2002. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, 213 p.
- Gibb, R.A., Thomas, M.D., Lapoint, P.L., Mukhopadhyay, M. 1983. *In: Precambrian Res., 19*, 349-384.
- Hamilton, W.B. 1990. On terrane analysis. *Phil Trans R. Soc. Lond A* **331**: 511-522.
- Hasui, Y., Haralyi, N.L.E., Schobbenhaus Filho, C. 1984. *In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2*, Manaus, Anais, Brasília: DNPM/CNPq, p.: 129-141.
- Howell, D.G., 1995. Chapman & Hall, London, 2nd, 245 pp.
- Jorge João, X. da S., Carvalho, J.M. de A., Vale, A.G. Frizzo, S.J. 1979. Relatório Final. texto. Belém: DNPM/CPRM, v. **1-A**, 199 p. il.
- Jorge João, X. da S., Frizzo, S., Marinho, P.A. da C., Carvalho, J.M. de A., Silva Neto, C.S., Souza, A.N., Guimarães, L.R. 1978. Relatório Final. texto-parte I. Belém: DNPM/CPRM, v. **1-A**, 81 p. il.
- Jorge João, X. da S., Marinho, P.A. da C. 1982. *In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 1*, Belém. Anais, **2**, p.: 207-228.
- Lafon, J.M., Rossi, P., Delor, C., Avelar, V.G. de, Faraco, M.T.L. 1998. *In: SBG, Cong. Bras. Geol., 40*, Belo Horizonte, Anais, p. 64.
- Lima, M.I.C. 1982. *In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 2*, Belém, Anais, **3**: p.: 62-78.
- Lima, M.I.C., Bezerra, P.E.L., Araújo, H.J.T. 1991. *In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 3*, Belém, Resumos Expandidos, p.: 322-335.

- Lima, M.I.C., Santos, J.O.S., Siga Junior, O. 1986. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, 34, Goiânia, Anais, **2**, p.: 751-756.
- Ricci, P.dos S.F. 2001. Relatório Interno. CPRM, 25 p. il.
- Ricci, P. dos S.F., Carvalho, J.M. de A., Rosa Costa, L.T. da. 2001b. *In: SBG, Simp. Geol. Amaz.*, 7, Belém, Resumos Expandidos (CD-ROM).
- Ricci, P. dos S. F., Carvalho, J.M. de A., Rosa Costa, L.T. da, Oliveira, J.R. de O., Vasquez, M.L., Klein, E.L., Vale, A.G., Macambira, E.M.B., Maia, R.G.N. 2001c. *In: SBG, Simp. Geol. Amaz.*, 7, Belém, Resumos Expandidos (CD-ROM).
- Ricci, P. dos S.F., Carvalho, J.M. de A., Rosa Costa, L.T. da, Vasquez, M.L., Vale, A.G. 2002b. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, 41, João Pessoa, Anais, p.: 525.
- Ricci, P. dos S.F., Rosa Costa, L.T. da, Carvalho, J.M. de A., Klein, E.L., Vasquez, M.L., Macambira, E.M.B., Vale, A.G., Araújo, O.J.B. de. 2001a. Fase 1. Belém, CPRM, 68 p. il.
- Ricci, P. dos S.F., Carvalho, J.M. de A., Rosa Costa, L.T. da, Lafon, J.M. 2002a. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, 41, João Pessoa, Anais, p. 524.
- Rosa Costa, L.T. da, Vasquez, M.L., Carvalho, J.M. de A., Ricci, P. dos S.F., Lafon, J.M. 2001. *In: SBS, Simp. Geol. Amaz.*, 7, Belém, Resumos Expandidos (CD-ROM).
- St-Onge, M.R., Scott, D.J., Wodicka, N. 2001. *Precambrian Res.*, **107**: 75-91.
- Tassinari, C.C.G., Bettencourt, J.S., Gerald, M.C. Macambira, M.J.B., Lafon, J.M., 2000. *In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds). Rio de Janeiro, Intern. Geol. Cong.*, 31, p.: 41-95.
- Wellman, P., 1988. *In: Precambrian Res.*, **40/41**: 89-100.
- Windley, B.F. 1998. *In: Rev. Bras. Geoc.*, **25** (2): 183-188.

**THE REANALYZED CARAJÁS BLOCK IS INTERPOSED BETWEEN THE BACAJÁ
(THE CRUSTAL REWORKING “LOST LINK” NOW BEING PREDICTED)
AND RIO MARIA ARCHEAN TERRANES – GUAPORÉ CRATON**

Ricci, P. S. F.; Costa, E. J. S.; Faria, C. A. S. e Oliveira, J. R.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Av. Dr. Freitas, 3645, 66095-110, Belém-Pará

ABSTRACT. Two distinct crustal terranes were now recognized within the previously established Carajás Block, based on more robust principles of terrane analysis. The Bacajá Terrane (~ 150 km wide) is a granulite-rich domain with widespread presence of an exotic amphibolitic-granulitic “mélange” (tectonically admixed gneisses of the Bacajá Composite Complex), a perplexing feature of lower-mid crustal tectonic intercalation. Several upper amphibolite-granulite facies supracrustals belts and/or minor remnants are also present, besides an impressive transcurrent shear corridor on the northeastern border (~ 62 km wide). The Carajás Block is an ortomigmatite-rich crustal domain with sparse, lens-shaped ortogranulite bodies (Pium Complex), the most diversified infracrustal volume so far mapped on the eastern margin of the Guaporé Craton. This block contains only low-medium grade volcano-sedimentary successions. Between the Carajás and Cinzento magashears, we observe a narrow zone delimiting these terranes. It is highly mineralised and coincides with a well-defined string of late Archean plutons, composed of A-type monzogranites.

INTRODUCTION AND METHODOLOGY. Historically, in previous works, crustal terranes subdivisions have been based on isolated geochronological or structural data, mainly. Thus, large Archean areas were formerly considered as geochronologically uniform geotectonic entities, poorly-defined domains. As most common examples we have the pioneer Tumucumaque-Bacajá Belt (Lima *et al.*, 1986), the so-called Itacaiúnas Shear Belt (Araújo *et al.*, 1988), the Carajás Block (Dall’Agnol *et al.*, 1997), the Central Amazonian Province (Tassinari & Macambira, 1999) and the Carajás Terrain (Althoff *et al.*, 2000).

In reviewing all the available geological data, we are now making public a new insight upon such subdivisions. Our main purpose is to demonstrate the probable existence (but as yet unproven) of the Bacajá Terrane/BT, consequently redefining the adjacent Carajás Block/CB, to the south. The latter is consensually considered a sub-unit of the Carajás-Imataca Province/CIP (defined by Santos *et al.*, 2000). The BT can represent the reworked Archean edge of the CIP, chiefly across the Lombo Longo Shear Corridor/LLSC, on its northeastern tectonic boundary.

In this paper, we will discuss immediate questions such as the areal extensions of these domains, geological boundaries, tectonic meaning and tectonostratigraphic implications, based on more robust principles of terrane analysis methodology (Hamilton, 1990; Howell, 1995). These terranes display different “fingerprints”, such as metamorphic patterns and regimes, catazonal crustal volumes, structural style and complexity, airborne magnetic responses, plutonic arrangement, migmatization rates and degree of lithological admixing among the basement units.

This updated tectonic analysis is also employed on basis of airborne magnetic evidences rather than ground-based structural observations, such as lateral sharp break in the regional geophysical context. In map view, we also observe any abrupt change in the lithological content (compositional architecture) of these geotectonic entities. These breaks are commonly marked by long lineaments and/or deep magnetic discontinuities, which coincide, generally, with continuous supracrustal belts as well as strings of disconnected volcano-sedimentary remnants. According to Gibb *et al.* (1983), the sutures between amalgamated blocks vary in complexity from wide zones to cryptic sutures marked only by abrupt changes in metamorphism and deformation zones.

The broad-scale objective of the present reappraisal is to recommend probable independent terranes for the respective geochronological elucidation. Our hypothesis, although highly probable in our point of view, is a contemporary approximation, to be improved upon and eventually replaced.

TERRANE ANALYSIS. Bacajá Terrane/BT. This crustal segment is located between the Cinzento Range, to the south, and the *Lombo Longo Shear Corridor/LLSC*, to the north, which includes the granulite-bearing strip of the Piranhaquara Hill, southward from the Transamazônica Road. The WNW-trending BT is tectonically juxtaposed against the CB, measuring ~ 130-150 km wide (across the Serra Pelada and Repartimento sheets) by at least 450 km long. Along the length of the BT, to WNW, its limits remain controversial and geophysically unexplored.

The transcurrent LLSC, here recognized, is an impressive deformation zone northward from the Baliza-Bacajá-Misteriosa region, a set of WNW-ESE aligned ranges. In plan, it extends for some 62 km in width, including the Piranhaquara Hill (cut by Xingu River) and other aligned hills on the same strike, to ESE, e.g. the unnamed hill nearby Tucuruí Lake. To the north, the limits of the BT are the Paleoproterozoic terranes cut by the Transamazônica Road, recently identified by Macambira *et al.* (2001).

The highly deformed LLSC is characterized by several longitudinally continuous, WNW-trending, rectilinear supracrustal patches, side by side each other in map view and separated by sinistral transcurrent shear zones. These relic remnants encompass either upper amphibolite-granulite facies rocks as some low-medium grade supracrustals. Sillimanite-quartzites, low-P cordierite-bearing kinzigites and BIFs are the main components of the high-grade strips (Martins & Araújo, 1979; Oliveira *et al.* 1994; Mineração Açai, private commun.). Among the low-medium grade supracrustals, we have the Misteriosa Group (Oliveira *et al.*, 1994) and the São Manoel Metavolcano-Sedimentary Sequence (Souza, 1995). The narrow (250-1250 m wide), long (30-70 km in length) rectilinear relic remnants and minor lenticular bodies (1-3 km wide) of two-pyroxene mafic granulites are sandwiched among major slices composed of an unusual amphibolitic-granulitic “mélange”. These mixtures are formed of strongly banded, low-P tonalitic to granitic orthogneisses (Oliveira *et al.*, *op. cit.*). Such rocks are tectonically interleaved with one another in a complex manner which is not possible to individualize each metamorphic complex, even at detailed-scale geological map.

On its southeastern boundary, we still observe a large, upper-amphibolite facies (Pinheiro, 1997) supracrustal belt encompassing the Igarapé Salobo Group. This sequence contains sillimanite-bearing quartzites and migmatized gneissic tectonic slivers (correlated with the Xingu Complex, by Machado *et al.*, 1991), cropping out into this unit, thus showing the same pattern of tectonically admixed rocks.

Structurally, this granulite-rich domain presents steeply dipping foliation ($>70^\circ$, dominantly to NNE) and is interpreted as a transcurrent-type terrane, sinistral in map view. When compared with the adjoining CB, by far the BT is the most deformed. It commonly presents banded gneisses, L-S tectonites, long rectilinear supracrustals patches, planar magnetic anomalies patterns and admixed basement units, besides the highly deformed LLSC. The term “Lombo Longo” is allusive to the homonymous range and represents a suitable name to describe the high linearity of this entity.

Oliveira *et al.* (*op. cit.*) have named Bacajá Metamorphic Suite to longitudinal strips (in the Serra Pelada sheet) consisting dominantly of two-pyroxene gneisses and granoblastites (~ 60%) tectonically admixed with amphibolitic grey

gneisses (~40%). Inversely, the so-called Xingu Complex was employed in zones where the amphibolitic gneisses were the commonest (~60%). Clearly, this has represented a momentary cartographical simplification established by those authors, merely based upon statistical data.

In this article, all this close tectonic intercalation is grouped in a single unit (non-separable), in fact, a large composite crystalline complex, in the meaning given by Okay *et al.* (1993). Hence, we are now defining the Bacajá Composite Complex, including either the high-grade supracrustal as the amphibolitic to granulitic orthogneisses, a perplexing feature of lower-mid crustal tectonic intercalation. In this regard, unfortunately, the Archean gneisses (2.85 Ga; zircon U-Pb data; Machado *et al.*, *op. cit.*) outcropping inside the Igarapé Salobo Group, on the boundary zone between the BT and the CB, are here considered as an obvious feature of lithological interleaving. They occur typically within a narrow (10-20 km wide), transitional boundary zone between amalgamated terranes. If so, we recommend new radiometric dating in more reliable sites, e.g. the center of the BT or along the LLSC, chiefly. Such precautions were not analyzed by the previous researchers (Machado *et al.*, *op. cit.*; Dall'Agnol *et al.*, 1997; Pinheiro, *op. cit.*; Althoff *et al.*, 2000).

In terms of geochronological background, we admit, in all probability, an Archean age to the BT's basement based on its estimated average lithological proportions (compositional architecture), in the ratio of gneisses:massive plutons:metasupracrustals = 9:2:2, compatible with the Archean ratio (see Goodwin, 1996).

On the field, this composite complex commonly exhibits an extremely platy and lineated rocks (plattenstein), compatible with the planar magnetic pattern of the BT. This crustal terrane, in turn, is very different and more complex when compared with the granulite-poor adjoining CB, to the south. Both the domains were considered as a single one by previous authors (Oliveira *et al.*, *op. cit.*; Pinheiro, *op. cit.*; Dall'Agnoll *et al.*, *op. cit.*; Althoff *et al.*, *op. cit.*).

The Cinzento and Carajás strike-slip systems are continuous and long lineaments that compose, very probably, a narrow boundary zone between these distinct blocks. In plan, immediately northward from the LLSC (in the Tucuú sheet) we admit a new break either in the compositional architecture as in the structural features, based on remote sensing images and map analysis. Nevertheless, the lack of geophysical data in this segment do not allows us to distinguish any other terrane, unless in speculative terms, such as the admitted Rio Anapu Terrane/RAT. This is a supracrustal-poor entity, containing only a low-medium grade sequence (called Três Palmeiras by Jorge João, 1987). The average lithological proportions of the RAT, now in the ratio of plutonites:metasupracrustals, is very high when compared with the Archean ratio (4:1) estimated by Goodwin (*op. cit.*). Likewise, the dominantly batholithic RAT is either a granite-rich domain as a tonalite-poor terrane (cf. geologic map of Jorge João *et al.*, *op. cit.*), strikingly different of the typical Archean terranes. On this basis, we admit a Paleoproterozoic age to the RAT, northward from the LLSC.

To WNW, either along the strike as along the Transamazônica Road, Macambira *et al.* (2001) have identified a Paleoproterozoic crustal domain, by single zircon Pb evaporation technique, probably an another portion of the RAT. Nevertheless, the studied profile, between the Belo Monte and Novo Repartimento cities, do not cut the (undated) BT. Northward from the Phanerozoic cover of the Amazon Basin, Ricci *et al.* (2001a,b,c) have also recognized a Paleoproterozoic tectonostratigraphic terrane. It was called Carecuru-Paru Orogen and is located between the Archean granulite-bearing Jari Belt and the RAT. Would be the supposed Archean BT a crustal reworking "lost link" between the

Paleoproterozoic RAT and the preserved Archean CB? Would be the LLSC the best locus to investigate crustal reworking on the edges of the CIP? Would be the RAT a transitional zone between the CIP and the Maroni-Itacaiúnas Province/MIP? In our opinion, these are, now, the new geochronological challenges.

The Carajás Block/CB This crustal domain, here being redefined, is located between the Parauapebas and Cinzento ranges – i.e., it is interposed between the BT and the Rio Maria Granite-and-Greenstone Terrain, to the south. The northeastern boundary of the WNW-trending CB (~ 95 km wide, observed in the Carajás sheet, by at least 295 km long) is marked by the high-grade supracrustals of the Igarapé Salobo Group. In map view, these rocks represent an abrupt change in terms of metamorphism, from very low-grade observed in the adjoining Grão Pará Group to sillimanite-quartzites of that unit. This narrow zone (~ 10 km wide) between the Carajás and Cinzento Ranges can be now interpreted as a cryptic suture, in the meaning given by Gibb *et al.* (1983).

To WNW, its limits remain entirely conjectural and geochronologically unexplored. The granulite-poor CB comprises a dominantly grey ortomigmatite domain, with only sparse, isolated lenticular granulitic bodies. These hot tectonic slivers (Pium Complex) represent the most diversified infracrustal volume so far mapped on eastern border of the Brazilian Amazonian Craton. They are composed of diversified orthogranulites, such as layered basic-ultrabasic bodies (including anortosites) and low-P enderbitic to charnockitic orthogneisses (DOCEGEO, 1987; Araújo & Maia, 1991). When compared with the supracrustal-rich, commonly banded and lineated rocks of the Bacajá Composite Complex, the Pium Complex is readily distinguished, without any supracrustal and, generally, presenting only foliated gneisses.

Structurally, the CB defines a NNE-vergent terrane, with moderately dipping foliations (45-65° to SSW). Its map pattern consists in a series of small patches trails and lenticular bodies (low-medium grade supracrustals, granitoids, granulites) in line, immersed in an amphibolite facies matrix (Xingu Complex).

Toward their tectonic boundaries occur major clusters and strings of disconnected volcano-sedimentary sequences, such as the Grão Pará, Aquiri, São Sebastião and Sapucaia groups. In the central zone, we observe only minor isolated supracrustals relic patches. On its northern border, between the Carajás and Cinzento ranges, occur a well-defined string of spindle-shaped plutons. It is made up by foliated A-type monzogranites, e.g. Itacaiúnas, “Old Salobo” and “Old Pojuca” granites, dating at 2.56 Ga (zircon Pb-Pb; Souza *et al.*, 1996), 2.57 Ga (zircon U-Pb; Machado *et al.*, 1991) and 2.52 Ga (zircon Pb-Pb; Souza *et al.*, 1997), respectively. Granite belts are typical features of transitional zones between amalgamated terranes (Gibb *et al.*, 1983; Howell, 1995).

On the regional airborne magnetic maps, the CB's responses are very different of those observed within the BT. The latter shows a much more dense and elongated contour lines pattern for the basement's domains, besides a more stretched model of anomalies. These compared patterns point out a sharp break between magnetically quiet crust of the CB and the magnetically noisy crust within the BT. Moreover, the compared migmatization rates between the CB (a typical migmatitic terrane) and the BT (locally migmatized) are readily distinguished.

In term of average lithological proportions (compositional architecture), in the CB they are in the ratio of gneisses:massive plutons:metasupracrustals = 7:2:4, therefore contrasting with those of the BT (9:2:2).

A charnockitic gneiss of the Pium Complex was dated by U-Pb (SHRIMP) method, providing ages of 3.0 Ga (Pidgeon *et al.*, 1998), whilst a granodioritic gneiss of the Xingu Complex has furnished an age of 2.97 Ga (zircon Pb-Pb; Avelar *et al.*, 1999). Unfortunately, we cannot compare these results with the unknown geochronological background of the BT. However, based on global differences discussed above, we can predict that they represent independent amalgamated fragments, accreted to a previously consolidated nucleus, such as the Rio Maria Granite-Greenstone Terrain. Alternatively, they can be, at least, distinct structural levels and/or crustal volumes of a single orogenic system.

DISCUSSION. A crucial approach to mapping the tectonic boundaries zones, either between crustal terranes as between the geochronologically stabilized provinces (composite amalgamated terranes), was employed by Ricci *et al.* (2001a,b,c) and Ricci (2001), in Southeastern Guyana Shield. This approach was based on more robust principles of terrane analysis, a trustworthy methodology that has foreseen the existence of different types of terranes. Such provisions seem highly probable in relation to the segment northward from the Cinzento Range, within the previously established “Carajás Terrain”, in the concept given by Althoff *et al.* (2000), a large, geochronologically ill-defined domain.

On this basis, as discussed above, the present data clearly indicate, in all probability, the existence of an another geological context between the Cinzento Range and the Piranhaquara Hill (southward from the Transamazônica Road). We claim that the undated Bacajá Composite Complex should be immediately tested by multi-method radiometric investigations, and thus corroborating (or discarding) our tectonic analysis. Likely, the BT will furnish its proper geochronological background, in terms of basement assemblages. If so, this will represent a substantial improvement in the general tectonic scenario, updating all the formerly established propositions.

The exceptional, highly mineralised (Cu, Fe, Au, Ag, Zn, Mo, PGE and Cr, mainly) boundary zone, such as the Cinzento and Carajás strike-slip systems, is an another evidence reinforcing our interpretations. According to Jones (1995), there is a much greater chance for terrane boundaries to be reactivated, and for boundary shear zones to have acted as pathway for repeated fluid flow and metasomatism. In this case, in the so-called Carajás region, such situation of successively reactivated lineaments was corroborated by Pinheiro (1997), in his field-based structural studies. After all, the late Archean granites, circumscribed to this narrow zone, point to a singular geochronological event and may indicate one of the latest Archean episodes (post-amalgamation) on the Amazonian craton.

The gneissic “mélanges” (Bacajá Composite Complex) are the main support for our interpretation now admitting an interposed thrust crustal wedge between the Carajás-Imataca (across the LLSC, chiefly) and the Maroni-Itacaiúnas provinces (across the still speculative RAT). Would be this a large crustal reworking zone? In thesis, the BT can be a reworked domain that envelops the preserved CB or, in other words, the crustal reworking “lost link” on the edge of that province, previously placed in the Amapá State (Lafon *et al.*, 1998; Tassinari & Macambira, 2000).

The discovery of the BT, including the LLSC, is very important to demonstrate the internal mosaic-like framework of the still poorly-known Carajás-Imataca Province. Consequently, a chronolithostratigraphic tradition that automatically places vast gneiss-pluton-greenstone domains in the same tectonic setting is now under critical review. Consequently the macroregional Xingu Complex must undergo a complete reappraisal in Southeastern Pará State, specially its specific areal distribution. As a result, renamed complexes will be proposed (e.g. the Bacajá Composite Complex).

In brief, we advocate that the BT represents the farthestmost Archean crustal segment before reaching the dominantly Paleoproterozoic Rio Anapu Terrane, to the north. Thus, the gneissic “mélanges”, such as those of the Bacajá Composite Complex, an unique feature so far mapped on the Amazonian Craton, represent a lithological prospect to trace major lithospheric-scale tectonic boundaries zones.

References

- Althoff, F. *et al.* 2000. 2.80-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian Craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). *Precambrian Res.*, **104**: 187-206.
- Araújo, O.J.B. de, *et al.* 1988. A megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. *In: SBG/DNPM, Cong. Latino-Amer. Geol.*, 7, Belém, Anais, p.: 324-333.
- Araújo, O.J.B. de & 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. Brasília: DNPM/CPRM, 136p. il.
- Avelar, V.G. de, *et al.* 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *In: SBG, Rev. Bras. Geoc.*, v. **29** (4): 453-460.
- Dall'Agnol, R., *et al.* 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás Metallogenetic Province. *In: Intern. Symp. On Granites And Associated Mineralizations (ISGAM)*, 2, Salvador, Brazil, p.: 135-161.
- DOCEGEO-IGCP. 1987. Lithostratigraphic review of the Carajás District and Southern Pará-Brazil. *In: Final Meeting Of The Working Group-Project 204 IUGS-UNESCO, Carajás-Pa, Extended Abstracts*, p.:11-18, il. (Precambrian Evolution of the Amazonian Region).
- Gibb, R.A., *et al.* 1983. Geophysics of proposed Proterozoic sutures in Canada. *Precambrian Res.*, **19**: 349-384.
- Goodwin, A.M. 1996. *Principles of Precambrian Geology*. Academic Press, San Diego, 327 pp.
- Hamilton, W.B. 1990. On terrane analysis. *Phil. Trans. R. Soc. Lond A* **331**: 511-522.
- Howell, D.G. 1995. *Principles of terrane analysis. New application for global tectonics*. Charman & Hall, London, 2nd ed., 245 pp.
- Jones, R. Terrane tectonics: difficulties associated with the analysis of disrupted terranes. *In: SBG, Simp. Nac. de Estudos Tectôn. (SNET)*, 5, Gramado, Rio Grande do Sul, p. 48.
- Jorge João, X. da S. 1987. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás, Altamira. Folha AS. 22-Y-D. Estado do Pará. Texto Explicativo. Brasília: DNPM/CPRM, 31 p. il.
- Lima, M.I.C. *et al.* 1986. Os terrenos de alto grau do Cráton Amazônico. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, 34, Goiânia, Anais, **2**, p.: 751-756.
- Macambira, J.M.B., Barros, C.E., Silva, D.C.C. da, Santos, M.C. da C. 2001. 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. *In: SBG, Simp. Geol. Amaz.*, 7, Belém, Resumos Expandidos (CD-ROM).
- Machado, N., *et al.* 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Res.*, **49**: 329-354.
- Martins, R.C., Araújo, O.J.B. de. 1979. Projeto Integração Geológico-Geofísica Sul do Pará. Relatório Final. Texto. DNPM/CPRM, v. **1**, 178 p.
- Oliveira, J.R. de, *et al.* 1994. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Serra Pelada. Folha SB. 22-X-C. Estado do Pará. Texto Explicativo. Brasília: DNPM/CPRM, 220 p. il.
- Pidgeon, R., *et al.* 1998. Datação U-Pb de estruturas primárias e secundárias de zircões de granulitos do Complexo Pium, Província de Carajás, Pará. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, 40, Belo Horizonte, *Abstract bull.*, p. 56.
- Pinheiro, R.V.L. 1997. Reactivation history of the Carajás and Cinzento strike-slip systems, Amazon, Brasil. D. Phil. Thesis, University of Durham, England, 408 pp.
- Ricci, P. dos S.F. 2001. Domínios geológico-geofísicos no Promin-RENCA e seus complexos, suítes e seqüências metavulcano-sedimentares. Relatório Interno. 25p. il.
- Ricci, P. dos S.F., *et al.* 2001b. Diferentes terrenos, com embasamento geocronologicamente distintos, justapostos por megaestruturas regionais na fronteira Pará/Amapá. *In: SBG, Simp. Geol. Amaz.*, 7, Belém, Resumos Expandidos (CD-ROM).
- Ricci, P. dos S.F., *et al.* 2001c. As contrastantes assinaturas tectono-magmáticas do Cinturão Jari e do Orógeno Carecuru-Paru (SW do Amapá/ NW do Pará). *In: SBG, Simp. Geol. Amaz.*, 7, Belém, Resumos Expandidos (CD-ROM).
- Ricci, P. dos S.F., *et al.* 2001a. Geologia e recursos minerais do Projeto RENCA – Fase 1. Belém, CPRM. 68 p. il.

- 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 Res.*, **3** (4): 453-488.
- Souza, V. da S. 1995. *Geologia e mineralizações auríferas da área do Garimpo do Manelão, Região do Bacajá-Pa.* Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 111p.
- Souza, Z.S., *et al.* 1997. Geochemistry and petrogenesis of metavolcanic rocks from Archean greenstone belt: Rio Maria region (Southeast Pará, Brazil). *Rev. Bras. Geoc.*, **27**: 169-180.
- Souza, S.R.B., *et al.* 1996. Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do rio Itacaiúnas (Serra dos Carajás, Pa): implicações estratigráficas. *In: SBG, Simp. Geol. Amaz.*, 5, Belém, p.: 380-382.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22** (3): 174-182.
- Tassinari, C.C.G., *et al.*. 2000. The Amazonian Craton. *In: Cordani, U.G., et al.* (eds). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, Intern.Geol. Cong., 31, p.: 41-95.

GEOCRONOLOGIA DAS INTRUSÕES ACAMADADAS MÁFICAS-ULTRAMÁFICAS DE PORTO NACIONAL, TOCANTINS: EVIDÊNCIA DE MAGMATISMO BÁSICO CAMBRIANO (0,53 GA) COM METAMORFISMO DE ALTO GRAU SUPERIMPOSTO

Lima H.A.F. (haflima@unb.br), Ferreira Filho C.F. (cesarf@unb.br), Dantas E.L. (elton@unb.br); Pimentel M.M. (marcio@unb.br).

Instituto de Geociências, Universidade de Brasília-UnB, Brasília-DF, 70910-900

RESUMO Na porção norte da Faixa de Dobramentos Brasília (FDB), região de Porto Nacional, ocorrem várias intrusões acamadadas máficas-ultramáficas. O Complexo Acamadado Carreira Comprida (CACC) é uma intrusão de grande porte (85x10 km) de natureza máfica (leucotroctolito, anortosito, olivina gabronorito) altamente fracionada (F₀₇₈ a F₀₀₇). A idade de cristalização obtida para o CACC é de 0,53 Ga (U-Pb em zircão de 526 ± 5,6 Ma e 533 ± 4,2 Ma). O CACC está submetido à um evento tectônico-metamórfico de alto grau. O VE3 (10 x 0,8 km) e MC (7,5 x 2,5 km) são intrusões em que dominam rochas ultramáficas, formadas por wehrlito, clinopiroxenito e gabro. Os resultados petrológicos e geocronológicos indicam a diversidade magmática das intrusões máficas-ultramáficas e caracterizam eventos magmáticos e tectônicos de idade Cambriana na região de Porto Nacional.

INTRODUÇÃO A descoberta recente de intrusões acamadadas máficas-ultramáficas na região de Porto Nacional, Tocantins, (Ferreira Filho *et al.*, 2002) levanta duas questões principais: i) Qual é o significado tectônico desse magmatismo básico localizado na porção norte da Faixa de Dobramentos Brasília? ii) Qual é o potencial desses corpos para depósitos magmáticos (Ni-Cu sulfetado, EGP, Fe-Ti-V, cromita)? Estudos sistemáticos (geológico, petrográfico, petrológico e isotópico) estão sendo desenvolvidos em áreas selecionadas dos complexos acamadados da região enfocando as questões apresentadas acima. O conjunto de corpos estudados é formado pelo Anortosito Carreira Comprida (Gorayeb, 1996), aqui denominado Complexo Acamadado Carreira Comprida (CACC), e por dois corpos descobertos pela Verena Minerals Corporation durante trabalhos de prospecção mineral desenvolvidos na região, denominados Monte do Carmo (MC) e VE3 (Figura 1). O objetivo do presente trabalho é apresentar os dados preliminares das atividades executadas nos complexos acamadados Carreira Comprida, Monte do Carmo e VE3.

GEOLOGIA REGIONAL A Faixa de Dobramentos Brasília (FDB) está posicionada na região central do Brasil, cobrindo porções dos estados de Goiás, Minas Gerais e Tocantins, com extensão norte-sul de cerca de 1.000 km. Esta região está inserida no contexto da Província Estrutural do Tocantins, que é limitada pelas bacias sedimentares do Parnaíba, ao norte, e Paraná, ao sul, e abrange extensas áreas marcadas principalmente pela presença de importantes faixas de dobramentos Proterozóicos (Pimentel *et al.*, 2000). A FDB engloba um amplo conjunto de unidades supracrustais Proterozóicas, essencialmente sedimentares, assentadas sobre o embasamento Arqueano, ou sobre unidades Paleoproterozóicas.

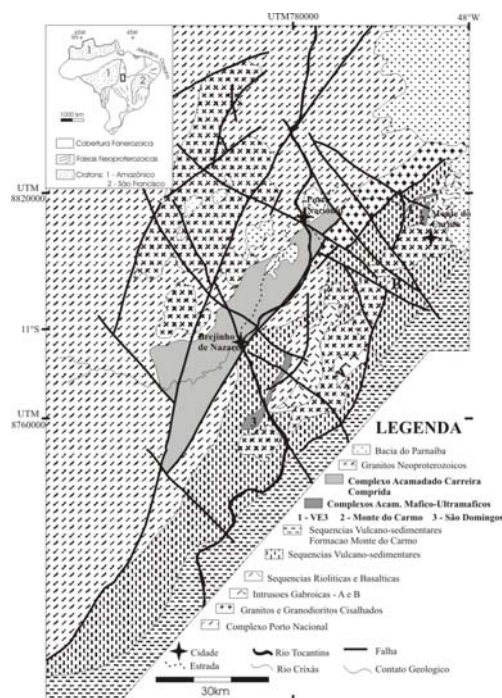


Figura 1. Geologia da região de Porto Nacional, Tocantins. Modificado de mapa da Verena Minerals Corporation.

oeste (Figura 1).

A região é caracterizada pela complexidade geológica, em que observa-se rochas do Arco Magmático de Goiás, Maciço de Goiás, zona externa da Faixa Brasília, Faixa Araguaia e Bacía do Parnaíba, representando um contexto geológico singular e de difícil compreensão (Fuck 1994 e Fuck *et al.* 2001). Verifica-se também a ocorrência de uma série de plutões graníticos Brasilianos na região (Quaresma & Kotschoubey 2001), como o Granito Matança com 555-560 Ma, tectonicamente colocado entre o Complexo Porto Nacional e os terrenos gnáissicos do Complexo Rio dos Mangues à W, e o Granito Palmas datado em 548 ± 5 Ma (Gorayeb 2001).

Dados geocronológicos dos complexos acamadados são restritos a datação Pb-Pb em zircão (2.071 ± 4 Ma) do Anortosito Carreira Comprida (Gorayeb & Moura 2001), interpretada pelos autores como a idade do magmatismo.

AS INTRUSÕES ACAMADADAS As intrusões acamadadas de Porto Nacional foram originalmente subdivididas em três grupos com base nos tipos litológicos, seqüência de minerais cúmulus, anomalias geofísicas e associação de campo (Ferreira Filho *et al.* 2002). Dois destes grupos, um de composição predominantemente anortosítica e outro de composição predominantemente ultramáfica, foram selecionados para estudos sistemáticos.

O Complexo Acamadado Carreira Comprida (CACC) (85x10 km) consiste de uma grande área (figura 1) formada por anortosito com plagioclásio (pl) e ilmenita *cumulus*, e clinopiroxênio (cpx) e quartzo (qtz) *postcumulus*. Gabronorito, olivina norito, leucotroctolito e

As intrusões acamadadas máficas-ultramáficas, objeto deste trabalho, ocorrem no norte da FDB (Figura 1), em área de exposição de terrenos Pré-Cambrianos parcialmente cobertos por sedimentos Fanerozóicos. As intrusões máficas-ultramáficas foram descobertas e delineadas durante programa de exploração desenvolvido pela Verena Minerals Corporation, incluindo levantamento aeromagnetométrico e sondagem. As intrusões consistem de corpos alongados orientados paralelamente aos lineamentos regionais NE, formando um alinhamento de 120 km que em parte é recoberto pela Bacía do Parnaíba. As intrusões estão hospedadas em seqüências vulcanossedimentares à leste e pelos terrenos de alto grau de Porto Nacional à

anortosito interacamadados são observados na seção do Rio Crixás que expõe a estratigrafia na porção sul do complexo. A composição da olivina (ol) varia de Fo₇₈ a Fo₀₇ enquanto a composição do opx varia de En₇₂ a En₁₄ e cpx de En₄₁ a En₁₂, indicando um fracionamento extensivo desde termos moderadamente primitivos até termos fortemente fracionados. Os termos mais fracionados apresentam apatita e zircão cúmulus, o que é compatível com o fracionamento extensivo indicado pelas composições de olivina e opx. Os cumulados primários estão variavelmente transformados com a presença de foliação e recristalização pervasiva, com assembléia mineral indicativa de pico de metamorfismo em condições da fácies granulito. Datação pelo método U-Pb de cristais ígneos de zircão de duas amostras (olivina norito e gabronorito parcialmente recristalizado em condições da fácies granulito), executado no Lab. de Geocronologia da UnB, indica respectivamente idades de 526±5,6 Ma e 533±4,2 Ma, interpretadas como idades de cristalização do corpo. Análises Sm-Nd de 3 amostras de cumulados máficos do CACC indicam T_{DM} entre 1,65 e 1,9 Ga, com valores ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd entre 0,084 e 0,121, e valores de ε_{Nd(530 Ma)} variável entre -7 e -12. Esses resultados sugerem contaminação do magma básico Cambriano (0,53 Ga) com material crustal de idade antiga (possivelmente do Paleoproterozóico).

Os complexos VE3 (10 x 0,8 km) e Monte do Carmo (MC) (7,5 x 2,5 km) são formados por cumulados ultramáficos (wehrlito, clinopiroxenito) e máficos (gabro) (Figura 1). Apesar de pobremente expostos, eles estão bem delimitados por significativas anomalias aeromagnetométricas. A descrição dos testemunhos de sondagem e a petrografia sistemática dos corpos VE3 e MC, caracterizam as intrusões como complexos máficos-ultramáficos acamadados com alta proporção de rochas ultramáficas com relação às rochas máficas. As texturas e estruturas primárias, incluindo acamadamento magmático, são abundantes, e atestam a natureza acamadada do corpo. A composição de ol *cumulus* em wehrlito varia entre Fo₈₅ e Fo₈₄, enquanto na mesma rocha a composição de cpx varia entre En₄₉ e En₄₅. As rochas do VE3 estão variavelmente transformadas e foliadas, sendo os equivalentes metamórficos, característicos da recristalização de rochas máficas-ultramáficas em condições da fácies xisto verde (talco-tremolita serpentinito, serpentina-talco tremolitito, tremolita talcito e tremolitito).

CONCLUSÃO A descoberta dos complexos acamadados VE3 e MC e a nova abordagem dada ao Anortosito Carreira Comprida, considerando-o como um complexo acamadado, apresentam um novo panorama a história geológica da porção norte da Província Tocantins.

Na região são reconhecidos dois tipos distintos de intrusões acamadadas, um predominantemente máfico (CACC) com litótipos fortemente fracionados e outro em que dominam tipos ultramáficos (VE3 e MC) com rochas relativamente mais primitivas. Os dados

geocronológicos do CACC indicam um magmatismo básico de idade Cambriana (0,53 Ga) alojado em crosta continental antiga (paleoproterozóica). Superimposto as rochas do CACC é caracterizado um evento termo-tectônico em condições da fácies granulito. Este evento é mais jovem do que a idade magmática (0,53 Ga), caracterizando o evento metamórfico de alto grau mais jovem a ser identificado na Província Tocantins.

Os novos dados geológicos e geocronológicos apresentados neste trabalho indicam a existência de eventos de magmatismo básico e metamorfismo de alto grau até então desconhecidos na Província Tocantins, com implicações para a evolução tectônica regional e para a avaliação metalogenética da região de Porto Nacional.

Referências Bibliográficas

- Ferreira Filho C.F., Lima H.A.F., Dantas E.L., Daoud W.E.K., Salomão Neto J. 2002. The Layered Mafic-Ultramafic Complexes of the Tocantins State, Central Brazil: Recently Discovered Large Proterozoic Intrusions with Favorable Potential to Host PGE Deposits. 9th International Platinum Symposium, *Abstract with Program*, 21-25 July 2002, Billings, Montana, p. 141-143
- Fuck, R. A. 1994. A Faixa Brasília e a Compartimentação Tectônica na Província Tocantins. In: Simpósio de Geologia do Centro Oeste, 4, Brasília, 1994. *Anais*. p. 184-187
- Fuck, R.A., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Junges, S.L., Moraes, R. 2001. Nd Isotopes, U-Pb single grain and SHRIMP zircon ages from basement rocks of the Tocantins Province, III South American Symposium on Isotope Geology, *Extended Abstract Volume (CD)*, Sociedad Geologica de Chile, Santiago, Chile, p. 141-144
- Gorayeb, P.S.S. & Moura, C.A.V. 2001. Aspectos geológicos e geocronológicos do anortosito Carreira Comprida, região de Porto Nacional, TO: In: 7^o Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém-PA, *Resumos Expandidos*.
- Gorayeb, P.S.S. 1996. *Petrologia e Evolução Crustal das Rochas de Alto Grau de Porto Nacional – TO*. Belém, UFPa, CG. 262 p. Tese (Doutorado em Geologia) – CPGG, CG, UFPa, 1996
- Gorayeb, P.S.S., Moura, C.A.V., Chaves, C.L. 2001. A Granitogênese Neoproterozóica no Setor Setentrional da Província Tocantins: Implicações para redefinição da Suíte Lageado. In: 7^o Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém-PA, *Resumos Expandidos*
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Jost, H., Ferreira Filho, C.F. & Araujo, S.M. 2000. The Basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc: In: *Tectonic Evolution of South America*, Cordani, H.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. & Campos, D.A. (eds.), Rio de Janeiro, *31 st International Geological Congress*, p. 195-229
- Quaresma, E.C., & Kotschoubey, B., 2001, Granito Arueira, Região de Porto Nacional, TO: testemunho de granitogênese Brasileira: In: 7^o Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém-PA, *Resumos Expandidos*

ASPECTOS MINERALÓGICOS E TEXTURAIS DAS ROCHAS GRANÍTICAS DO MACIÇO MOCAMBO, PROVÍNCIA ESTANÍFERA DO SUL DO PARÁ

Teixeira N.P., Fernandes C.M.D., Pinho S.C.C., Cruz V.L., Paiva Júnior A.L.

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.

RESUMO O maciço granítico Mocambo encerra fácies graníticas sieno a monzogranito porfirítico (SMGP), sienogranito com muscovita (SGMv), aplito álcali-feldspato granito (AAFG). Todas elas correspondem a diferenciados muito evoluídos e silicosos e mostram-se afetadas por alterações hidrotermais pós-magmáticas em diferentes intensidades. Elas constituem restos de uma cúpula greisenizada que se mantém na topografia do maciço. Além dos granitos e diques aplíticos, um corpo de greisen ocorre no contato entre o maciço e rochas do Grupo São Felix. Tanto as fácies mais intensamente alteradas (SGMv), quanto o greisen hospedam mineralizações de cassiterita e fluorita, que ocorrem em pequenos agregados e disseminadas nessas rochas. Além disso, a fácies SMGP abriga conteúdos relativamente expressivos de topázio (até 5%) e teores, subordinados de fluorita (até 1%), sendo, entretanto desprovida de cassiterita. Nos granitos onde o topázio está presente, a cassiterita é rara ou está ausente. A presença de fluorita é comum em ambos os casos. O caráter nitidamente discordante do corpo granítico em relação às encaixantes e a presença de rochas vulcânicas não metamorfisadas, sugerem que a sua colocação ocorreu em profundidades rasas da crosta.

INTRODUÇÃO O maciço granítico Mocambo (Abreu & Ramos, 1974; Teixeira, 1999) aflora na interface do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas e do Grupo Uatumã (Teixeira, 1999), acerca de 21 Km a sudeste da cidade de São Felix do Xingu (Figura 1a). Está representado por um corpo principal e três satélites, desconectados fisicamente entre si (Figura 1b). O corpo principal mostra uma forma irregular, alongada na direção NW-SE e apresenta uma área aflorante de aproximadamente 7 Km². Todos os corpos são intrusivos discordantemente em rochas metassedimentares e metavulcânicas máficas do Grupo São Felix e em vulcânicas andesíticas da Formação Sobreiro do Grupo Uatumã. Datações radiométricas pelo método Pb-Pb em zircão indicaram uma idade de 1.862 ± 16 Ma, que foi interpretada como a idade de cristalização do corpo (Teixeira et al., 2002). O caráter nitidamente discordante do corpo granítico em relação às encaixantes e a presença de rochas vulcânicas não metamorfisadas, sugerem que a sua colocação ocorreu em profundidades rasas da crosta.

PETROGRAFIA O maciço Mocambo representa uma cúpula intensamente afetada por processos de alterações hidrotermal pós-magmáticas, decorrente da interação rocha/fluidos enriquecidos em voláteis. Estudos petrográficos efetuados por Teixeira (1999) revelaram três tipos faciográficos a saber: (1) sienogranito a monzogranito porfirítico (SMGP), (2) sienogranito com muscovita (SGMv), (3) aplito álcali-feldspato granítico (AAFG). Além dos granitos, foi caracterizado um corpo de siderofilita-clorita-muscovita-quartzo greisen (SCMQGs) associado ao maciço.

Fácies SMGP Essa variedade é dominante, em área de abrangência, no contexto do corpo principal, concentrando-se, preferencialmente, nas porções S e NNW e, subordinadamente, na região SE do mesmo.

Em termos modais, predomina uma composição sienogranítica, embora possam ocorrer termos monzograníticos. Trata-se de um granito tipicamente subsolvus (Tuttle & Bowen, 1958), com valores de M entre 5% e 10%, indicando uma natureza hololeucocrático a leucocrático para o mesmo. Essas características permitem concluir que esse granito é uma rocha extremamente diferenciada, gerada a partir de um líquido muito evoluído e silicoso. Exibe textura porfirítica, caracterizada pela presença de fenocristais grossos de quartzo e plagioclásio, imersos em uma matriz hipidiomórfica heterogranular, média a fina, e apresenta coloração cinza-esbranquiçada. Consiste essencialmente de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, sendo varietal a biotita. Como minerais acessórios ocorrem zircão e minerais opacos.

As fases minerais associadas a processos de alteração hidrotermal pós-magmáticos estão representadas por sericita, muscovita, clorita, fluorita, epidoto, topázio, carbonato e feldspato potássico, associados à substituição parcial do plagioclásio, albita e argilominerais, relacionados à alteração dos feldspatos potássicos, clorita, fluorita, muscovita, allanita, siderofilita, minerais opacos, epidoto, quartzo, vinculados à desestabilização da biotita e topázio.

Fácies SGMv Essa variedade ocupa uma pequena área do corpo principal e a quase totalidade das duas apófises situadas a sudeste do mesmo. Consiste de rochas tipicamente subsolvus (Tuttle & Bowen, 1958), hololeucocráticas, com valores de M sempre inferiores a 5%, de composição predominantemente sienogranítica. Tais características indicam que as rochas do maciço foram geradas a partir de líquidos muito evoluídos e silicosos, a exemplo da fácies SMGP.

Apresenta textura hipidiomórfica heterogranular média, com tendência a equigranular e exibe coloração cinza. Consiste essencialmente de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico. Como fases acessórias, ocorrem biotita, zircão e minerais opacos. Os minerais relacionadas ao estágio de alterações tardi- a pós-magmáticas mostram-se representadas por sericita, muscovita, clorita, fluorita, Topázio, e microclina peritítica, associados à substituição do plagioclásio, albita e argilominerais relacionados à alteração dos feldspatos potássicos e do plagioclásio, clorita, siderofilita, muscovita, Fluorita, minerais opacos, esfalerita, allanita, intimamente vinculados à cloritização da biotita, topázio e cassiterita.

Aplito (AAFG) É uma rocha hololeucocrática, tipicamente álcali-feldspato granítica e de características hipersolvus (Tuttle & Bowen, 1958). A apresenta textura hipidiomórfica heterogranular fina a média, com tendência porfirítica e coloração branca a creme esbranquiçada.

Consiste essencialmente de quartzo e feldspato potássico, sendo acessórios zircão, minerais opacos e rutilo. Sericita, muscovita e albita são fases vinculadas ao estágio de alterações hidrotermais pós-magmáticas. Essas características demonstram que essa rocha representa a fácies mais evoluída do maciço e que foi gerada a partir de um líquido muito diferenciado e extremamente silicoso.

Siderofilita-Clorita-Muscovita-Quartzo Greisen (SCMQGs) O SCMQGs foi observado em apenas um afloramento, na zona de contato entre a fácies SGMv e as rochas metassedimentares do Grupo São Felix. Nesse local, o afloramento estudado consiste de blocos, não tendo sido possível deduzir a forma do corpo, nem, tampouco, as suas relações de contato. Entretanto, acredita-se que se trata de restos de uma cúpula do SGMv, greisenizada pervasivamente. No que se refere à tipologia, pode ser considerado como mica-quartzo greisen (Scherba 1970) ou mica greisen pobre em quartzo (de acordo com a classificação de Kühne *et al.* 1972. In: Stemprok, 1987). Apresenta aspecto maciço, textura hipidiomórfica, heterogranular, granulação fina a média e coloração cinza escura a negra. Consiste essencialmente de quartzo (em grande parte vinculado à intensa silicificação ocorrida durante a greisenização), muscovita, clorita, siderofilita, albita, fluorita e cassiterita. Como fases minerais residuais primárias ocorrem zircão e minerais opacos.

CONCLUSÕES Esse maciço encerra fácies graníticas muito diferenciadas e bastante afetadas por alterações pós-magmáticas de natureza essencialmente pervasiva. Elas constituem, ao que tudo indica, restos de uma cúpula greisenizada que se mantém na topografia do maciço. Além dos granitos e diques aplíticos, um corpo de greisen ocorre no contato entre a fácies SGMv e rochas do Grupo São Félix. Tanto a fácies SGMv, quanto o greisen hospedam mineralizações de cassiterita e fluorita, que ocorrem em pequenos agregados e disseminadas nessas rochas. Além disso, a fácies SMGP abriga conteúdos relativamente expressivos de topázio (até 5%) e teores, subordinados de fluorita (até 1%), sendo, entretanto desprovida de cassiterita. Nos granitos onde o topázio está presente, a cassiterita é rara ou está ausente. A presença de fluorita é comum em ambos os casos.

AGRADECIMENTOS Os autores deste trabalho agradecem à FAPESP, Fundação de Apoio a Pesquisa do Estado de São Paulo, pelo apoio financeiro concedido (Projeto nº 96/3942-0). * este trabalho é uma contribuição ao PRONEX (103-98/MCT/CNPq-Proc. 66.2103/98-0).

Referências Bibliográficas

- Abreu F. A. M., Ramos C. R. 1974. Estanho do Sul do Pará. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 28, Porto Alegre, *Anais*, 5:11-23
- Scherba G. N. 1970. Greisens. *Int. Geol. Rev.*, 12: 114-150 and 239-255
- Stemprok M. 1987. Greisenization (a review). *Geol. Rundsch.*, 76 (1): 169-175

- Teixeira N. P. 1999. *Contribuição ao estudo das rochas granitóides e mineralizações associadas da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 508 p.
- Teixeira N. P., Bettencourt J. S., Moura C. A. V., Dall’Agnol R., Macambira E. M. B. 2002. Archean crustal sources for paleoproterozoic tin-granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Res.*, **119** (1-4): 2257-2275
- Tuttle O. F., Bowen N. L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Amer., Memoir*, **74**:1-153

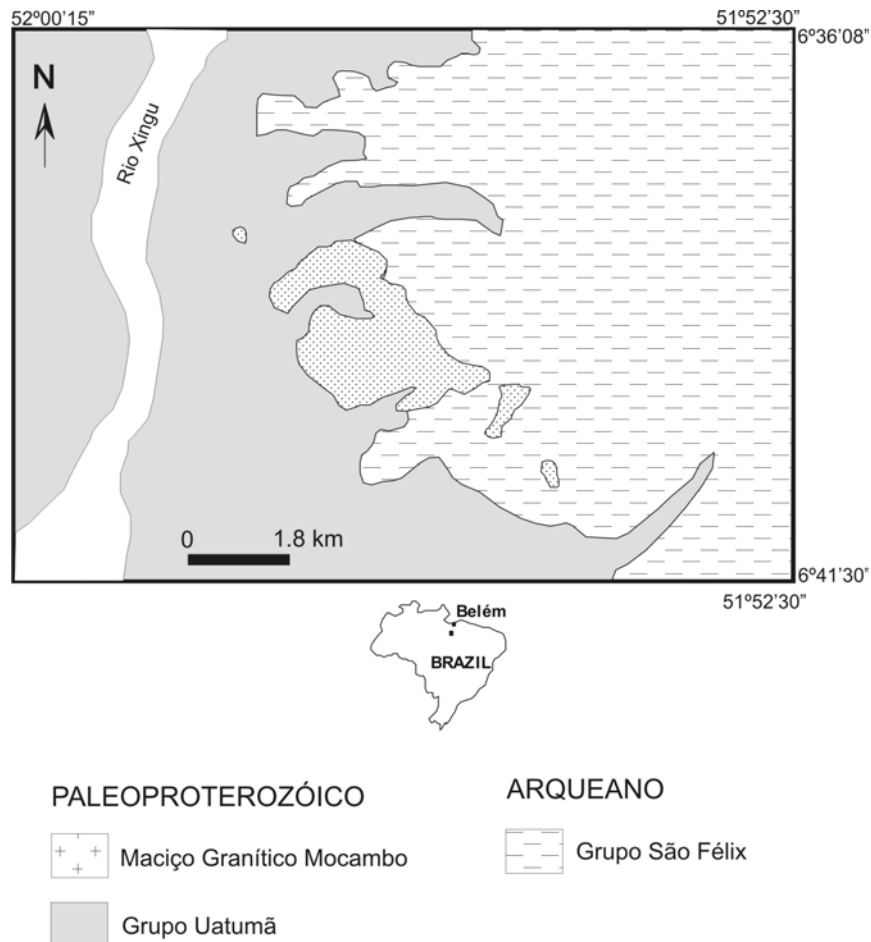


Figura 1. Mapa geológico simplificado da área de ocorrência do maciço granítico Mocambo (modificado de Teixeira, 1999).

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS ROCHAS GRANÍTICAS DO MACIÇO VELHO GUILHERME, PROVÍNCIA ESTANÍFERA DO SUL DO PARÁ

Teixeira N.P.*, Fernandes C.M.D.*, Pinho S.C.C.* , Cruz V.L.*, Paiva Júnior A.L.*

*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

RESUMO Estudos petrográficos, mostraram a existência de três fácies graníticas no interior do maciço Velho Guilherme: biotita sienogranito equigranular médio (BSGEm), sienogranito heterogranular (SGH) e microsienogranito (MSG). São rochas de composição sienogranítica, com variações texturais desde tipos equigranulares médios, até variedades heterogranulares médias e finas. Em todos os casos, predomina a coloração rosa clara. Correspondem a diferenciados muito evoluídos, possuem natureza hololeucocrática e cristalizaram a partir de líquidos muito silicosos. De modo geral, as rochas do maciço mostram-se afetadas, em diferentes graus, por processos hidrotermais pós-magmáticos. Veios hidrotermais a base de quartzo e epidoto ocorrem associados. O caráter francamente discordante do corpo granítico em relação às encaixantes e a presença freqüente de intercrescimentos granofíricos em algumas fácies do maciço, sugerem que a sua colocação ocorreu em profundidades rasas da crosta.

INTRODUÇÃO O maciço granítico Velho Guilherme aflora no âmbito do Terreno *Granito-Greenstone* do Sul do Pará (CPRM/DNPM, 1997), imediatamente a sul da cidade de Tucumã (Figura 1). Apresenta uma forma grosseiramente circular e possui área de exposição de aproximadamente 80Km². Mostra-se encaixado, discordantemente em rochas do Grupo Tucumã (CPRM/DNPM, 1997) e em granitóides correlacionados ao Granodiorito Rio Maria (Medeiros et al., 1987). Datações radiométricas pelo método Pb-Pb em rocha total e em frações de feldspato revelaram uma idade de 1.874±30 Ma, que foi interpretada como a idade de cristalização do corpo (Lafon *et al.*, 1995).

PETROGRAFIA Teixeira (1999) caracterizou três variedades graníticas no maciço: (1) biotita sienogranito equigranular médio (BSGEm); (2) sienogranito heterogranular (SGH); (3) microsienogranito (MSG). Adicionalmente, observações de campo mostraram que o BSGEm é seccionado pelo SGH e, esse último, é cortado pelo MSG e por veios hidrotermais à base de quartzo e epidoto..

Os granitos do maciço são essencialmente sienograníticos e subsolvus (Tuttle & Bowen, 1958), com valores de M sempre inferiores a 5%. Essas características demonstram que os granitos estudados são de natureza hololeucocrática e foram originados a partir de líquidos muito diferenciados e evoluídos, extremamente silicosos.

Fácies Biotita Sienogranito Equigranular médio Essa variedade parece corresponder ao tipo dominante no interior do maciço. A apresenta textura hipidiomórfica equigranular média, tem aspecto isotrópico e possui coloração rosa-acinzentada. Consiste essencialmente de quartzo,

feldspato potássico e plagioclásio, sendo varietal a biotita. Como minerais acessórios ocorrem zircão e minerais opacos. São fases secundárias, formados no estágio de alterações hidrotermais pós-magmáticas, sericita, muscovita, clorita, Fluorita, topázio, e microclina, as quais mostram-se associadas a um evento metassomático, de natureza potássica, ocorrido no início desse estágio, e que propiciou, preferencialmente, a substituição parcial do plagioclásio primário. Relacionados a um evento de metassomático de natureza sódica, subsequente, ocorrem albita, ligada à substituição parcial dos feldspatos potássicos e clorita, minerais opacos, esfalerita, muscovita, quartzo, fluorita, allanita, relacionados a alteração parcial da biotita, muscovita, vinculada à alteração do topázio, e argilominerais, associados a um evento de alteração argílica de posicionamento temporal duvidoso.

Fácies Sienogranito Heterogranular Essa variedade, embora guarde grandes afinidades com o BSGEm, mostra algumas diferenças a saber: (1) exibe menor conteúdo de biotita; (2) a biotita apresenta-se, quase sempre, mais intensamente alterada ; (3) mostra-se mais intensamente afetada por alterações hidrotermais pós-magmáticas. Exibe textura hipidiomórfica heterogranular, média, embora possam ocorrer, subordinadamente, variações para termos finos a médios e grossos. Apresenta coloração rosa a rosa-esbranquiçada. Consiste essencialmente de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, sendo o principal varietal a biotita (restos). Como minerais acessórios ocorrem zircão, minerais opacos e rutilo. As fases minerais tardias, relacionadas a processos de alteração hidrotermal pós-magmática, mostram-se representadas por sericita, muscovita, clorita, fluorita, epidoto, feldspato potássico, albita, muscovita, minerais opacos, quartzo, esfalerita, allanita, argilominerais.

Texturas de intercrescimentos, associadas a processos de exsolução e de substituição, ocorridos tanto em condições magmáticas, quanto no estágio alterações hidrotermais pós-magmáticas, mostram-se traduzidas por intercrescimentos pertíticos compostos (Smith & Brown, 1988), sendo mais comuns os tipos *string*, *films*, *band*, *vein* e *patch perthites*. Intercrescimentos granofíricos estão presentes nesta fácies.

Fácies Microsienogranito Esta fácies é a menor área de abrangência no maciço. Ocorre muito localmente, sob a forma de diques, seccionando a fácies SGH. Apresenta textura hipidiomórfica, heterogranular fina e coloração rosa clara. Consiste essencialmente de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, sendo muito pobre em máficos, o que lhe confere um aspecto alaskítico. Entretanto, restos de biotita cloritizada e/ou oxidada e de clorita, podem ser observados localmente. Como minerais acessórios predominam opacos rutilo e zircão.

Em relação às fases minerais relacionadas ao estágio de alterações hidrotermais pós-magmáticas, a albita é a mais abundante, ocorrendo, muito subordinadamente, sericita, muscovita, clorita, fluorita, feldspato potássico, albita, clorita, allanita, epidoto, minerais opacos, fluorita, carbonatos, argilominerais e muscovita.

Texturas de intercrescimentos semelhantes aquelas presentes na fácies SGH são observadas, sendo os tipos mais comuns as pertitas tipo *film, band e vein* (Smith & Brown, 1988). Intercrescimentos granofíricos ocorrem localmente.

Veios Hidrotermais Apresentam forma tabular, espessura milimétrica a centimétrica e coloração verde a verde-esbranquiçada e encontram-se encaixados no SGH. Consistem essencialmente de quartzo e epidoto, sendo a clorita uma fase muito subordinada além de restos de biotita.

CONCLUSÕES Estudos petrográficos revelaram três fácies graníticas no interior do maciço Velho Guilherme. São rochas de composição sienogranítica, com variações texturais desde tipos equigranulares médios, até variedades heterogranulares médias, finas e grossas. Em todos casos, predomina a coloração rosa clara. Correspondem a diferenciados muito evoluídos, possuem natureza hololeucocrática e cristalizaram a partir de líquidos muito silicosos e extremamente diferenciados. A presença de abundantes intercrescimentos granofíricos em algumas fácies do maciço sugere que as mesmas foram colocadas em nível crustal raso. Mostram-se afetadas, em diferentes intensidades, por alterações hidrotermais pós-magmáticas e, apesar disso, não desenvolveram mineralizações importantes de estanho. Entretanto, pequenas ocorrências de cassiterita e topázio são registradas por antigos moradores da região, sem, contudo, representarem um atrativo para empresas mineradoras que atuaram nas circunvizinhanças, tais como nas áreas de ocorrência dos maciços graníticos Antônio Vicente e Mocambo (Teixeira, 1999).

O caráter francamente discordante do maciço em relação às encaixantes e a presença freqüente de intercrescimentos granofíricos em algumas fácies dos maciços, sugerem que a colocação deste ocorreu em profundidades rasas (Teixeira, 1999). Nestas condições, a relação cristais-líquido não deveria ser muito elevada quando da colocação dos mesmos (Pitcher 1979).

Referências

- CPRM/DNPM. 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Felix do Xingu. Folha SB-22-Y-B. Estado do Pará. Brasília. 344p.
- Lafon, J. M., Rodrigues, E., Macambira, E. M. B., Pereira, E. D. 1995. Magmatisme anarogénique du Protérozoïque Inférieur dans la région de São Felix do Xingu-Tucumã (Amazonie Orientale, Brésil). Nouvelles données géochronologiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **320**: 937-944.
- Medeiros, H., Gastal, M. C. P., Dall'Agnol, R., Souza, Z. S. 1987. Geology of the Rio Maria area (Eastern Amazonian region – Brazil): na example of Archean granite-greenstone terrane

intruded by anorogenic granites of Middle Proterozoic age. In: IUGS-Unesco, Final Meeting of 204-IGCP Project, Carajás, *Extended Abstract*, pp.97-109.

Pitcher, W.S. 1979. The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. *Journ. Geol. Soc London*, **136**: 627-662.

Smith, J.V., Brown, W.L. 1988. *Feldspar minerals*. 2ªEd. Berlin, Spring-Verlag, 828p.

Teixeira, N P. 1999. *Contribuição ao estudo das rochas granitóides e mineralizações associadas da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 508p.

Tuttle, O. F., Bowen, N. L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Amer., Memoir*, **74**:1-153p.

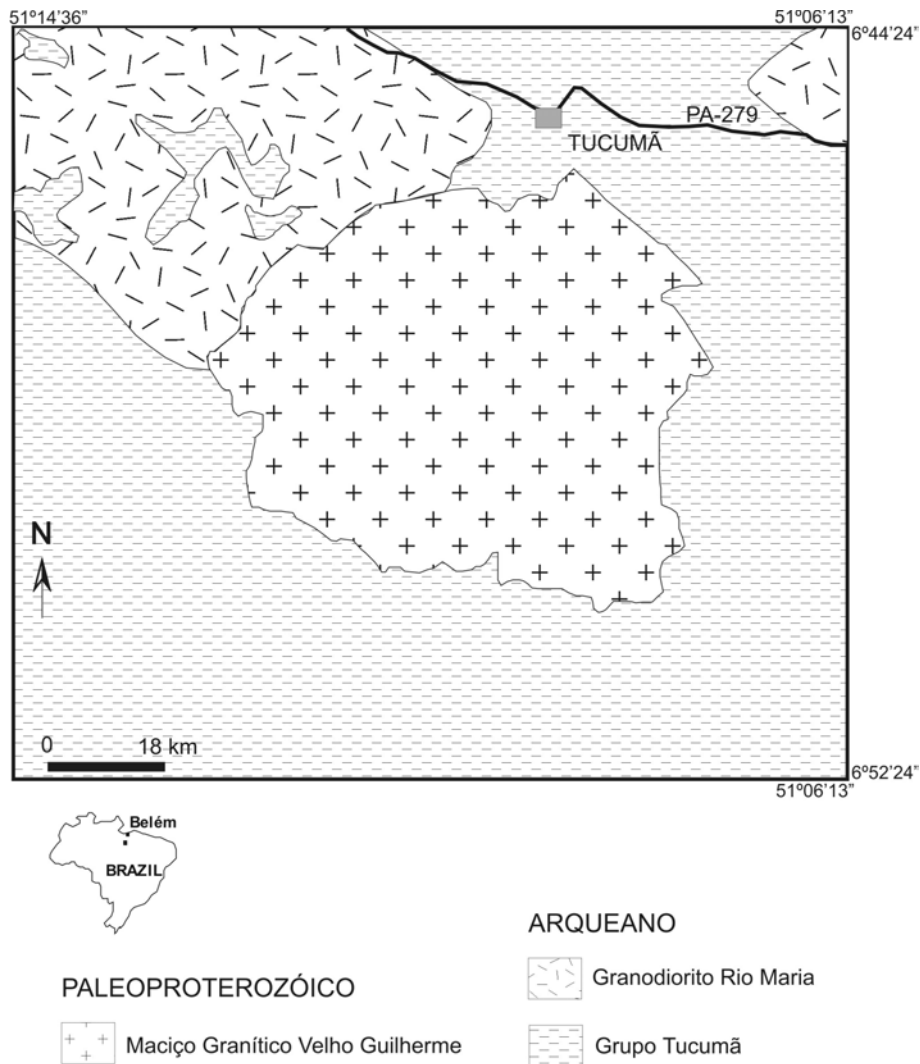


Figura 1. Mapa geológico simplificado da área de ocorrência do maciço granítico Velho Guilherme (modificado de Teixeira, 1999).

CARACTERIZAÇÃO LITOGEOQUÍMICA DO COMPLEXO JAMARI NA ÁREA DO DEPÓSITO DE ESTANHO DO BOM FUTURO (RO)

⁽¹⁾Souza, V. S., ⁽²⁾ Botelho, N. F. e ⁽²⁾Dantas, E. L.

(1) DEGEO-UFAM, valmirsouza@ufam.edu.br e (2) IG/UnB, nilsonfb@unb.br e elton@unb.br

RESUMO. Estudos litogeoquímicos e de geologia isotópica Sm-Nd demonstram que o Complexo Jamari, na área do depósito de estanho do Bom Futuro, é formado pela associação de ortognaisses, paragnaisses, orto-anfibolitos, para-anfibolitos e xistos, de derivação paleoproterozóica, com valores de idade T_{DM} variando de 1,90 a 2,26 Ga. Devido à falta de clareza nas relações de contato entre estes litotipos, não podemos descartar a hipótese de que ortognaisses possam representar rochas mais deformadas das suítes graníticas mesoproterozóicas, interdigitadas junto às rochas metassedimentares. Por outro lado, sugerimos que orto-anfibolitos intercalados na seqüência Jamari podem representar um episódio vulcano-sedimentar intraplaca com $T_{DM} = 1,9$ a 2,1 Ga.

INTRODUÇÃO. O Complexo Jamari foi definido, em Rondônia, como embasamento polimetamórfico paleoproterozóico, formado por gnaisses, migmatitos, granulitos e anfibolitos (Isotta *et al.* 1978). Entretanto, Amorim *et al.* (1999) descrevem o Complexo Jamari, na região centro-norte de Rondônia, como sendo uma associação supracrustal, constituída por paragnaisses, kinzigitos, rochas calcissilicatadas e anfibolitos, compondo uma seqüência metavulcano-sedimentar interdigitada tectonicamente com augen-gnaisses graníticos a mongraníticos, considerados como representantes deformados da Suíte Intrusiva Serra da Providência (1606±24 a 1532±4,5 Ma). Em contraste, Payolla *et al.* (2002) não utilizam o termo Complexo Jamari, para caracterizar as rochas que afloram na região centro-este de Rondônia, e definiram cinco associações litológicas polimetamórficas, consideradas como embasamento regional de idade paleo a mesoproterozóica para a região. Estas associações são constituídas por gnaisses de orto e paraderivação, granulitos enderbíticos e charnoquíticos, migmatitos, anfibolitos e metabásicas. Estes autores consideram que a região central de Rondônia foi submetida a sucessivos episódios de magmatismo, metamorfismo e deformação entre 1,75 e 0,97 Ga, com sedimentação entre 1,67 e 1,57 Ga.

A caracterização na região central de Rondônia de associações supracrustais de idade paleoproterozóica afetadas pelo magmatismo mesoproterozóico, abre caminho para o debate a respeito de modelos geotectônicos que expliquem, por exemplo: a) existe uma unidade que represente o embasamento regional sobre o qual se depositaram tais associações supracrustais?; e b) qual o mecanismo e o ambiente que favoreceram a deposição dessas associações supracrustais?.

O presente trabalho apresenta as características litogeoquímicas e isotópicas (Sm-Nd) das rochas consideradas como pertencentes ao Complexo Jamari, encontradas no âmbito do depósito de estanho do Bom Futuro, procurando contribuir com entendimento geológico regional.

GEOLOGIA, LITOGEOQUÍMICA E ISOTOPOS (Sm-Nd). No depósito de estanho do Bom Futuro o Complexo Jamari é constituído pela associação de ortognaisses, paragnaisses, orto-

anfíbolitos, para-anfíbolitos e xistos (Souza e Botelho 2002). Os ortognaisses apresentam composição monzo a sienogranítica, textura granolepidoblástico e são constituídos por microclínio, quartzo, albita-oligoclásio e biotita, tendo como acessórios fengita, zircão, titanita, monazita, apatita, epidoto, fluorita, pirita, calcopirita e ilmenita. Já os paragnaisses apresentam textura granolepidoblástica e são constituídos por quartzo, andesina, microclínio, biotita e fengita, tendo como acessórios granada, zircão, monazita, epidoto, fluorita, grafita, pirrotita, pirita, calcopirita e ilmenita. O índice de saturação em alumina ($ISA = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)_{molar}$) nos ortognaisses indica composição metaluminosa ($ISA < 1,1$), enquanto nos paragnaisses indica composição peraluminosa ($ISA > 1,1$). Os paragnaisses são ricos em Sc, Co, Cs, Rb, V, W e Zn, enquanto que ortognaisses apresentam maior conteúdo e fracionamento dos elementos terras raras (ETR) do que paragnaisses. A aplicação do fator discriminante ($FD = 10,44 - 0,21SiO_2 - 0,32Fe_2O_3 - 0,98MgO + 0,55CaO + 1,46Na_2O + 0,54K_2O$) versus os álcalis $Na_2O + K_2O$ e o ISA (Figura 1), permite separar os gnaisses do Complexo Jamari nos campos sedimentar e magmático (Figura 1A), com os ortognaisses distribuídos no campo dos granitos do tipo I (Figura 1B).

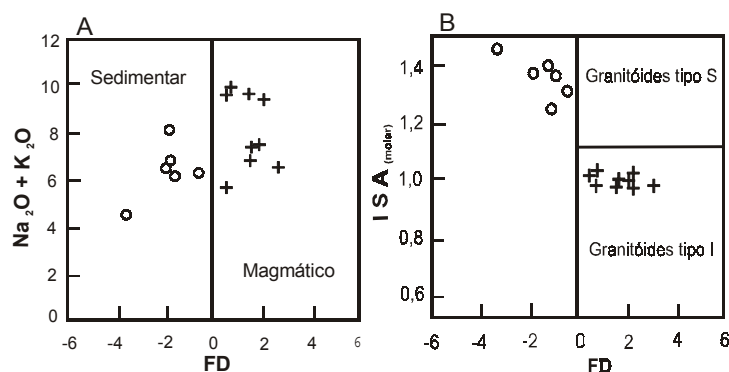


Figura 1. Correlação entre o FD de Shaw (1972) versus os álcalis $Na_2O + K_2O$ (A) e o ISA, para distinção entre ortognaisses (+) e paragneisse (o) do Complexo Jamari. (Adaptado de Raith *et al.* 1999).

Os ortognaisses apresentam idades modelo T_{DM} entre 2,0 a 2,2 Ga, enquanto que, nos paragnaisses do Complexo Jamari, a idade modelo T_{DM} é de 2,0 Ga.

Valores de $\epsilon Nd(t)$ positivos e próximos a zero, calculados para 1,75 Ga., são indicativos de que estas rochas são de derivação Paleoproterozóica, a partir de uma fonte pouco evoluída. (Tabela 1).

Tabela 1. Composição isotópica Sm-Nd das rochas do Complexo Jamari.

Amostra	Litotipo	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\epsilon Nd(0)$	T_{DM} (Ga)
AIJ-13/97	ortognaisse	54,94	238,86	0,1391	0,511931 +/- 6	-13,79	2260
AIJ-7J	ortognaisse	15,639	74,041	0,1277	0,511877 +/- 4	-14,84	2052
AIJ2F	paragneisse	7,126	37,604	0,1145	0,51168 +/- 5	-18,59	2073
AIJ-11A/00	orto-anfíbolito	7,357	30,667	0,145	0,512176 +/- 9	-9,01	1905
AIJ-14D	para-anfíbolito	9,604	38,736	0,1499	0,512150 +/- 12	-9,52	2118
AIJ-5E	xisto	11,598	51,149	0,1371	0,512045 +/- 3	-11,57	1970

Os orto-anfíbolitos exibem textura granoblástica a nematoblástica e são constituídos por hornblenda, andesina, biotita e quartzo, tendo como acessórios apatita, titanita, zircão, epidoto, topázio, fluorita, pirita, pirrotita, calcopirita e ilmenita. Já os para-anfíbolitos exibem textura porfiroblástica, ressaltada por agregados de cristais vermelhos de granada (almandina) imersos em matriz de cor verde escuro e constituída por hornblenda e biotita, tendo como acessórios andesina-

labradorita, quartzo, apatita, zircão, monazita, rutilo, pirrotita, pirita, calcopirita e ilmenita. Os orto-anfibolitos são ricos em SiO_2 , Na_2O , Al_2O_3 e MgO , apresentam razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$, $\text{TiO}_2/\text{Na}_2\text{O} < 1$, $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} \leq 3$ e $\text{MgO}/\text{Na}_2\text{O} \leq 2$, enquanto que para-anfibolitos são ricos em TiO_2 , MnO , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$, K_2O e P_2O_5 , com razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$, $\text{TiO}_2/\text{Na}_2\text{O} > 1$, $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} > 3$ e $\text{MgO}/\text{Na}_2\text{O} > 2$. Os orto-anfibolitos são ricos em Nb, Sr, Ta e Th, com conteúdo em La 48 a 70 vezes maior que o conteúdo de La do condrito e grau de fracionamento $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 5$ e 7, enquanto que os para-anfibolitos são ricos em Sc, Co, Cs, Zr, V, W e Y, com conteúdo em La 84 a 93 vezes maior que o conteúdo de La do condrito e grau de fracionamento $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 3,3$ e 3,7. Em relação à composição isotópica, orto-anfibolito e para-anfibolito apresentam conteúdos de Sm e Nd relativamente próximos, com idades modelo T_{DM} variando de 1,9 Ga à 2,1 Ga e valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ positivos (Tabela 1).

Os protólitos dos orto-anfibolitos podem ser indicados no diagrama de correlação Zr/TiO_2 x Nb/Y , onde as amostras dos orto-anfibolitos distribuem-se entre os basaltos alcalinos e subalcalinos (Figura 1C). Em diagrama discriminante para ambiente tectônico, utilizando a correlação Zr/Y x Zr , os orto-anfibolitos concentram-se no campo dos basaltos intraplaca (Figura 1D).

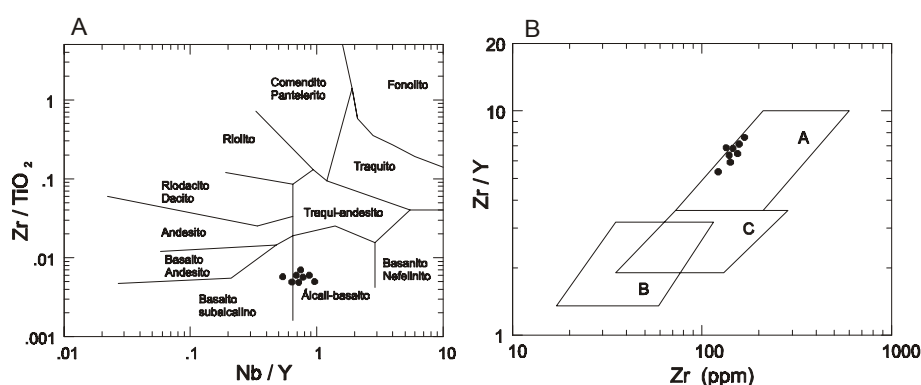


Figura 2. Protólitos dos orto-anfibolitos do Complexo Jamari. Em A, Principais tipos de rochas vulcânicas (Winchester & Floyd 1977); em B, ambientes tectônicos, onde A = basaltos intraplaca, B = basaltos de arco de ilha e C = basaltos meso-oceânicos (Pearcy & Norry 1979).

Os xistos exibem arranjo textural graulepidoblástico e são constituídos por biotita, quartzo, granada (almandina) e oligoclásio-andesina (An_{28-34}), tendo como acessórios apatita, topázio, zircão, monazita, fluorita, pirrotita, ilmenita, pirita e calcopirita. Os xistos apresentam conteúdos de $\text{SiO}_2 = 52,5\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}} = 12,5\%$, $\text{MgO} = 5,5\%$, $\text{K}_2\text{O} = 4,5\%$, $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} = 2,5$, $\text{TiO}_2 + \text{MnO} = 2\%$ e $\text{P}_2\text{O}_5 < 0,5\%$, são enriquecidos em Sc, Co, Cs, Rb, W, Zr, Mo e Zn e empobrecido em Nb, Sr, Ta, Th e Hf. O conteúdo de ETR é baixo, com valores cerca 150 vezes maior do que o conteúdo de ETR do condrito, com padrão de distribuição exibindo moderado enriquecimento em direção aos ETR leves. O conteúdo de Sm e Nd nos xistos é relativamente elevado, com $T_{\text{DM}} = 1,9$ Ga e valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ positivos, sugerindo tempo curto de residência crustal ou uma fonte juvenil para estas rochas. (Tabela 1).

CONSIDERAÇÕES FINAIS. Na área-tipo do Complexo Jamari predominam rochas de paraderivação (Amorin *et al.*, 1999; Scandola *et al.*, 2001) e não de ortoderivação como havia sido definido por Isotta *et al.* (1978). Assim o Complexo Jamari provavelmente representa uma associação vulcano-sedimentar paleoproterozóica ainda pouco estudada, a qual foi intrudida por representantes

deformados das suítes graníticas mesoproterozóicas. No âmbito do depósito do Bom Futuro, apesar da falta de idades absolutas para os gnaisses de orto e paraderivação do Complexo Jamari, os valores de T_{DM} aqui apresentados mostram-se compatíveis com idades modelo T_{DM} obtidos regionalmente na região central de Rondônia (Payolla *et al.* 2002). Por outro lado, informações geocronológicas com base no conteúdo U-Th-Pb em monazitas de ortognaisses do Complexo Jamari no depósito do Bom Futuro, obtidas por meio de microsonda eletrônica, indicam idade de 1327 ± 20 Ma (Souza *et al.* neste simpósio), considerada como idade relativa ao evento tectonometamórfico regional, ocorrido durante a orogênese Rondoniano-San Ignácio (Tassinari *et al.* 1999; Payolla *et al.* 2002).

Apesar atividade garimpeira na área do depósito de estanho do Bom Futuro ocultar parte das relações de contato entre os litotipos do Complexo Jamari, as informações litogeoquímicas aqui apresentadas apontam para uma interdigitação entre rochas de orto e paraderivação. Contudo, não descartamos a possibilidade de os ortognaisses encontrados nas áreas central e ocidental do Bom Futuro, serem representantes deformados e metamorfisados das suítes graníticas mesoproterozóicas. Por outro lado, a associação de paragnaisses, orto-anfibolitos, para-anfibolitos e xistos, podem ser considerados como representantes de um episódio vulcano-sedimentar intraplaca com idade modelo (T_{DM}) variando de 1,9 a 2,1 Ga., cujas fontes seriam rochas de uma crosta continental primitiva

Referências Bibliográficas

- Amorim, J.L. *et al.* 1999. Complexo Jamari, sudeste do craton amazônico: reavaliação do contexto geotectônico. In: Anais do 7^o SNET. Lençóis (BA), SBG, 1:28-30.
- Isotta, C.A.L. *et al.* 1978. Projeto Província Estanífera de Rondônia: relatório final. MME/DNPM/CPRM, Porto Velho, vol. I, 407p.
- Payolla, B.L. *et al.* 2002. Geological evolution of basement rocks in the east-central part of the Rondônia Tin Province. SW Amazonian craton, Brazil: U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. *Precamb. Res.*, 119:141-169.
- Pearce, J.A. and Norry, M.J. 1979. Petrogenetic implications of Ti,Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. to Mineral. and Petrol.*, 69:33-47.
- Raith, M.M. *et al.* 1999. The Nilgiri enderbites, South India: nature and age constraints on protolith formation, high-grade metamorphism and cooling history. *Precambrian Res.*, 98:129-150.
- Scandolara, J.E. *et al.* 2001. Evolução geológica do segmento sudoeste do Cráton Amazônico – Estado de Rondônia e adjacências. In: N.J. Reis e M.A.S. Monteiro (Coord.). *Contribuições à Geologia da Amazônia (Volume 2)*. Manaus, SBG-NO, 9:251-340.
- Shaw, D.M. 1972. The origin of the Apsley gneiss, Ontario. *Can. Jour. of Earth Sci.*, 9(18):18-35.
- Souza, V.S. e Botelho, N.F. 2002. Geologia do depósito de estanho do Bom Futuro (Rondônia) e composição dos fluidos nos sistemas de veios e greisens. In: E.L. Klein, M.L. Vasquez e L.T. Rosa-Costa (Eds.). *Contrib. à Geol. da Amazônia*. SBG-NO, Belém, vol. 3, p.199-214.
- Tassinari, C.C.G. *et al.* 1999. Dating granulites by SHRIMP U-Pb systematics in Brazil: constraints for the age of the metamorphism of Proterozoic Orogenies. *The 2nd South Am. Synp. Isot. Geol. Actas*, Córdoba, Argentina, IGRM-SGMA, pp.234-238.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20(4):325-343.

IDADE U-Th-Pb DE MONAZITA EM ORTOGNAISSE DO COMPLEXO JAMARI, DEPÓSITO DE ESTANHO DO BOM FUTURO (RO)

⁽¹⁾Souza, V. S. ⁽²⁾Teixeira, L. M. e ⁽³⁾ Botelho, N. F.

1-DEGEO-UFAM (valmirsouza@ufam.edu.br); 2-IBAMA (miyahara@uol.com.br); 3- IG-UnB (nilsonfb@unb.br)

RESUMO. O Complexo Jamari representa o embasamento polimetamórfico paleoproterozóico na área central de Rondônia. Análises do conteúdo de U, Th e Pb em Ce-monazita de ortognaisse do Complexo Jamari, obtida através de microsonda eletrônica, revelou idade de 1327 ± 20 Ma. Esta idade é considerada como registro do evento tectometamórfico regional, de fácies anfíbolito alto a granulito, que afetou as rochas do embasamento entre 1330 e 1300 Ma durante a orogenia Rondoniana-San Ignácio.

INTRODUÇÃO. A aplicação da microsonda eletrônica no estudo geocronológico em monazita foi desenvolvida na década de 1990 e logo despertou o interesse de vários pesquisadores, principalmente devido o modo relativamente simples de obtenção dos dados analíticos (Suzuki *et al.* 1991; Suzuki & Adachi 1991; Montel *et al.* 1996; Braun *et al.* 1998; Vlach & Gualda 2000). Esse método envolve a obtenção das concentrações de U, Th e Pb nos cristais de monazita e a sua aplicação em equações matemáticas para o cálculo da idade. Entretanto, esse método apresenta limitações quanta a incapacidade de distinguir diferentes isótopos (Pb inicial e Pb radiogênico) e na baixa precisão analítica (Catlos *et al.* 2002; Cocherie & Albarede 2001).

Este trabalho apresenta as concentrações de U, Th e Pb em monazita de ortognaisse do Complexo Jamari, na área do depósito de estanho do Bom Futuro, região centro-norte de Rondônia, cujo objetivo é determinar a idade de cristalização da monazita e seu significado no quadro geocronológico regional.

MÉTODO DE TRABALHO. As análises foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília, aplicando-se o procedimento analítico adotado por Cocherie *et al.* (1998), ou seja, utilizando voltagem de aceleração de 20Kv, corrente de 100nA e com tempos de contagem de 240s. para Pb, 200s. para U e 40s. para os demais elementos. Para o cálculo da idade de cristalização da monazita, utilizou-se a metodologia proposta por Suzuki & Adachi (1991 e 1994), na qual as concentrações de UO_2 , ThO_2 e PbO , obtidas nas análises por microsonda eletrônica, são aplicadas para obtenção de uma idade aparente (t), através da equação $PbO/W_{Pb} = ThO_2/W_{Th}(e^{\lambda_{232}t} - 1) + UO_2/W_U(e^{\lambda_{235}t} - 1) + 138e^{\lambda_{238}t} - 1/139$, onde W é o peso molecular de cada óxido ($W_{Pb} = 224$; $W_{Th} = 264$ e $W_U = 270$), λ é a constante de decaimento radioativo de cada isótopo ($\lambda_{232} = 4,9475 \times 10^{-11}/ano$, $\lambda_{235} = 9,8485 \times 10^{-10}/ano$ e $\lambda_{238} = 1,55125 \times 10^{-10}/ano$). Conhecendo-se a idade de cada pondo, pode-se converter o conteúdo em U em um conteúdo equivalente em Th que produziria a mesma quantidade de Pb que o U. Esse Th equivalente é adicionado ao Th medido, fornecendo o Th aparente (Th*). Em um diagrama PbO

x ThO₂*, amostras de mesma idade definem uma reta e a inclinação desta reta está relacionada à idade da monazita. Para o cálculo da linha de regressão, sua inclinação, o grau de incerteza para os valores de t e a idade da amostra utilizou-se o programa ISOPLOT (Ludwing 1992, in Cochiere & Albarède 2001).

GEOLOGIA E PETROGRAFIA. O Complexo Jamari representa, na região central de Rondônia, o embasamento polimetamórfico paleoproterozóico, constituído por rochas de orto e paraderivação (Isotta *et al.* 1978; Scandolara *et al.* 2001). Na área do depósito de estanho do Bom Futuro, o Complexo Jamari é constituído por de gnaisses de orto e paraderivação, anfibolitos de orto e paraderivação e xistos (Souza e Botelho 2002). Os gnaisses são os litotipos predominantes, sendo que os ortognaisses apresentam cor cinza rosado, granulação média a grossa, arranjo textural granolepidoblástico, composição monzo a sienográfica e constituído por microclínio (35-40%), quartzo (25-30%), albita-oligoclásio (An₈₋₁₄ 20-25%) e biotita (5-10%), tendo como acessórios fengita, zircão, titanita, monazita, apatita, epidoto, barita, fluorita, pirita, calcopirita e ilmenita. Os cristais de monazita, aqui analisados, estão associados à fácies com características pegmatíticas encontradas nos ortognaisses, onde ocorrem sob a forma de cristais subédricos, pouco fraturados e límpidos, distribuídos de modo disseminado junto às frações quartzo-feldspáticas, minerais acessórios e/ou inclusos em biotita formando halos pleocróicos .

GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DE MONAZITA. As análises por microsonda eletrônica revelaram que essas monazitas são mais ricas em Ce (23 a 32%) que em La (11 a 15%), tratando-se de Ce-monazitas que apresentam ainda Nd (9 a 13%), Pr (2,6 a 3,3%), Gd (1,5 a 2,2%), Sm (1,5 a 2,7%), Nd (9 a 13%), CaO (0,1 a 1,2%), ThO₂ (1,8 a 5,6%), SiO₂ (0,2 a 0,5%) e UO₂ (0,5 a 0,7%). Várias dessas análises apresentaram valores totais abaixo de 96%, o que pode ser atribuído à presença de elementos não analisados, tais como Fe, F, Al e Pb radiogênico, e/ou a possível metamictização da monazita (Kucha 1980; Förster 1998). Entretanto, para o cálculo da idade das monazitas de ortognaisses do Complexo Jamari, as análises cujos valores totais estavam abaixo de 97% ou acima de 103%, foram eliminadas pelo tratamento estatístico. A partir dos resultados de microsonda considerados adequados, construiu-se o diagrama Pb x Th*, o qual forneceu a idade de 1327±20 Ma (Figura 2).

Discussão do Resultado. A região central de Rondônia hospeda registros geocronológicos ligados aos sucessivos eventos magmáticos, metamórficos e deformacionais ocorridos entre 1.75 e 0.97 Ga no sudoeste do craton Amazônico (Tassinari *et al.* 1996; Bettencourt *et al.* 1999; Payolla *et al.* 2002). Nessa região o Complexo Jamari foi definido como constituído, principalmente, por ortognaisses, migmatitos, granulitos e anfibolitos (Isotta *et al.* 1978). Entretanto, novas observações de campo e estudos petrográficos, na área central de Rondônia,

descrevem o predomínio de rochas supracrustais (paragnaisses, kinzigitos, rochas calcissilicatadas e anfibolitos), compondo uma associação vulcano-sedimentar do final do Paleoproterozóico, localmente intrudida por representantes deformados das suítes graníticas mesoproterozóicas (Amorin *et al.* 1999; Scandolaro *et al.* 2001). Segundo Payolla *et al.* (2002), a idade deposicional dos paragnaisses na região central de Rondônia ainda não é bem estabelecida, inferindo um possível intervalo entre 1,67 e 1,57 Ga

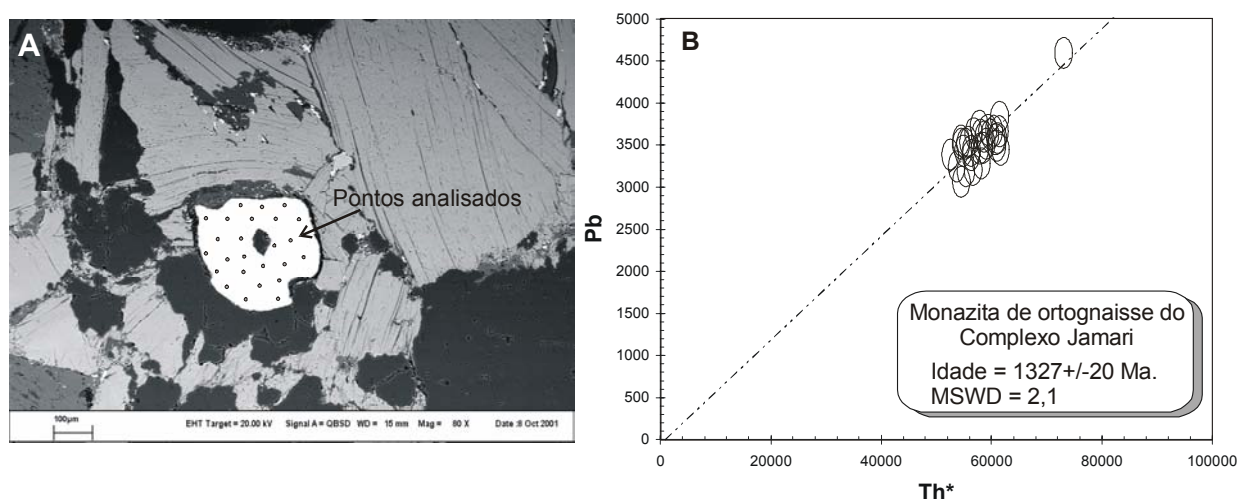


Figura 2. Imagem de elétrons retroespalhados (BSE) do cristal de monazita, onde estão marcados os pontos analisados pela microsonda eletrônica (A) e diagrama de correlação Pb x Th* aplicado para o calculada da idade de cristalização através da metodologia proposta por Suzuki & Adachi (1991 e 1994).

Na área do depósito de estanho do Bom Futuro o Complexo Jamari é constituído pela associação de ortognaisses, paragnaisses, orto-anfibolitos, para-anfibolitos e xistos, com idades modelos (T_{DM}) Sm-Nd entre 1.9 e 2.2 Ga. (Souza *et al.* neste simpósio). Os ortognaisses ocorrem, principalmente, na parte ocidental do depósito do Bom Futuro, porém a intensa atividade garimpeira dificulta o controle lateral dos contatos entre os diferentes litotipos. Devido a esta dificuldade, não descartamos a possibilidade de os ortognaisses serem os representantes deformados e metamorfisados das suítes graníticas mesoproterozóicas interdigitados junto a rochas paderivadas e cuja idade 1327 ± 27 Ma obtida na monazita representa a recristalização durante o evento metamórfico regional. Esta idade é compatível com as idades Sm-Nd 1303 ± 39 Ma (par granada e rocha total em gnaiss tonalítico) e U-Pb 1326 ± 1 Ma (monazitas em augen gnaisses) obtidas por Payolla *et al.* (2002) na região centro-norte de Rondônia e atribuídas a um evento metamórfico de fácies anfíbolito alto a granulito, que afetou as rochas do embasamento entre 1330 e 1300 Ma, durante a orogenia Rondoniana-San Ignácio.

Referências Bibliográficas.

Amorim, J.L. *et al.* 1999. Complexo Jamari, sudeste do craton amazônico: reavaliação do contexto geotectônico. In: Anais do 7^o SNET. Lençóis (BA), SBG, 1:28-30.

- Bettencourt, J.S. *et al.* 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil – I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precamb. Res.*, 96:41-67.
- Braun, I. *et al.* 1998. Electron microprobe dating of monazites from high-grade gneisses and pegmatites of the Kerala Khondalite Belt, southern India. *Chem. Geol.*, 146:65-85.
- Catlos, E.J. *et al.* 2002. Interpretation of monazite ages obtained via in situ analysis. *Chem. Geol.*, 188:193-215.
- Cocherie, A. *et al.* 1998. Geochronology of polygenetic monazites constrained by in situ electron microprobe Th-U-total lead determination: implications for lead behaviour in monazite. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 62:2475-2497.
- Cochiere, A. and Albarède, F. 2001. An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 65:4509-4522.
- Förster, H.J. 1998. The chemical composition of REE-Y-Th-U rich accessory minerals in peraluminous granite of the Erzgebirge-Fichtelgebirge region, Germany, Part I : the monazite – (Ce) – brabantite solid solution series. *Am. Mineral.*, 83:259-272.
- Isotta, C.A.L.; Carneiro, J.M.; Kato, H.T. e Barros, R.J.L. 1978. Projeto Província Estanífera de Rondônia: relatório final. MME/DNPM/CPRM, Porto Velho, vol. I, 407p.
- Kucha, H. 1980. Continuity in the monazite-hyuttonite series. *Mineral. Mag.*, 43:1031-1034.
- Montel, J-M. *et al.* 1996. Electron microprobe dating of monazite. *Chem. Geol.*, 131:37-53.
- Payolla, B.L. *et al.* 2002. Geological evolution of the basement rocks in the central-eastern part of the Rondônia Tin Province, SW Amazonian Craton, Brazil: U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. *Precamb. Res.*, 119:141-169.
- Souza, V.S. e Botelho, N.F. 2002. Geologia do depósito de estanho do Bom Futuro (Rondônia) e composição dos fluidos nos sistemas de veios e greisens. In: E.L. Klein, M.L. Vasquez e L.T. Rosa-Costa (Eds.). *Contrib. à Geol. da Amazônia*. SBG-NO, Belém, vol. 3, p.199-214.
- Souza, V.S. *et al.* (neste simpósio). Caracterização litogeoquímica do Complexo Jamari na área do depósito de estanho do Bom Futuro (Ro). In: *Boletim do 8º SGA*, Manaus, SBG-NO.
- Suzuki, K. and Adachi, M. 1991. Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsubonosawa paragneiss in the South Kitakami terrane, Northeast Japan, revealed by the chemical Th-U total Pb isochron ages of monazite, zircon and xenotime. *Geoch. Jour.*, 25:357-376.
- Suzuki, K. and Adachi, M. 1994. Middle Precambrian detrital monazite and zircons from the Hida Gneiss on Oki – Dogo Island, Japan: their origin and implications for the correlation of basement gneiss of Southwest Japan and Korea. *Tectonophysics*, 235:277-292.
- Scandolara, J.E. *et al.* 2001. Evolução geológica do segmento sudoeste do Cráton Amazônico – Estado de Rondônia e adjacências. In: N.J. Reis e M.A.S. Monteiro (Coord.). *Contrib. à Geol. da Amazônia*. Manaus, SBG-NO, 2(9):251-340.
- Vlach, S.R.F. and Gualda, G.A.R. 2000. Microprobe monazite dating and the ages of some granitic and metamorphic rocks from southeastern Brazil. *Rev. Bras. de Geoc.*, 30:214-217.
- Tassinari, C.C.G.; Cordani, U.G.; Nutman, A.P.; Van Schmus, W.R.; Bettencourt, J.S. and Taylor, P.N. 1996. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Jruena province (Amazonian craton) and tectonic implications. *Intern. Geol. Rev.*, 38:161-175.

IDADE DE ZIRCÃO DO GRANITO FELÍCIO TURVO, GARIMPO DE OURO DO MANELÃO, REGIÃO DO BACAJÁ (PA): IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS**(¹)Souza, V. S.; (²)Macambira, M. J. B. e (³)Kotschoubey, B.**

(1) DEGEO-UFAM, e-mail: valmirsouza@ufam.edu.br e (2) CG-UFPA PARÁ-ISSO, e-mail: moamac@ufpa.br e (3) CG-UFPA, e-mail: basile@ufpa.br

RESUMO. Na área do garimpo do Manelão, inserida no domínio da província geocronológica Maroni-Itacaiunas (2,2-1,95Ga), são encontradas as seguintes unidades arqueano-proterozóicas: a) Complexo Xingu, é o embasamento polimetamórfico regional e comparece constituído por uma associação de granitóides e gnaisses de composição granodiorítica a tonalítica; b) seqüência metavulcano-sedimentar São Manoel, constituída por anfíbolito, xisto e quartzito; e c) granitóide estratóide Felício Turvo. O estudo geocronológico pelo método de evaporação de Pb em zircão revelou idade de 2069±6 Ma, interpretada como idade de alojamento do granitóide Felício Turvo durante evento compressional no final do ciclo Transamazônico.

INTRODUÇÃO. A área do garimpo do Manelão aparece inserida no domínio da província geocronológica Maroni-Itacaiunas (2,2-1,95Ga). Os poucos trabalhos de reconhecimento geológico na região foram realizados ao longo da bacia do rio Xingu e de alguns afluentes, onde são descritas associações de granitos, gnaisses, migmatitos, granulitos e sequências metavulcano-sedimentares, posicionadas na interface Arqueano-Proterozóico (Oliveira 1928; Silva 1974; João 1987; Oliveira *et al.* 1994). Macambira *et al.* (2001 e 2003) apresentaram novas informações geológicas e geocronológicas obtidas ao longo da rodovia Transamazônica, onde descrevem granitóides deformados de idade 2076±6 Ma. interpretadas como produtos de um magmatismo em regime tectônico compressional ocorrido no final do ciclo Transamazônico.

Este trabalho apresenta a idade Pb-Pb em zircão obtida em amostra do granitóide Felício Turvo na área do garimpo de ouro do Manelão (amostra PB-V-91-46, coordenadas 04°46'39" S e 51°00'27" W), procurando contribuir com o entendimento do quadro geotectônico regional.

GEOLOGIA DA ÁREA. Na área do garimpo de ouro do Manelão destaca-se um conjunto de serras com cristas alongadas, altitude média de 300 m, com mais de 200 km de comprimento e orientadas na direção WNW-ESSE (Figura 1A), as quais formam a zona de cisalhamento transcorrente (ZCT) Bacajá (Souza 1995). Nessa área são individualizadas as seguintes unidades arqueano-proterozóicas (Figura 1B): a) Complexo Xingu (Silva *et al.* 1974), que representa o embasamento polimetamórfico regional e comparece constituído por uma associação de granitóides e gnaisses de composição granodiorítica a tonalítica; b) seqüência metavulcano-sedimentar São

Manoel (Souza 1995), constituída por anfibolito, xisto e quartzito; e c) granitóide Felício Turvo (Souza 1995).

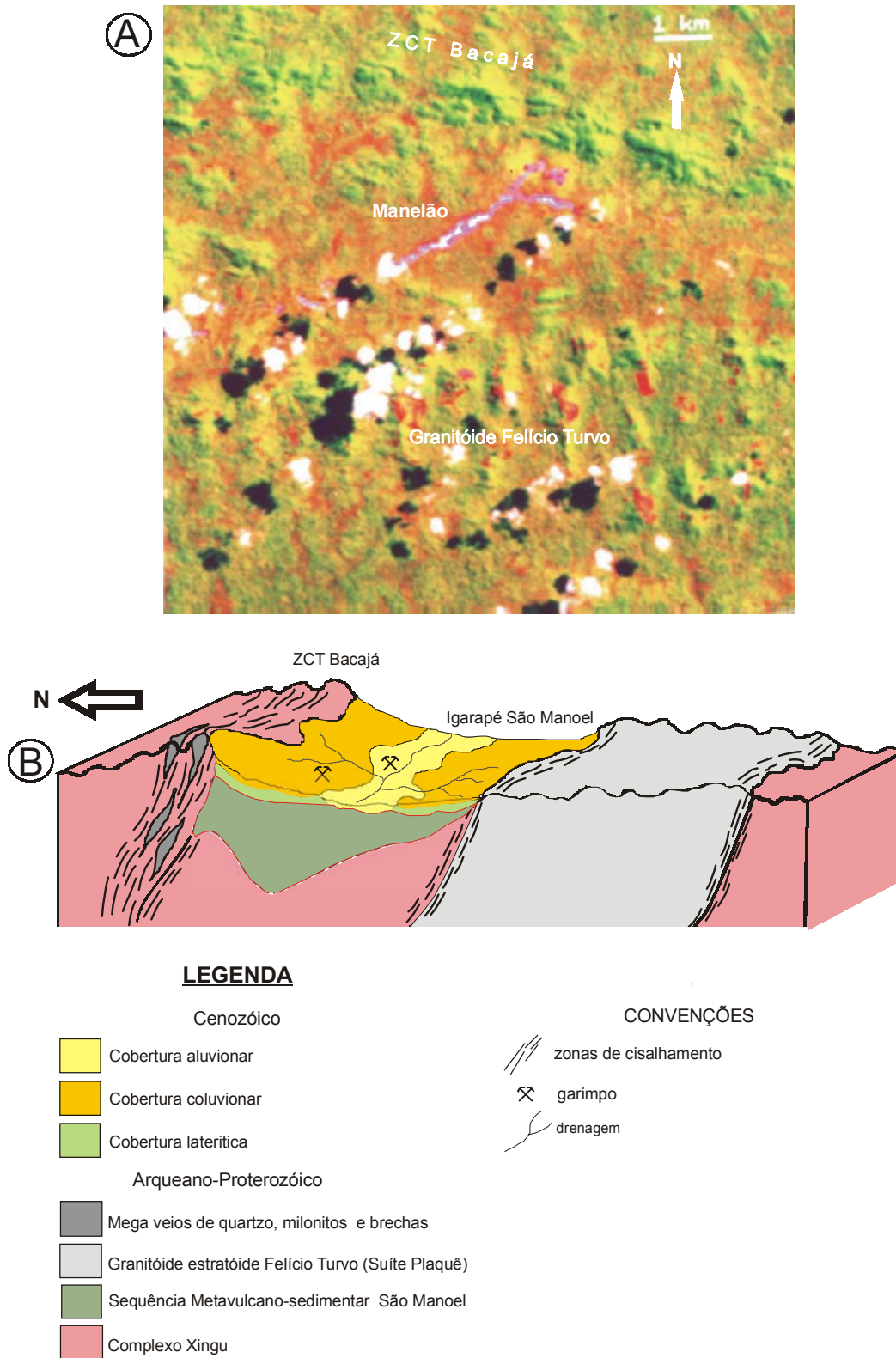


Figura 1. Em A, imagem de satélite da área do garimpo do Manelão, ressaltando o domínio de ocorrência granitóide Felício Turvo; e em B, bloco diagrama esquemático mostrando as relações de contato entre as diferentes unidades geológicas na área estudada.

O granitóide Felício Turvo, objeto deste trabalho, ocorre sob a forma de um corpo lenticular, orientado na direção WNW, exibindo cor cinza claro, textura fanerítica inequigranular, holocristalina de granulação média a grossa. Distinguem-se basicamente dois litotipos em função do seu grau de deformação. Os tipos com incipiente foliação (protomilonitos), ocupando as partes mais centrais do corpo granítico, e os tipos foliados (milonitos), ocupando suas bordas (Figura 1). Petrograficamente os protomilonitos exibem arranjo textural granoblástico inequigranular, enquanto que nos milonitos a textura é granolepidoblástica inequigranular. De um modo geral, o corpo granítico apresenta composição modal monzogranítica a granodiorítica, constituído por quartzo (40-45%), plagioclásio (oligoclásio-andesina 25-30%), feldspato potássico (microclínio 20-25%) e biotita (<10%), tendo como acessórios titanita, minerais do grupo do epidoto (alanita, epidoto e zoizita), granada, apatita, zircão, muscovita e minerais opacos (pirita, calcopirita, ilmenita).

MÉTODO DE TRABALHO. O estudo geocronológico foi realizado pelo método de evaporação de zircão no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso). 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), sendo posteriormente analisados em um espectrômetro de massa modelo Finnigan MAT 262.

GEOCRONOLOGIA E DISCUSSÃO DO RESULTADO. Os cristais de zircão estudados são euédricos a subeuédricos, apresentam bordas ligeiramente arredondadas, são semi-transparentes, possuem fraturas e algumas inclusões minerais alongadas. Dos dez cristais analisados, quatro foram aproveitados para o cálculo da idade média de 2069 ± 6 Ma (2 σ). Essa idade é interpretada como a de alojamento do granitóide Felício Turvo e é similar àquelas apresentadas pelos granitóides sintectônicos (2076 ± 6 Ma e 2075 ± 3 Ma) aflorantes na rodovia Transamazônica, ao norte da área estudada. (Macambira *et al.* 2001 e 2003). A princípio, Souza (1995) interpretou o alojamento do granitóide Felício Turvo como produto do calor friccional das megafatias cavalgantes das rochas do Complexo Xingu durante tectônica compressional, num mecanismo semelhante ao dos granitóides estratóides da Suíte Intrusiva Plaqué proposto por Araújo *et al.* (1988). Entretanto, as novas informações isotópicas (Pb-Pb e Sm-Nd) na região (p.ex. Macambira *et al.* 2003), sugerem que o alojamento do granitóide Felício Turvo, assim como dos demais granitóides sintectônicos encontrados no domínio da Província Maroni-Itacaiunas, são produtos de uma tectônica compressional subductante, a qual

produziu um expressivo volume de magma alojado ao longo de zonas de cisalhamento, semelhante ao que tem sido proposto para o Escudo das Guianas (p.ex. Vanderhaeghe *et al.* 1998). As idades Pb-Pb, tanto para o granitóide Felício Turvo como para os granitóides sintectônicos na rodovia Transamazônica, são correlacionáveis às do ciclo Transamazônico, confirmando que esse ciclo afetou a região ao norte da Serra dos Carajás, como anteriormente sugerido por outros autores (p.ex. Cordani *et al.* 1979, Tassinari & Macambira 1999).

Referências Bibliográficas

- Araújo, O.J.B. *et al.* 1988. A mega estruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. In: Anais do VII Congr. Latino-Americ. de Geol., Belém, SBG-DNPM, p.324-338.
- Cordani, U.G. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Actas Congr. Geol. Chileno, 2, Arica, 4:137-148.
- João, X.S.J. *et al.* 1987. Programa Grande Carajás, Folha Altamira AS.22-Y-D-Estado do Pará. Texto explicativo, Brasília, CPRM-DNPM, PLGB, 31p.
- Macambira, M.J.B. *et al.* 2001. Novos dados geológicos e geocronológicos para região ao norte da Província de Carajás: evidências para a estabelecimento do limite Arqueano-Paleoproterozóico no sudeste do Cráton Amazônico. In: Bol. Res. Exp. do VII Simp. Geol. Amaz., Belém, SBG-NO, Workshop I, CD-ROM.
- Macambira, M.J.B. *et al.* 2003. New isotope evidences confirming the existence of a Paleoproterozoic terrain in the region at the north of the Carajas Mineral Province. In: Short papers of IV South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, v.1:205-206.
- Oliveira, A.J. 1928. Reconhecimento geológico do rio Xingu, Estado do Pará. Bol. Do Serv. Geol. E Mineral., Rio de Janeiro, 29:3-22.
- Oliveira, J.R. *et al.* 1994. Programa Grande Carajás, Folha Serra Pelada SB.22-X-C. Texto explicativo, Belém, CPRM, PLGB, 52p.
- Silva, G.G. *et al.* 1974. Levantamento de Recursos Naturais: Folha SB.22 Araguaia e parte da Folha SC.22 Tocantins. MME/DNPM. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, v.4.
- Souza, V.S. 1995. Geologia e mineralizações auríferas da área do garimpo do Manelão, região do Bacajá - Pa. Dissertação de Mestrado. CG-UFGA, Belém, 111p.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 1979. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. Episodes, 22:174-182.
- Vanderhaeghe, O. *et al.* 1998. Contrasting mechanism of crustal growth: geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana. Precambrian Research, 92:165-193.

CARAJÁS: BACIA TRANSTENSIVA INVERTIDA EM FLOR POSITIVA OU SEGMENTO DE BACIA EXTENSIONAL LOCALMENTE INVERTIDA POR TRANSPRESSÃO ?

Roberto Vizeu Lima Pinheiro¹ & Afonso César Rodrigues Nogueira²

¹ Universidade Federal do Pará, Departamento. de Geologia (CG) vizeu@ufpa.br.

² Universidade Federal do Amazonas, Departamento de Geociências, anogueira@ufam.edu.br

RESUMO O conhecimento geológico a respeito da região da Serra dos Carajás (PA) tem sido polêmico e controverso, tendo passado por diferentes fases de integração e modelamento. No final da década de 80 foram publicadas duas sínteses importantes sobre a geologia da região. O principal enfoque foi demonstrar o papel dos movimentos transcorrentes no quadro evolutivo regional. A estrutura principal de Carajás foi vinculada a um modelo de bacia transtensiva *pull-apart* posteriormente invertida por transpressão. No final da década de 90, foi sugerida a presença de uma bacia intracontinental ampla para comportar a deposição das rochas vulcânicas e sedimentares expostas. Essa bacia teria sido seccionada por falhas que teriam sido reativadas posteriormente em diversos episódios sucessivos. Esses dois pontos de vista diferentes direcionam a prospecção mineral na região para caminhos distintos e precisam ser melhor discutidos.

INTRODUÇÃO A Serra dos Carajás, localizada na porção centro-oriental do Cráton Amazônico, constitui uma das mais interessantes feições geológicas existentes na Amazônia. Desde os trabalhos pioneiros publicados no início dos anos 70, mais de duas centenas e meia de geólogos têm estudado a região, somando-se mais de 300 publicações científicas.

Este trabalho analisa, de forma breve, a evolução e atual estado de conhecimento sobre a geologia desta região, enfatizando particularmente as idéias incorporadas aos modelos tectônicos propostos por Araújo *et al.* (1988), Araújo & Maia (1991), Pinheiro & Holdsworth (1997) e Pinheiro (1997).

BREVE HISTÓRICO Podem ser reconhecidos dois períodos mais importantes relativos à evolução do conhecimento geológico da região. O período compreendido entre 1971-1984 foi marcado pelos trabalhos pioneiros de Tolbert *et al.* (1968-1971), Knup (1971), Hutchinson (1979), Hirata (1982) e Meireles *et al.* (1984) entre outros. Estes trabalhos apontam para modelos estratigráficos simples, bastante coerentes com o modesto volume de dados disponíveis. Dados estruturais eram escassos. Reconhecia-se o embasamento relacionado ao Complexo Xingu (Arqueano) e seqüências supracrustais (*greenstone belts*). A “Seqüência Salobo-Pojuca” (Meyer & Farias, 1980), foi diferenciada do Grupo Grão Pará, também com idade Proterozóica Inferior. Parte das rochas vulcânicas aflorantes foram atribuídas ao Grupo Uatumã (Proterozóico Médio). As rochas sedimentares clásticas aflorantes na área eram descritas como uma ou duas seqüências (Formação Rio Fresco e Formação Gorotire). O “Granito Central de Carajás” foi referenciado

por Knup (1971), com idade K/Ar de 1.8 Ga, intrusivo nas rochas sedimentares clásticas. A região era interpretada como um sinclinal quilométrico, com direção E-W. A bacia de Carajás era vista como um graben formado sobre crosta continental estirada (Hutchinson, 1979).

O período compreendido entre 1984 e 1991 corresponde a uma fase de mudanças substanciais motivada pela aplicação de métodos geofísicos e de datação radiométricas, e ao avanço das explorações dos depósitos. Foi publicada uma nova proposta litoestratigráfica elaborada pela DOCEGEO (1988), que se caracteriza pelo desmembramento de diferentes subunidades, destacando-se o Complexo Xingu e as rochas arqueanas do embasamento, nos domínios dos terrenos granito-*greenstones*.

Araújo *et al.* (1988) introduziram um modelo tectono-estratigráfico para as rochas da região, reconhecendo a presença de diversos cinturões Arqueanos a Proterozóicos inseridos em terrenos *greenstones* e em domínios de rochas cristalinas do embasamento. A importância da cinemática transcorrente na região foi consolidada. Trabalhos posteriores como os de Araújo e Maia (1991), Costa *et al.* (1995) e outros ampliaram as interpretações de Araújo *et al.* (1988).

O MODELO TRANSTENSIVO-TRANSPRESSIVO DE ARAÚJO *et al.* (1988) - SÍNTESE.

O modelo tectono-estratigráfico proposto por Araújo *et al.* (1988) sugere que a região de Carajás faria parte do Cinturão Itacaiúnas formado pelos sistemas transcorrentes Carajás, Cinzento e Araraquara, todos arqueanos. Esses teriam se formado sob transtensão dextral, envolvendo as rochas do embasamento, e originando, dentre outras, a bacia *pull-apart* de Carajás, no Sistema Transcorrente Carajás. Esta bacia teria sido preenchida por rochas vulcânicas e sedimentares (grupos Salobo, Pojuca, e Grão Pará). Foi sugerido o termo Formação Águas Claras, em substituição ao Grupo Rio Fresco, representando uma seqüência regressiva fluvial a lacustre posicionada acima do Grupo Grão Pará. Posteriormente ao preenchimento das bacias teria havido inversão por transpressão sinistral, definindo uma “flor positiva” no Sistema Transcorrente Carajás e o Duplex Transpressivo do Salobo, no Sistema Transcorrente Cinzento. Nas bordas das estruturas se originaram milonitos e ultramilonitos em fácies xisto verde média a alta. O modelo assume regime de tectônica oblíqua, com cavalgamentos oblíquos dúcteis a sul dos sistemas de cavalgamentos e transporte tectônico de NE para SW.

O MODELO DE REATIVAÇÃO TECTÔNICA DE PINHEIRO E HOLDSWORTH (1997)

A evolução tectônica das rochas na região de Carajás estaria intimamente condicionada à presença da trama dúctil das rochas da Assembléia do Embasamento (Complexo Puim, Complexo Xingu, Grupo Salobo, Granito Plaquê, etc.). Essa trama milonítica de alta temperatura (2.8Ga) teria sido formada por transpressão sinistral associada à Zona de Cisalhamento Itacaiúnas.

Os sedimentos dos grupos Pojuca e Grão Pará e da Formação Águas Claras teriam sido depositadas sobre o embasamento, em uma plataforma marinha, sob influência de tempestades, e na zona costeira, com ação de marés e rios entrelaçados (Nogueira, 1994). Sob transtensão destal, as rochas dos grupos Pojuca e Grão Pará, e da Formação Águas Claras, teriam sido alojadas por subsidência, no interior da estrutura sigmoidal de Carajás. Diques e soleiras de rochas gabróicas foram confinados nessas rochas (2.6Ga; Dias *et al.* 1996). A Falha Carajás teria sido nucleada tardiamente nesse episódio, funcionando como estrutura transferente, abortando de forma mecânica a subsidência da estrutura. Entre 2.6Ga e 2.0-1.8Ga teria havido inversão fraca, sob transpressão sinistral, com reativação das estruturas favoravelmente dispostas, destacando-se a Falha Carajás. Formaram-se dobras complexas e cavalgamentos afetando rochas do Grupo Grão Pará e Formação Águas Claras.

No Proterozóico Médio (2.0-1.8Ga) foram intrudidos corpos graníticos e depositados sedimentos rudáceos em grabéns reativados (Formação Gorotire; denominação provisória).

Novas reativações tectônicas teriam lugar no Mesozoico, formando grabéns (ex: Serra do Paredão). Reativações recentes podem ser inferidas pela presença de fontes termais e a ocorrência de microssismos registrados ao longo do Sistema Transcorrente Cinzento.

DISCUSSÃO O modelo de Pinheiro & Holdsworth (1997) respalda a importância da tectônica oblíqua na organização estrutural da região, de acordo com Araújo *et al* (1988). Ambos reconhecem os episódios regionais de transtensão e transpressão, porém mostram associação desses de forma diferente.

Segundo Araújo *et al.* (1988) um evento transtensivo seria responsável pelo desenvolvimento de uma bacia *pull-apart*, com deposição do Grupo Grão Pará e Formação Águas Claras. Pinheiro (1997) apoiando-se nos estudos de fácies sedimentares desenvolvidos por Nogueira (1995) e Nogueira *et al.* (1996) e ao definirem estratigraficamente a Formação Águas Claras (proposta por Araújo *et al.*, 1988) não concordam com a idéia de que a estrutura sigmoidal de Carajás possa se tratar de uma bacia. Dados de paleocorrentes da Formação Águas Claras apontam área fonte a NE e depocentro a SW, fora do sigmóide. O pacote exposto faria parte de uma bacia mais ampla cujos domínios ultrapassam aqueles da estrutura de Carajás. Processos de tempestades e, principalmente maré, coadunam com uma bacia mais ampla. Desta forma, torna-se incompatível a existência de uma bacia transtensiva, sugerindo a existência de uma “estrutura de dilatação” formada sob transtensão destal.

Segundo Araújo *et al* (1988) a transpressão teria sido responsável pela inversão fraca da bacia transpressiva anteriormente instalada. Segundo Pinheiro & Holdsworth (1997) a deformação transpressiva observada em Carajás restringe-se a faixas com centenas de metros,

adjacentes aos feixes principais da Falha Carajás, como pode ser observado na seção da estrada entre a Mina do Igarapé Azul e a Mina do Igarapé Bahia e nos platôs N-1, N-4 e N-5, por exemplo. O caráter dessa deformação é rúptil a rúptil-dúctil, com importante remobilização de fluidos hidrotermais (Pinheiro & Holdsworth, 1997 e Pinheiro, 1997).

Este episódio de reativação transpressiva da Falha Carajás deve ter ocorrido posteriormente a 2.6Ga e anterior a 2.0Ga, e não parece se tratar de um evento regional capaz de reativar todas as estruturas pré-existentes na região. Na área central do sigmóide de Carajás preservam-se falhas normais decorrentes do episódio anterior de transtensão dextral (Pinheiro & Holdsworth, 1997 e Pinheiro, 1997).

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 - Pará*. DNPM/CPRM, Brasília, 136p.
- 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. *Anais VII Congresso Latino-Americano de Geologia*, Belém, **1**, 324-338.
- Costa, J.B.S.; Araújo, O.J.B. de; Santos, A. dos; Jorge João, X. da S.; Macambira, M.J.B.; Lafon, J.M. 1995. A Província Mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **7**, 199-235.
- Dias, G.S.; Macambira, M.J.B.; Dall'Agnol, R.; Soares, A.D.V.; Barros, C.E. de 1996. Datação de zircões de sill de metagabro: comprovação da idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás - Pará. *V Simpósio de Geologia da Amazônia*, SBG-NO, Boletim de Resumos Expandidos, Belém, 376-379.
- DOCEGEO 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. *Anais XXXV Cong. Brás. de Geol.*, anexo, Belém, 10-54.
- Hirata, W.K.; Rigon, J.C.; Cordeiro, A.A.C. e Meirelles, E. de M., 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. *Anais I Simpósio de Geologia da Amazônia*, Belém, 100-108.
- Hutchinson, R.W., 1979. *MMI-Salobo e suas relações geológicas regionais. Relatório sobre o Projeto Cobre- DOCEGEO*. DOCEGEO, Distrito Amazônia, unpublished report (translated by Santos, B., 1982), Belém, 21pp.
- Knup, P.E. 1971. Reconhecimento geológico na região dos rios Itacaiúnas e Tocantins, Estado do Pará. *Anais XXV Congresso Brasileiro de Geologia*, Resumo das Comunicações, São Paulo, 61-62.
- Meireles, E. de M.; Hirata, W.K.; Amaral, A.F. do; Medeiros Filho, C.A.; Gato, W. da C. 1984. Geologia das Folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral dos Carajás, Estado do Pará. *Anais XXXI Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro, **5**, 2164-2174.
- Meyer D.J.K. e Farias, N.F. 1980. O depósito de Cobre Salobo 3-Alfa, Serra dos Carajás, . *31º Congresso Brasileiro de Geologia*, Resumo das Comunicações, Camboriú, **2**, p.382.
- Nogueira, A.C.R., 1995. *Análise faciológica e aspectos estruturais da Formação Águas Claras, região central da Serra dos Carajás-PA*. Dissertação de mestrado, UFPA/NCGG, 167 p.
- Nogueira, A.C.R.; Truckenbrodt, W.; Pinheiro, R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás. Redescrição e Redefinição. *Bol.do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*. **7**,177-197.
- Pinheiro, R.V.L. 1997. *Reactivation history of the Carajás and Cinzento Strike Slip Systems, Amazon, Brazil*. Tese de Doutorado, Durham, Inglaterra, 408p.

- Pinheiro, R.V.L.; Holdsworth, R.E. 1997. Reactivation of Archaean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *Journal of the Geological Society*, **154**, 99-103.
- Tolbert, G.E.; Santos, B.A. dos; Almeida, E.B. de e Ritter, J.E., 1968. Recente descoberta de ocorrências de minério de ferro no Estado do Pará. *Mineração e Metalurgia*, XLVIII (288), 253-256.

ESTUDO GEOFÍSICO DA ÁREA SITUADA ENTRE O DEPÓSITO DE RESÍDUOS DO AURÁ E O MANANCIAL DE ABASTECIMENTO ÁGUA PRETA

Bahia V.E., Luíz J. G., Fenzl N.

Universidade Federal do Pará. Rua Augusto Corrêa, 01. CEP 66075-110. Belém (PA)
(vbahia@ufpa.br, norbert@ufpa.br; gouvea@ufpa.br)

RESUMO O presente estudo teve como objetivo uma caracterização geofísica da área localizada entre o Depósito de Resíduos do Aurá e o manancial de abastecimento Água Preta, no sentido de se determinar a influência dos contaminantes oriundos do referido depósito de resíduos sobre os recursos hídricos subterrâneos da área de estudo, ressaltando a hipótese de os mesmos virem a influenciar no citado manancial. As medidas geofísicas eletromagnéticas (EM) realizadas, refletiram a presença de camadas argilosas e do lençol freático relativamente próximo à superfície do terreno. Os resultados levantados com este método indireto, permitiram identificar valores anômalos (alta condutividade) em alguns locais.

INTRODUÇÃO A área de estudo possui aproximadamente $2,56 \times 10^6 \text{ m}^2$ e está localizada entre o Depósito de Resíduos do Aurá e o Manancial Água Preta. Devido o referido manancial ser um dos pontos principais de abastecimento do município de Belém, buscou-se uma avaliação ambiental preliminar dos recursos hídricos subterrâneos da área de estudo através de uma análise geofísica.

METODOLOGIA Foram executados 5 perfis, onde se utilizou o Sistema Slingram de Loop Horizontal Coplanar (HLEM). Para as medidas foi utilizado o instrumento APEX MAX MIN II, que permite amostragem nas frequências 110, 220, 440, 880, 1760, 3520, 7040 e 14080 Hz, que permitem a investigação na vertical (SEM). A distância entre as bobinas transmissora e receptora foi de 50m e o intervalo entre os pontos de medidas para todos os perfis foi de 25m. As medidas foram realizadas uma única vez no sentido A-B, em locais previamente selecionados. Foram realizados perfis medindo 575m, 525m, 450m, 650m, 250m de comprimento. A localização dos perfis encontra-se ilustrada na Figura 1.

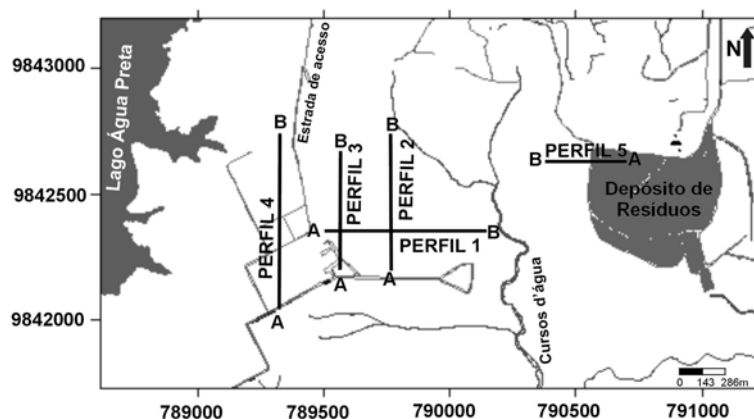


Figura 2.1 - Localização dos perfis eletromagnéticos na área de estudo.

RESULTADOS E DISCUSSÕES Os valores medidos para as componentes em fase e quadratura foram representados na forma de perfis com os valores das componentes no eixo vertical. Essa representação permite que se visualize variações laterais. Abaixo se apresenta uma descrição dos perfis e medidas obtidos nos 5 caminhamentos e sua interpretação.

Perfil 1: A posição 100m da Figura 3.1 é bem evidenciado pela zona condutora entre as posições 75m e 125m, que ocorre em todas as frequências. É possível que tal condutividade esteja relacionada a mudanças litológicas em subsuperfície ou à presença de água. É possível que o contorno de isovalor 20 possa ser correlacionado ao topo dos sedimentos lateríticos menos condutivos do Grupo Barreiras. Nesse caso, os valores de contorno maiores que 20 estariam associados a sedimentos mais condutivos, provavelmente do Pós-Barreiras.

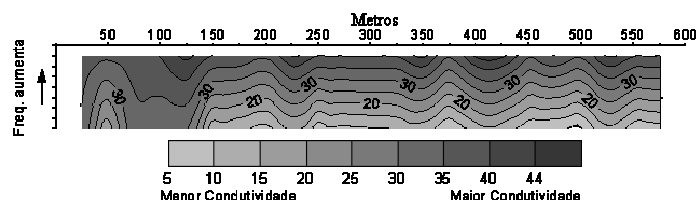


Figura 3.1 - Contorno de isovalores do módulo do campo magnético (Z) contra a frequência para o Perfil 1.

Perfil 2: O perfil 2 foi realizado no sentido S-N, cruza o perfil 1 e cobre uma distância de 525m (Figura 3.2). As observações geológicas de superfície ao longo deste perfil permitiram identificar a presença de um terreno bastante argiloso e úmido no decorrer de todo o seu percurso. Os valores obtidos permitiram a identificação de 3 eixos condutores. Esses eixos, embora sejam bem evidentes em todas frequências, as condutividades a eles associada são maiores para as frequências mais altas. É provável que eles sejam devidos a presença de água no solo, que neste perfil estava bem evidenciada superficialmente. O eixo condutor localizado na posição 350m parece ser o que se estende a maior profundidade.

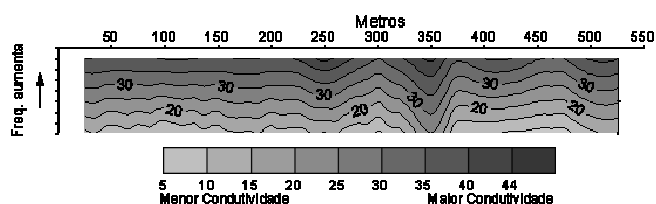


Figura 3.2 - Contorno de isovalores do módulo do campo magnético (Z) contra a frequência para o Perfil 2.

Perfil 3: Este perfil foi realizado no sentido S-N, paralelo ao perfil 2, e cobriu a extensão de 450m. A representação indica que os eixos localizados nas posições 175m e 375m associam-se a corpos condutores que se estendem a maiores profundidades (Figura 3.3).

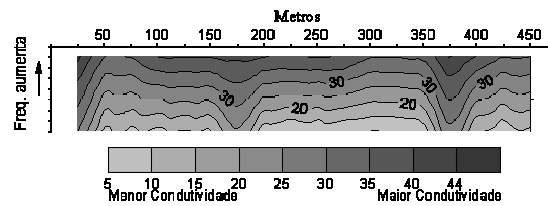


Figura 3.3 - Contornos de isovalores do módulo do campo magnético (Z) contra a frequência para o Perfil 3.

d) **Perfil 4**: Localizado à oeste, se inicia próximo à estrada de acesso e tem 650m de extensão em direção ao Norte. A Figura 3.4 indica que os condutores associados aos eixos localizados nas posições 125m e 375m estendem-se a profundidades maiores que os outros. No intervalo entre 25m e 100m, as curvas apresentam um comportamento anômalo caracterizado por diversas oscilações, isto se deve à presença de várias interferências antrópicas (linha de transmissão e cercas de arame). Nas posições entre 550m e 650m, há um predomínio de material mais resistivo próximo à superfície do terreno.

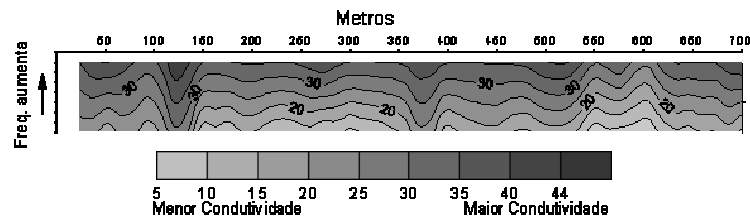


Figura 3.4 - Contorno de isovalores do módulo do campo magnético (Z) contra a frequência para o Perfil 4.

e) **Perfil 5**: Localizado mais a leste da área de estudo, apresenta um eixo condutor bem evidente em todas as frequências (Figura 3.5) e a análise em conjunto com os litotipos e as condições do ambiente sugere que ele pode estar associado provavelmente à presença de água e/ou churume.

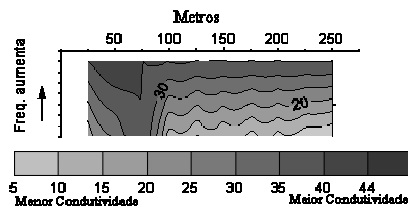


Figura 3.5 - Contorno de isovalores do módulo do campo magnético (Z) contra a frequência para o Perfil 5.

CONCLUSÕES As medidas eletromagnéticas realizadas na área de trabalho evidenciaram a presença de camadas geológicas com características elétricas diferentes (condutividade) que refletem a presença de zonas mais condutoras de camadas argilosas e a presença do lençol freático relativamente próximo à superfície do terreno. A representação dos valores medidos na forma de módulo de campo versus frequência, permitiu uma melhor visualização da distribuição das zonas condutoras com a profundidade. Essa representação gerou uma imagem aparente de subsuperfície, que pode ser correlacionada com a distribuição dos sedimentos ao longo dos perfis de medidas relacionados aos sedimentos do Quaternário e ao Grupo Barreiras.

MEDIDAS COMPARATIVAS DE RESISTIVIDADE ELÉTRICA SOBRE MATERIAIS LITOLÓGICOS SEDIMENTARES SEMELHANTES DA REGIÃO DE MANAUS, IRANDUBA E PRESIDENTE FIGUEIREDO – AM

¹Carvalho J.S., ¹Araujo R. L. C., ¹Júnior J.B.C.S., ¹Conceição D.A., ¹Carvalho P.S., ²Silva R. M.

¹Departamento de Geociências – ICE/UFAM; ²FUNTAC/AC

RESUMO Medidas de resistividade elétrica em materiais sedimentares semelhantes e em seus produtos de alteração intempérica ocorrentes na região de Manaus, Iranduba e Presidente Figueiredo, porção axial e flanco setentrional da Bacia do Amazonas, mostram o comportamento da magnitude da resistividade elétrica dos mesmos, assim como o efeito redutor na intensidade desse parâmetro devido ao processo de alteração intempérica, conforme observado nos arenitos silicificados da região de Manaus (Tarumã e Mindu), assim como nos materiais caulínicos do igarapé Cabeça Branca.

INTRODUÇÃO A área de abrangência deste trabalho envolve porções territoriais dos municípios de Manaus, Iranduba e Presidente Figueiredo, localizados na porção axial/flanco norte da Bacia do Amazonas, onde afloram terrenos sedimentares cenozóicos a paleozóicos da seqüência estratigráfica da Bacia do Amazonas (Caputo 1984). Esses sedimentos foram depositados em ambientes variando de continental (fluvial e lacustrino) a marinho, o que os tornam, em princípio, geoeletricamente distintos. A atuação dos agentes tectônicos, geomorfológicos e intempéricos, ao longo do tempo geológico, produziram grandes transformações nas características mineralógicas e físicas desses materiais, destruindo ou mesmo mascarando muitas feições estratigráficas e estruturais, e aumentando de forma significativa o grau de dificuldades para o entendimento da natureza e evolução dos mesmos.

O desenvolvimento de estudos geoeletricos, na forma de medidas de resistividade elétrica, a partir da superfície de exposição desses terrenos, pode fornecer informações importantes quanto suas características físicas, em profundidade, permitindo correlacioná-las com os aspectos litológicos, estratigráficos e estruturais.

MÉTODOS E TÉCNICAS DE TRABALHO O levantamento geoeletrico foi desenvolvido por meio das técnicas de sondagem elétrica vertical (SEV) e caminamento elétrico horizontal (CEH), utilizando as configurações Schlumberger, Wenner e Dipolo-Dipolo (Parasnis 1976, Telford *et al.* 1990), em locais representativos das diversas litologias ocorrentes na região, incluindo seus produtos de alteração.

Neste trabalho são apresentados os resultados das investigações efetuadas em 12 (doze) locais distintos, sendo 9 (nove) em sedimentos cenozóicos (cretáceos, terciários e quaternários) dos municípios de Iranduba e Manaus e 3 (três) em materiais paleozóicos de Presidente Figueiredo (Tabela 1).

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS Os resultados das medidas de resistividade elétrica em sedimentos argilosos, argilo-arenosos e arenosos, assim como em produtos de alteração dos mesmos, ocorrentes nos locais investigados, mostram as variações observadas nessas características e as dependências dos diversos fatores de influência (principalmente grau de alteração e de umidade, assim como as alterações ambientais).

Conforme mostrado na Tabela 1, os sedimentos argilosos do Distrito Oleiro de Cacao Pirera, em Iranduba, utilizados para a fabricação de produtos cerâmicos, apresentam resistividade normalmente inferiores a 80 Ω .m. Os sedimentos argilo-arenosos amarelados e inconsolidados da Formação Alter do Chão, ocorrentes em toda a região investigada, apresentam resistividades oscilando entre 200 Ω .m e 1000 Ω .m, eventualmente alcançando valores mais elevados, chegando a mais de 3000 Ω .m, quando envolve níveis concrecionários (lateríticos), conforme observado na área do Tarumã/Estrada do Futuro.

Os materiais caulínicos ocorrentes nessa região mostram resistividade entre 1000 Ω .m e 2000 Ω .m. Na área de ocorrência de arenitos vermelhos, silicificados, de granulometria fina, das regiões do Tarumã e Mindu, em Manaus, foram observados valores de resistividade inferiores a 1000 Ω .m., enquanto que na área da Ponta Negra, onde ocorrem arenitos brancos, de granulometria grossa, estratificados, alcançam valores de até 3000 Ω .m.

No município de Presidente Figueiredo, região de exposição de sedimentos paleozóicos da porção basal da Bacia do Amazonas, foram investigados terrenos relacionados às formações Manacapuru e Nhamundá. Na região do Rio Urubu, área de exposição de folhelhos, argilitos e siltitos, intercalados com arenitos, relacionados à Formação Manacapuru, os valores de resistividade variam entre 100 Ω .m e 600 Ω .m. Os arenitos brancos, finos, da Formação Nhamundá (Cunha et al. 1994), ocorrentes no igarapé das Lajes, mostra resistividade oscilando entre 1000 Ω .m e 10000 Ω .m, sendo que, na região de Balbina (margem do rio Uatumã), apresentam resistividade oscilando entre 2000 Ω .m e 5000 Ω .m.

CONCLUSÕES Os sedimentos argilosos, por sua própria natureza, são bastante condutivos. Em locais de grandes exposições, como no Distrito de Cacao Pirera (Iranduba), tais depósitos constituem problemas para a investigação geoeétrica a maiores profundidades, por facilitarem o fluxo de corrente em seu interior, dificultando a penetração da corrente em profundidade.

O comportamento geoeétrico dos sedimentos argilo-arenosos avermelhados da Formação Alter do Chão apresentam, de um modo geral, comportamento semelhante em todos os locais investigados. A diferenciação observada está relacionada com o grau de alteração de suas porções mais superiores, notadamente relacionados ao processo de lixiviação e laterização, que fazem aumentar a magnitude da resistividade elétrica.

Os arenitos ocorrentes em Manaus apresentam comportamentos bem distintos; enquanto avermelhados e finos ocorrentes nas regiões do Tarumã e Mindu mostram resistividade baixa, devido ao seu elevado grau de alteração intempérica, os esbranquiçados, grossos, ocorrentes na região da Ponta Negra, embora igualmente alterados, mostram valores mais elevados. Enquanto aqueles alteram para um material silto-argiloso, mais condutivos, esses resultam em material arenoso, bastante lixiviado, portanto mais resistivos.

Os materiais caulínicos do igarapé Cabeça Branca apresentam resistividade mais elevadas em função da grande quantidade de resíduos arenosos, apresentando inclusive níveis seixosos intercalados.

Os folhelhos da Formação Manacapuru, na região do rio Urubu, ocorrem intercalados com níveis siltosos e arenosos, o que contribui para aumentar a resistividade elétrica.

Os arenitos esbranquiçados da Formação Nhamundá, ocorrentes na região do Igarapé das Lajes, apresentam-se bastante lixiviados e portanto mais resistivos, o que justifica os valores mais elevados medidos. Na região do rio Uatumã (Balbina), apesar de ser o mesmo material litológico (mesma unidade estratigráfica) mostra valores inferiores àqueles de Lajes. Nestes além de apresentarem-se mais alterados, sendo observados produtos argilosos sobre os mesmos, são também mais úmidos e é maior a contribuição de óxidos de ferro, o que lhes empresta coloração superficial acastanhada.

Referências bibliográficas

- Caputo, M. V. 1984. Stratigraphy, tectonics, palaeoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil. Santa Barbara, California University, Phd Thesis, 586 pp.
- Cunha P. R. C., Gonzaga F. G., Coutinho L. F. C., Feijó F. J. 1994. Bacia do Amazonas. Bol. Geociências, Petrobrás, Rio de Janeiro (RJ), 8(1):47-55.
- Damião R. N., Souza M. M., Medeiros M. F. 1972. Projeto argila de Manaus. DNPM/CPRM, Manaus (AM). Relatório Final, 65pp.
- Parasnis D. S. 1976. Geofísica Minera, Paraninfo, Madrid, 376pp.
- Telford W. M., Geldart L. P. & Sheriff R. E. 1990. Applied Geophysics, Second Edition, Cambridge University, Cambridge, 770pp.

Tabela 1 – Faixas de variação da resistividade elétrica de sedimentos cenozóicos e paleozóicos ocorrentes nos locais investigados

Local da investigação	Descrição do terreno	Tipo de investigação	Resistividade ($\Omega.m$)
Cacau Pirera – Iranduba	Sedimentos argilosos, quaternários	SEV-Schlumberger	20-80
Cacau Pirera – Iranduba	Sedimentos argilo-arenosos terciários	Caminhamento Dipolo-Dipolo	200-1000
Iranduba – Rio Ariau	Sedimentos argilo-arenosos terciários	SEV-Schlumberger	200-1000
Iranduba – Rio Ariau	Sedimentos argilosos, quaternários	SEV-Schlumberger	40-100

Manaus – Distrito Industrial	Sedimentos argilo-arenosos terciários	SEV-Schlumberger	200-1000
Manaus – Estrada do Futuro	Sedimentos argilo-arenosos terciários	Caminhamento Dipolo-Dipolo	200-3300
Manaus – Tarumã	Sedimentos argilo-arenosos terciários	SEV-Schlumberger	200-600
Manaus/ BR-174 – Igarapé Cabeça Branca	Sedimentos argilo-arenosos terciários, caulínicos	SEV-Wenner	1000-2000
Manaus – Ponta Negra	Sedimentos arenosos terciários	SEV-Schlumberger	1000-3000
Presidente Figueiredo – Balbina	Sedimentos areno-argilosos paleozóicos	SEV-Schlumberger	2000-5000
Presidente Figueiredo – Igarapé das Lajes	Sedimentos arenosos paleozóicos	SEV-Schlumberger	1000-10000
Presidente Figueiredo – Rio Urubu	Sedimentos argilo-arenosos paleozóicos	SEV-Schlumberger	20-400

CARTOGRAFIA MAGNÉTICA DO MUNICÍPIO DE IRANDUBA (AM): RESULTADOS PRELIMINARES

⁽¹⁾Carvalho, J. S.; ⁽¹⁾Azevedo Jr., C. A.; ⁽¹⁾Silva Jr., J. B. C., ⁽¹⁾Araújo, R. L. C.; ⁽¹⁾Conceição, D. A.; ⁽²⁾Silva, R. M.

⁽¹⁾ Departamento de Geociências – ICE/UFAM; ⁽²⁾ FUNTAC/AC

RESUMO A cartografia magnetométrica realizada na região de Iranduba revelou anomalias magnéticas da ordem de 400nT, relacionadas com aspectos morfológicos e estruturais dessa porção territorial, em consonância com sua gênese e evolução geológica, onde as curvas isoanômalas mostram-se concordantes com o *trend* estrutural conhecido para a região.

INTRODUÇÃO O município de Iranduba localiza-se no interflúvio entre os rios Negro e Solimões, a sudoeste de Manaus, sendo cortado em toda sua extensão pela rodovia Manuel Urbano (AM-070) e diversas vicinais (Fig. 1). Apresenta relevo relativamente plano, mal drenado na porção meridional, destacando formações lacustres e rios de desembocaduras afogadas, mais freqüentes na porção mais ocidental. Destaca-se ainda uma série de terraços, representativos das seqüências deposicionais que originaram esses terrenos.

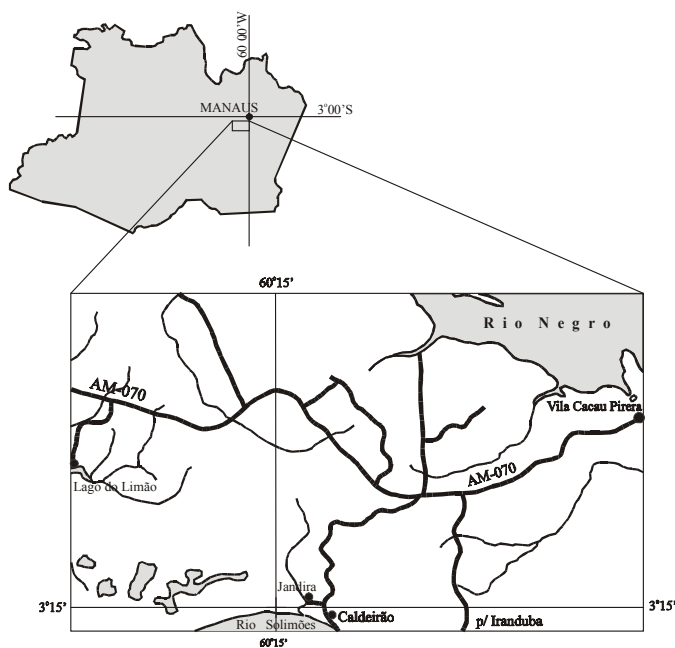


Figura 1 – Mapa de localização da área de abrangência do levantamento

As rochas aflorantes mais antigas verificadas nessa área, relacionados aos terraços mais elevados, são representados por sedimentos argilosos a arenosos, avermelhados, inconsolidados, depositados em ambiente continental, de idade cretácea a terciária (Daemon 1975), pertencentes à Formação Alter do Chão (Caputo *et al.* 1972), sobre os quais se desenvolveram perfis lateríticos, comumente imaturos. As estruturas mais freqüentes são estratificações cruzadas,

acanaladas e tabulares. Nas porções correspondentes aos terraços mais recentes ocorrem sedimentos argilosos, esbranquiçados, inconsolidados, de idade quaternária, comumente explorados para fabricação de produtos cerâmicos. Esses terraços fluviais correspondentes a antigos leitos de rios, que migraram ao longo do tempo, induzidos principalmente por processos neotectônicos, bastante expressivos na área (Barros & Soares 2000). A identificação dessas feições estruturais é bastante difícil, devido ao elevado grau de intemperização dessas rochas, sendo possível identificar apenas escarpas de falhas. A interface entre esses depósitos quaternários e os da Formação Alter do Chão comumente se dá de forma brusca, identificada por meio de aspectos faciológicos (litologia, mineralogia, estruturas sedimentares e fósseis).

Dentro desse contexto a realização do levantamento magnético de semidetalhamento dessa região, na forma de medidas de intensidade magnética total, tem o intuito de contribuir para o melhor entendimento das características estratigráficas e estruturais desses terrenos.

LEVANTAMENTO MAGNETOMÉTRICO: MÉTODOS DE TRABALHO. O levantamento magnético da região de Iranduba foi realizado por via terrestre, utilizando um magnetômetro de precessão de prótons (ENVIMAG-Scintrex), com medidas em pontos localizados às margens das vias de acesso locais (rodovia AM-070 e vicinais), a distâncias médias de 500 metros entre si. Os locais de medidas foram georeferenciados por meio de GPS e definidos em função das características locais, evitando agentes perturbadores do sinal magnético. Cada medida foi determinada pela média de quatro leituras consecutivas e em condições de baixo nível de ruído, sendo efetuadas anotações da intensidade magnética observada, a hora da leitura, nível de ruído no sinal, as coordenadas geográficas do ponto e as observações geológicas locais.

Adotou-se a técnica de reocupações sucessivas de bases, a intervalos de tempo não superiores a duas horas e, como base de referência, um ponto localizado no Distrito de Cacau Pirera. A escolha da base seguinte recaiu em um dos pontos avançado do circuito, localizado em situação adequada e devidamente “amarrado” à base de referência. Sempre que possível era feita reocupações de pontos intermediários, visando a verificação da qualidade dos dados. No total foram medidos 134 pontos (estações), além de 12 reocupações (Fig. 2).

A partir dessas informações foi realizado o processamento dos dados, objetivando a retirada dos efeitos diurnos e da deriva latitudinal do campo geomagnético, de acordo com procedimentos usuais (Telford *et al* 1990, Luiz & Costa e Silva 1995), resultando na determinação de valores corrigidos de intensidade magnética local. Com os resultados desse processamento construído o mapa de isointensidades magnéticas locais, através do software Surfer-6.0, e sobreposto ao mapa cartográfico, elaborado no software Corel Draw-9.

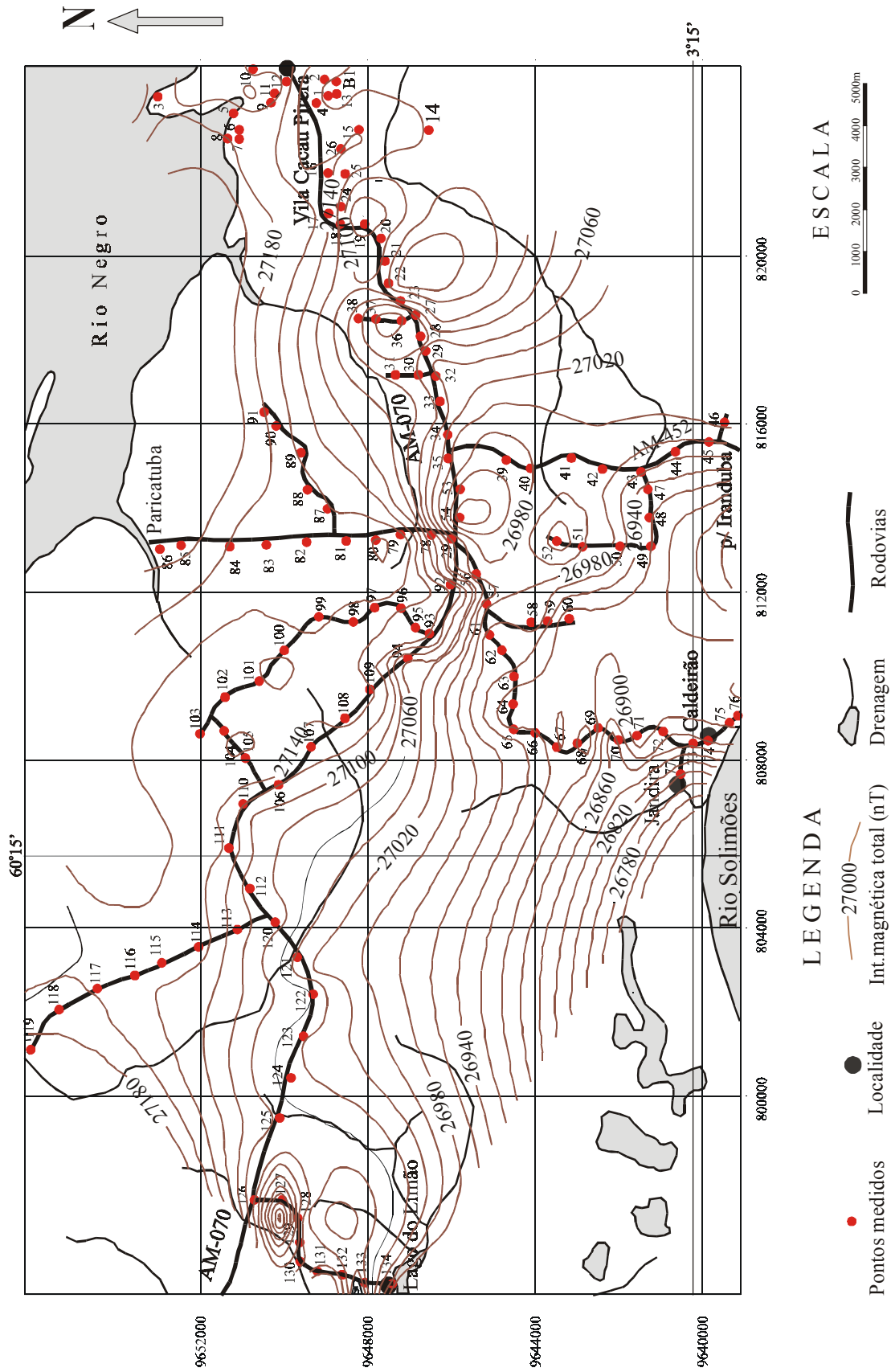


Figura 2 - Mapa de intensidade magnética total da região de Iranduba (AM)

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS. Com base no Mapa Magnético do Brasil (ON/CNPq, 1990) e nas informações de campo determinou-se a deriva latitudinal do campo geomagnético local, que é cerca de 3,8nT/km.

O mapa de isointensidades da área (Fig. 2) permite identificar uma variação de intensidade da ordem de 400nT, na forma de concentrações isoladas, quer de maiores como de menores intensidades relativas (algumas superiores a 100nT), além de um gradiente positivo para norte, da ordem de 24nT/km. Observa-se também uma tendência de alinhamento das linhas isoanômalas segundo a direção geral NW-SE, notadamente na porção central da área, tendendo para E-W, na porção meridional da área. Destaca-se, nessa porção investigada, uma depressão magnética observada na região do Lago do Limão, com diferenças da ordem de 120nT, além da tendência positiva na região do ramal do Paricatuba, com anomalias da ordem de 100nT.

CONCLUSÕES. O mapa isodinâmico da área (Fig. 2) revelou, no seu contexto geral, a existência de variações consideráveis de intensidade magnética total (da ordem de 400nT), as quais, por sua magnitude, não podem ser produzidas por variações litológicas, restritas a rochas sedimentares clásticas. Algumas anomalias locais podem estar, a princípio, relacionadas com ocorrências de produtos de alteração ferruginosa (processos de laterização), conforme identificados na região. Assim sendo entende-se que o fator de maior conotação nesse processo deve-se a aspectos morfológicos desses depósitos, de forma mais abrangente, assim como a feições estruturais, responsáveis por essas perturbações morfológicas.

A existência do gradiente positivo para norte está consonante com os resultados obtidos em trabalhos anteriores (Carvalho *et al.* 1997, Fernandes *et al.* 1999, Silva *et al.* 2000) e corrobora a tendência observada no mapa MAGSAT (Hasui *et al.* 1984), sendo associada, sobretudo, à influência do embasamento sob o flanco norte da bacia. O alinhamento das linhas isodinâmicas, segundo a direção geral NW-SE, assim com a tendência de alinhamento E-W está em acordo com as direções estruturais observadas para área, conforme observado por Barros & Soares (2000). As anomalias magnéticas observadas na região do Lago do Limão e do ramal do Paricatuba podem estar associadas à presença de uma estrutura deprimida, na forma de uma micro-bacia na primeira, assim como a estruturas falhadas (tipo “horst”) na segunda, respectivamente.

Referências bibliográficas

- Barros D. S. & Soares E. A. 2000. Análise sedimentológica e estratigráfica dos sedimentos quaternários aflorantes na parte norte do Paraná do Ariáú, entre os municípios de Manacapuru e Iranduba – AM. Relatório Final. PIBIC 2000/UFAM, Manaus.
- Caputo M. V., Rodrigues R. & Vasconcelos D. N. N. 1972. Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas - histórico e atualização. In: SBG, 26º Congr. Bras. Geologia, 3, Belém (PA), Anais, 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.
- Fernandes F., Santos W. H. D., Silva C. A., Carvalho J. S. & Araujo R. L. C. 1999. Interpretação Preliminar dos Perfis Magnetométricos das Rodovias AM-070 e AM-452, Porção Centro Norte do Amazonas. In: SBG/NO, VI Simp. Geol. Amazônia, Manaus (AM), 486-489.
- Hasui Y., Haralye N. L. E. & Schobbenhaus C. 1884. Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: ME/DNPM, II Symposium Amazônico, Manaus (AM), 129-148.
- Luiz J. G. & Costa e Silva L. M. 1995. Geofísica de Prospecção, Cap. 4, UFPA/CEJUP, Belém (PA), p. 204-219.
- ON/ CNPq 1990. Mapa Magnético do Brasil – 1990, Carta de Intensidade Magnética Total, Escala 1: 10.000.000.
- Silva C. A., Carvalho J. S., Araujo R. L. C. & Silva C. L. 2000. Estudo geofísico por cartografia magnética da região do Tarumã, zona oeste da cidade de Manaus. In: UA, IX Jornada de Iniciação Científica, Manaus (AM), Anais, p. 78.
- Telford W. M., Geldart L. P. & Sheriff R. E. 1990. Applied Geophysics, Second Edition, Cambridge University, Cambridge, 770pp.

ESTUDO HIDROGEOQUÍMICO DA ÁREA LOCALIZADA ENTRE O DEPÓSITO DE LIXO METROPOLITANO DE BELÉM (AURÁ) E O LAGO ÁGUA PRETA

Bahia, V.E. & Fenzl, N.

Universidade Federal do Pará. Rua Augusto Corrêa, 01. CEP 66075-110. Belém, Pará;
(vbahia@ufpa.br); (norbert@ufpa.br)

RESUMO O fato do Lago Água Preta, manancial de abastecimento de água da Região Metropolitana de Belém (PA), se encontrar 1,4 km do Depósito de Resíduos de Belém (PA), tem levantado diversas especulações sobre sua possível contaminação. O presente estudo teve como objetivo a caracterização hidrogeoquímica da área localizada entre o referido depósito de resíduos e o lago, no sentido de determinar a influência de seus contaminantes sobre os recursos hídricos subterrâneos, avaliando a possibilidade de virem a influenciar no referido manancial. Os resultados obtidos com os principais traçadores de chorume realizados nas amostras de água subterrâneas coletadas na área, refletiram características ambientais dos recursos hídricos da área, não evidenciando contaminação por chorume.

INTRODUÇÃO O Depósito de Lixo Metropolitano de Belém, localizado em Santana do Aurá, foi iniciado em 1991 e devido a problemas financeiros, seu projeto inicial que incluía uma usina de incineração, uma usina de reciclagem e compostagem e um aterro sanitário não foram viabilizados, tornando o aterro um lixão ao longo dos anos, o qual recebe em torno de 1000 toneladas/dia de resíduos há 12 anos (CENSA/COSANPA, 1983). O fato do Lago Água Preta, o principal manancial de abastecimento de água Região Metropolitana de Belém, se encontrar localizado a apenas 1,4 km do “Lixão do Aurá”, tem levantado diversas especulações sobre sua possível contaminação pela proximidade existente entre ambos. A área de estudo possui aproximadamente $2,56 \times 10^6$ m² e localiza-se na zona intermediária entre o Depósito de Lixo Metropolitano de Belém e o Lago Água Preta, onde ao norte há um conjunto residencial e a sul o rio Guamá.

METODOLOGIA Foi realizada uma campanha de coleta de águas subterrâneas, visando obter indicadores sobre uma possível contaminação dos aquíferos e o deslocamento do chorume em direção ao Lago água Preta. Foram coletadas amostras em cinco poços instalados na área, onde foram medidos os parâmetros físico-químicos considerados indicadores para a presença de chorume, tais como: pH, condutividade elétrica, alcalinidade, amônia, nitrato, cloreto, sódio, cálcio, magnésio e potássio. Os resultados analíticos dos diferentes parâmetros encontram-se relacionados na Tabela 1.1 em anexo.

RESULTADOS E DISCUSSÕES Do ponto de vista geoquímico, os elementos que apresentaram as maiores concentrações foram os cátions K e Na e os ânions mais abundantes foram Cl⁻ e o SO₄. Os valores de concentração de DQO se encontram parecidos na maioria dos poços, o que ocorre provavelmente devido possuírem a mesma origem. A relação entre DQO e O.C é muito alta, mostrando que as espécies inorgânicas se encontram susceptíveis de serem

oxidadas. Esse fato, ratifica a pouca presença de influência antropogênica ou carga orgânica. Os valores baixos de Condutividade, evidenciam a presença de ambientes altamente lixiviados, possivelmente causados pela alta pluviosidade e temperaturas da região amazônica, isto é refletido nos baixos valores de íons dissolvidos (Cl^- e SO_4), que causam uma baixa carga iônica na solução. Os compostos nitrogenados NO_2 , NH_4 , NO_3 apresentaram baixa concentração nas três espécies, não ultrapassando os limites permitidos (CONAMA, 1986; WHO, 1993). Isto pode significar a ausência de fontes antropogênicas próximas, sendo considerados como de origem natural. A concentração de NO_3 sempre se apresentou maior que NO_2 , NH_4 , mostrando uma maior influência natural. Esta ausência de influência antropogênica, foi refletida nos baixos valores de Oxigênio Consumido, mostrando a pouca presença de matéria orgânica. Os valores de pH apresentaram-se todos ácidos, isto indica que os elementos alcalinos (Na, K, Ca e Mg), de alta mobilidade geoquímica pelos processos intempéricos, foram lixiviados e migraram. Isto é comprovado pelos valores de alcalinidade relativamente baixos, como é o caso dos poços PM-1, PM-2 e PM-4. Outra causa, provavelmente, é a presença do ferro e do alumínio presente nas concreções lateríticas. Esses elementos sofrem o processo de hidrólise originando um pH ácido e fora dos padrões (CONAMA, 1986; WHO, 1993).

CONCLUSÕES os valores obtidos com os diferentes parâmetros indicam que as amostras de água são do tipo bicarbonatadas, cálcicas e sódicas, o que sustenta a hipótese da baixa influencia de chorume nestas águas. assim, os resultados hidroquímicos dos principais traçadores de chorume não indicam que haja um deslocamento da pluma de contaminação na direção dos lagos via águas subterrâneas.

AGRADECIMENTOS Os autores agradecem ao CNPq – Conselho Nacional de Pesquisa, pelo financiamento do referido projeto de estudo através do Processo N^o 476923/01-8.

Referências Bibliográficas

- CENSA/COSANPA 1983. Diagnóstico do estudo urbanístico de proteção sanitária dos lagos Bolonha e Água Preta. II. Estudo da qualidade de proteção das águas. Belém: Companhia de Saneamento do Pará.
- CONSELHO NACIONAL DO MEIO AMBIENTE (CONAMA) 1986. Resolução n^o 20. Ministério do Desenvolvimento Urbano e Meio Ambiente. Diário Oficial da União, 30 jul. Piratoba M. G. 2002. Avaliação ambiental dos recursos hídricos, solos e sedimentos na área de abrangência do Depósito de Resíduos Sólidos do Aurá. Belém: 2002. Tese (Doutorado em Hidrogeoquímica). Centro de Geociências – UFPA.
- WORLD HEALTH ORGANIZATION – WHO 1993. Guidelines for drinking-water quality. *Draft Manuscript*, v. 1-2 , p.1-8

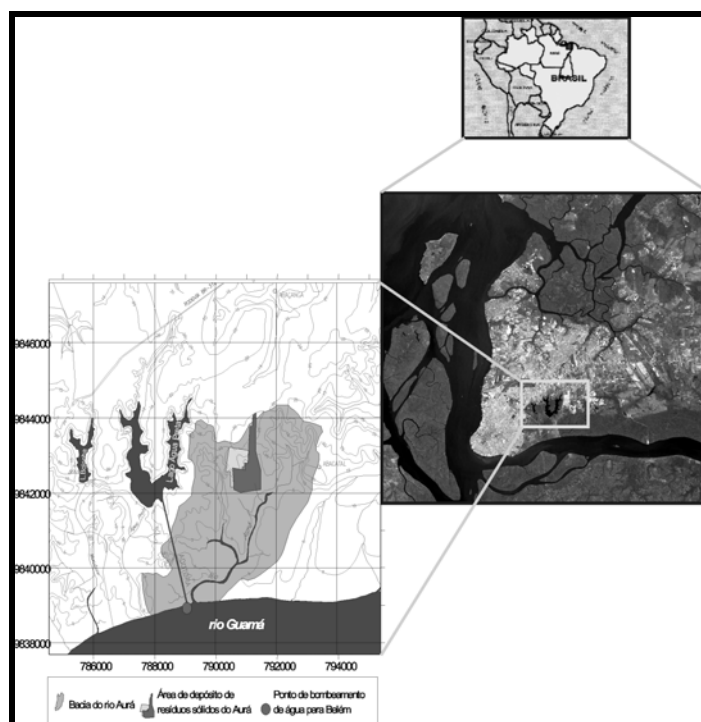


Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudo.

Tabela 1.1 - Concentração dos elementos nas amostras de água coletadas nos poços de monitoramento da área de estudo.

Parâmetro	PM-1	PM-2	PM-3	PM-4	PM-5
NO ₂ (mg/l)	0.05	0.03	0.01	0.13	0.01
NH ₄ (mg/l)	0.15	0.02	0.05	0.07	0.04
NO ₃ (mg/l)	1.06	1.12	0.47	3.07	2.98
Cl ⁻ (mg/l)	8.17	8.49	8.17	8.17	8.17
SO ₄ (mg/l)	2.65	1.89	1.95	3.01	2.61
Na (mg/l)	7.70	1.65	1.39	1.12	1.41
Mg (mg/l)	0.26	0.37	0.71	0.57	0.60
Ca (mg/l)	0.32	1.08	4.26	1.81	4.26
K (mg/l)	0.30	0.47	1.09	0.86	0.70
DQO (mg/l)	22.84	22.84	27.92	22.84	66.75
Oxig. Cons. (mg/l)	0.46	0.95	1.37	0.32	4.36
Fe sol. (mg/l)	0.52	0.61	0.21	0.41	0.08
Alcalinidade (mgCaCO ₃ /l)	8.61	25.00	155.00	46.60	154.50
Condutividade	28.6	31.4	45.9	32.00	32.6
pH	4.00	3.85	5.00	4.60	5.20
Temperatura	27.50	27.20	27.30	26.90	28.50

CONTAMINAÇÃO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DO MUNICÍPIO DE ANANINDEUA

OLIVEIRA, J. R., LOPES, D. F. e VIGLIO, E. P.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Av. Dr Freitas 3645, 66095-110, Belém-Pará

e-mail: david@cprm-be.gov.br e eviglio@cprm-be.gov.br

RESUMO. A CPRM e a Prefeitura de Ananindeua, consolidaram uma parceria de um plano de trabalho, para subsidiar o gestor municipal na elaboração de projeto destinado ao planejamento e ao desenvolvimento na área de recursos hídricos subterrâneos. Como resultado dessa cooperação técnica, vem prestar conta de seus esforços em proveito do abastecimento e da contaminação da água subterrânea à sociedade da Região Metropolitana de Belém onde se acha inserido o referido município. Nesta documentação são apresentados os dados relativos à problemática das contaminações dos recursos hídricos subterrâneos de Ananindeua, fundamentados essencialmente no cadastro de pontos d'água e postos de gasolina. Os resultados desses cadastros mostram, preliminarmente, a situação dos poços tubulares rasos, como fonte pontual de contaminação. Ainda contém diretrizes de procedimento para projeto de poços tubulares, com vistas ao abastecimento público e doméstico, a partir da captação de água subterrânea em terrenos sedimentares.

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, 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 dados estruturais dos mesmos. 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.

DESCRIÇÃO SUMÁRIA DE ABASTECIMENTO 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 à 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 ineficiente 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 as pessoas mais aquinhoadas procurarem os perfuradores locais para construir seus próprios poços. Esta situação tende a piorar, pois, com o passar do tempo, a água do lençol freático torna-se passível de ser contaminada 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 explotando os aquíferos mais superficiais no Município de Ananindeua, 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.

GEOLOGIA LOCAL . O perfil básico das unidades aquíferas do município de Ananindeua, com descrição litológica da perfilagem Gama e amostra de calha do poço do Bairro da Guanabara, inicia-se com argilas semi-plásticas, com freqüentes intercalações de laterita, argila arenosa e nódulos de quartzo até a profundidade de 40 metros.

No intervalo de 40–46m ocorrem arenitos de coloração esbranquiçada, friáveis, heterogêneos, de granulação fina à média e matriz levemente argilosa. A partir dessa profundidade, segue-se até 72m, um pacote de argila siltosa cinza escura, às vezes carbonatadas e com freqüentes intercalações centimétricas de arenito. Na seção entre 80 e 90m tem-se folhelho de cor cinza esverdeada, possivelmente o topo da Formação Pirabas. (?)

A partir dos 90m até 103m de profundidade, voltam a aparecer novas intercalações de arenitos médios a finos, heterogêneos, cores amarela à esbranquiçada de boa importância hidrogeológica. Entre 103m e 125m tem-se uma seqüência alternada de argilas, areias e calcários.

O intervalo de 128–152m caracteriza-se por uma sucessão de camadas conglomeráticas e arenosas, conforme denota a redução de intensidade na perfilagem Gama, principalmente na base do intervalo. Segue-se até os 171m, um pacote de argilas de cores verdes, folhelhos plásticos, siltitos e níveis de calcário na base bastante impermeáveis e confinantes. Com base na perfilagem Gama, os níveis arenosos e argilosos são bem delimitados conforme denotam a redução e aumento da intensidade desse sensor. É bem verdade que outros tipos litológicos, porém subordinados, ocorrem em determinados intervalos (calcário, folhelho, siltito, calcarenito, etc.) com desenhos diferentes daqueles, podendo ser determinados por um especialista na interpretação desse tipo de perfilagem.

Abaixo dessa profundidade, até 211 m, há um sistema aquífero multicamada, com os níveis de argila (folhelho) situados nas profundidades de: 188-190m.

Entre 211–229m ocorre um pacote heterogêneo de argila, siltito e níveis de arenito na base. Na parte basal da seqüência, até a profundidade de 250 m, verificou-se a presença de arenitos de coloração clara, granulometria fina, média e grossa ou até mesmo conglomerática, na forma de sucessivas camadas de espessuras variáveis, intercaladas por níveis argilosos.

Finalmente, o perfil revela que a partir dessa profundidade voltam a aparecer, de forma contínua, argilas avermelhadas, plásticas e interaleitamento de siltito, na maioria das vezes, até a profundidade de 266m.

CADASTRAMENTO DOS PONTOS D'ÁGUA. Para um melhor entendimento das condições aquíferas da RMB, foi realizado o levantamento de uma boa parte dos pontos d'água até hoje existentes, levando em conta os parâmetros de construção dos mesmos. De posse das características dos pontos d'água, foram preenchidas fichas padronizadas e em seguida transferidos os dados para uma planilha.

Dos pontos inventariados, 69 são tubulares profundo, 1787 são médios, 335 são escavados do tipo Amazonas e 72 representam nascentes ou fontes naturais, dentre as quais está incluída a fonte MAR DOCE.

A maioria dos poços tubulares rasos foi construída manualmente, com exceção daqueles com profundidades acima de 25 metros. Para os poços abaixo dessa profundidade inexistem registros de dados técnicos, dificultando sobremaneira a determinação de importantes parâmetros hidrogeológicos como: vazão, nível dinâmico, rebaixamento, dentre outros. Esses

elementos, na maioria das vezes, tiveram que ser determinados pela equipe executora, ou ainda pela localização dos perfuradores locais, que, via de regra, forneceram dados para o preenchimento da planilha.

Os poços do tipo Amazonas são de propriedades particulares e, na maioria dos casos, estão funcionando de acordo com as posses, necessidades e circunstâncias de cada usuário. Vale ressaltar que boa parte desses poços, no período de estiagem máxima, secou, obrigando o aprofundamento dos mesmos ou a utilização de outras alternativas para solucionar, em parte, essa problemática.

Embora tenham sido cadastrados mais de 2.000 pontos d'água, com certeza esse número deve ser mais elevado, principalmente no caso dos poços de particulares que vêm aumentando, tendo em vista a ineficiência de abastecimento público nas zonas mais periféricas. O registro dos pontos d'água foram obtidos mediante o auxílio de medidor digital GPS, que fornece o posicionamento em coordenadas geográficas ou em UTM, com pequena margem de erro.

NÍVEIS ATUAIS DE POLUIÇÃO. A área trabalhada acha-se no contexto das rochas sedimentares, onde as condições e acumulações dos sistemas aquíferos subterrâneos estão relacionadas aos aspectos litológicos, estratigráficos e geomorfológicos. Em função desses elementos, a moldura geológica da bacia Sedimentar da Amazônia, encontrada no município de Ananindeua 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-confinados 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 m), construídos sem critérios técnicos, onde se sabe que não existe cimentação do espaço anelar, fazendo com que o poço seja um foco de poluição pontual.

Com base nos estudos que foram realizados pelo projeto Estudos Hidrogeológicos da Região Metropolitana de Belém e Adjacências - PEHRMBA, através da CPRM e em parceria com a Prefeitura Municipal Ananindeua, e, cooperativamente, com a COSANPA e UFPa, já se tem notado um grande número de poços poluídos por nitratos, nitritos e amônia, principalmente aqueles tubulares rasos dos bairros da Cidade Nova, PAAR, Curuçambá, Guajará, Jaderlandia, entre 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 pessoas não qualificadas.

Quanto aos poços profundos, atualmente, não há preocupação em relação à cimentação, já que os mesmos são consubstanciados com projetos de poços. A preocupação dos órgãos públicos, principalmente, a COSANPA e o SAAEB, é com os teores de ferro do aquífero Barreiras, que tem apresentando teores fora dos padrões de potabilidade, conforme Res.1469/2000-MS, por exemplo, 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 água é um recurso natural que se apresenta de forma dinâmica através do ciclo hidrológico. Encontra-se presente no solo, subsolo, oceanos, rios, lagos etc. Existe um constante inter-relacionamento entre as diferentes fases em que a água se apresenta na natureza (precipitação, evaporação, infiltração, escoamento superficial e evapotranspiração). Este ciclo permite a renovação dos recursos hídricos, distribuindo-os de maneira irregular. Por isso existem regiões áridas e outras chuvosas, períodos de estiagem e de grandes chuvas.

Outro fator restritivo ao aproveitamento das águas, é a forma sob a qual ela se apresenta, uma vez que 97,2 % são águas salgadas dos mares e oceanos, 2,14 % gelo das calotas polares e geleiras, 0,61 % águas subterrâneas, 0,009 % água superficial (rios e lagos), 0,005 % umidade do solo e 0,001 % vapor atmosférico. Isto demonstra que a água mais facilmente disponível e de obtenção mais barata aparece em quantidade muito pequena em relação ao total.

Frente ao acelerado processo da urbanização da RMB, a demanda aumentou significativamente além de terem esses mesmos usos provocado a degradação dos recursos hídricos, não apenas os superficiais, como também os subterrâneos, devidos aos resíduos e efluentes das atividades antrópicas

Dentro desse contexto, a RMB é uma área rica em recursos hídricos, que, no entanto, não se distribuem proporcionalmente em relação às áreas de maior demanda. Observa-se que o maior problema enfrentado pelos órgãos de saneamento básico, no que se refere ao abastecimento público de água às populações dos municípios, é a qualidade dos mananciais superficiais utilizados, que se encontram bastante comprometidos pelo lançamento de esgotos domésticos e industriais sem tratamento, pela disposição inadequada de resíduos sólidos urbanos, pelo uso de agrotóxicos, vazamento de combustíveis dos tanques enterrados e/ou a migração de poluentes de outras naturezas. Esta situação requer um conjunto de medidas que

visse reverter esta tendência, passando pelo gerenciamento do uso da água, que vai desde a outorga de uso até a implantação de eficazes sistemas de tratamento de esgotos.

Este quadro deplorável dos recursos hídricos é proveniente da falta de saneamento básico, pois é conhecida a ineficiência das redes de esgotamento sanitário e as respectivas estações de tratamento. Os aquíferos rasos, são os mais utilizados pela população periférica, e estão, em parte, contaminados pela infiltração dos resíduos sólidos decompostos e de efluentes, derivados principalmente da falta de cimentação..

Durante os trabalhos de campo, constatou-se a contaminação por derivado de petróleo nos poços do entorno de alguns postos de gasolina (aqueles situados na Av. 1º de Dezembro, Senador Lemos, no Km 08 da BR-316 e na Pedro Álvares Cabral, dentre outros). É iminente o risco de contaminação por hidrocarboneto, pois, quase todos os postos de combustíveis estão em áreas urbanas e a maioria dos tanques subterrâneos de armazenamento estão velhos, sem proteção contra corrosão e nem mecanismos de detecção de vazamentos.

Foram cadastrados cerca de 118 postos de gasolina com um total de aproximadamente 510 tanques. Assim sendo, não só os poços mal construídos, como os postos de gasolina da RMB já oferecem riscos de vazamentos e podem ser considerados juntamente com as fossas, cemitérios e lixões, fontes potenciais de poluição do solo e das águas subterrâneas (Figura 1).

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES. Os objetivos para os quais foi concebida a realização deste trabalho foram, em parte, alcançados, destacando-se a problemática do abastecimento da água para a população, projeto de poço tecnicamente adequado às características hidrogeológicas da área, análise química e caracterização das unidades aquíferas potenciais. São itens que virão auxiliar na maximização do aproveitamento técnico – econômico dos poços que, doravante, venham a ser construídos na área.

A fim de subsidiar os bancos de dados que vierem a ser formados na região, a Prefeitura de Ananindeua poderá determinar um controle, com a criação de uma Lei Municipal, para que todo poço construído seja catalogado e o cadastro repassado aos órgãos gestores da água subterrânea.

Há necessidade, por parte do Poder Público, de realizar planejamento e saneamento mais eficazes para o distrito a fim de assistir, também, os 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.

Do exposto, o abastecimento de água é um dos mais cruciantes e graves problemas da RMB, sendo necessário medidas mitigadoras, por parte do gestor municipal a fim de minimizar este lastimável quadro. Nestas circunstâncias, uma alternativa para a situação é a

utilização de água subterrânea armazenada nos sistemas aquíferos mais profundos, com profundidades de algumas centenas de metros, conforme atestam os poços perfurados na área trabalhada. É aconselhável que os Poderes Público Municipal e Estadual, responsáveis pelo gerenciamento dos recursos hídricos, além da SECTAM, juntamente com o CREA, possam exercer um controle na construção de poços tubulares, especialmente àqueles com profundidades de 10 a 18m, para que sejam cumpridas as normas da ABNT, exigindo o relatório de construção e a Anotação de Responsabilidade Técnica (ART).

Durante os trabalhos realizados na área (com exceção dos poços profundos), foi possível observar que os poços não são perfilados, não existe cimentação entre o espaço anelar e não são efetuados testes de vazão. Como é sabido, são grandes os riscos de contaminação das águas subterrâneas, prioritariamente nas áreas urbanas, em face das potenciais fontes de poluição, como as fossa sanitárias e a falta de esgotos, dentre outras atividades antrópicas. 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.

Referências

- COSANPA- Relatório de construção de poços tubulares profundos- Bairro da Guanabara. Ananindeua-PA : CONTEP, 1997.
- FEMAC – Geosolo Engenharia Ltda. Relatório Final de Construção de poços tubulares profundos, na Região Metropolitana de Belém/Pa. COSANPA, 1997.
- HIDROENGE- Hidrogeologia e Engenharia de Poços Ltda. Relatório Final de Construção de Poços Tubulares Profundos, na Região Metropolitana de Belém- Pará: COSANPA, 1999.
- Oliveira, J. R.; - Caracterização Preliminar das Potencialidades aquíferas do município de Ananindeua com Proposta Técnica para Perfuração de Poços Tubulares Profundos para Captação de Água Subterrânea. Belém- Pará: CPRM, 1998.
- Oliveira, J. R. , - Projeto Estudo Hidrogeológico da Região Metropolitana de Belém e Adjacências. Belém – Pará: CPRM, 2003.
- Oliveira, J. R.; de Síntese da Exploração das Águas Subterrâneas na Região Nordeste do Pará. Belém-Pará: CPRM, 2003.

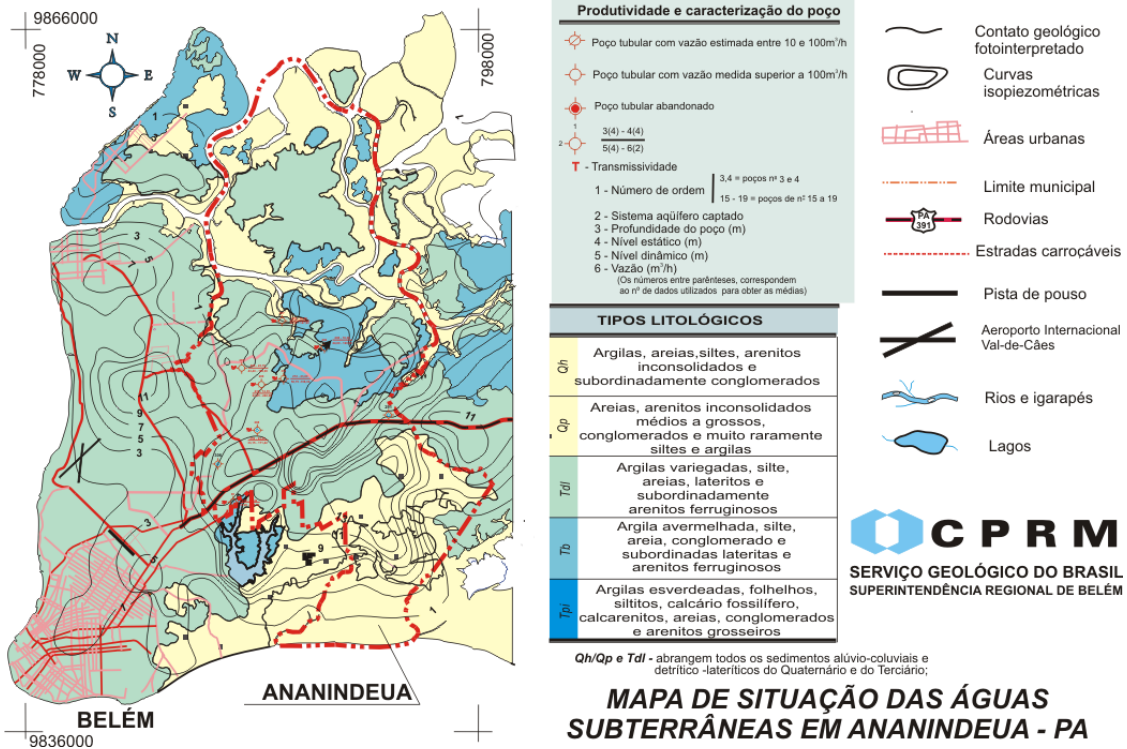


Figura 1: Dados retirados do Mapa Final do Projeto Estudo Hidrogeológico da Região Metropolitana de Belém e Adjacências - CPRM/SUREG-BE, SAAEB - Serviço Autônomo de Águas e Esgotos de Belém e da COSANPA - Companhia de Saneamento do Pará

POTENCIAIS IMPACTOS AMBIENTAIS NO TRANSPORTE DE PETRÓLEO, ÓLEO DIESEL E GASOLINA NO RIO SOLIMÕES, AM — RESULTADOS PRELIMINARES

Carmo, M. R. do.; Alecrim, J. D.; Cunha, E. F. da S.; Pereira, H. G.

Departamento de Geociências - DEGEO, Universidade Federal do Amazonas, Av. Gal. Rodrigo O. J. Ramos, 3000, Manaus – AM 69077-000, e-mail: rosariacarmo@bol.com.br; jalecrim@ufam.edu.br

RESUMO Esta pesquisa se insere no âmbito do projeto “Potenciais Impactos Ambientais no Transporte Fluvial de Gás Natural e Petróleo na Amazônia” – PIATAM, no qual foram realizados experimentos visando obter parâmetros que permitam mitigar eventual impacto ambiental no transporte de petróleo, óleo diesel e gasolina no rio Solimões. Para tanto foram selecionados locais com características típicas do ambiente de várzea existentes na região, no limite das bacias do Amazonas e Solimões no trecho entre o Terminal Solimões em Coari e a Ilha do Baixio, em Iranduba - AM. A granulometria predominante dos solos estudados é areia fina. A penetrabilidade de petróleo, óleo diesel e gasolina após 12 horas foram 7,4; 7,7 e 15,7 cm respectivamente.

INTRODUÇÃO. A exploração de petróleo na Província Petrolífera de Urucu vem experimentando um crescimento significativo desde a segunda metade da última década. O transporte do óleo é realizado via poliduto até a cidade de Coari e de lá por navios tanques até a cidade de Manaus no estado do Amazonas.

Tais estudos visam subsidiar o plano de contingência para eventuais acidentes no transporte de petróleo, desde Coari até a Ilha do Baixio (Figura 01) e de e seus derivados no sentido inverso.

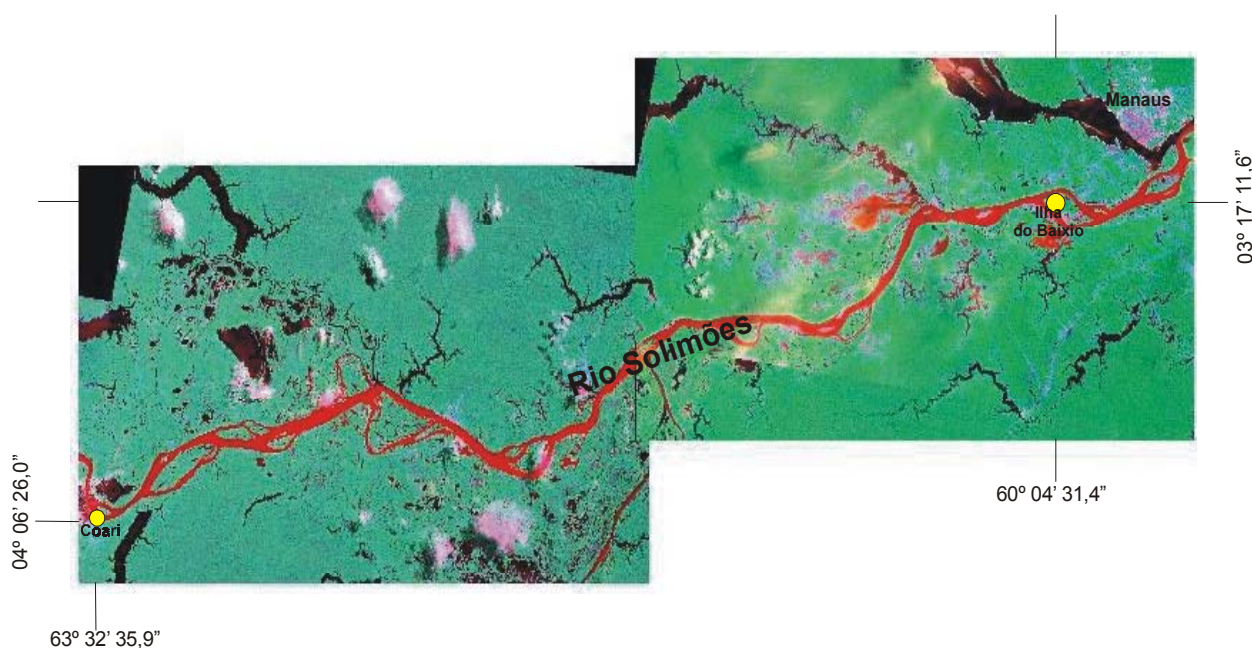


Figura 01 – Mapa de localização (imagem digital do Projeto PIATAM).

As variáveis envolvidas estão relacionadas a dois tipos: **Tangíveis:** científica – determinação de parâmetros acerca da potencialidade impactante dos materiais utilizados nos experimentos por uma eventual contingência no transporte petróleo e seus derivados. **Intangíveis:** ética – os princípios éticos dos seres humanos envolvidos poderão ser afetados em caso de uma

contingência; e estética – a paisagem poderá ser alterada em função de uma eventual contingência, alterando a estética do local.

METODOLOGIA Os micro-experimentos consistiram no derramamento controlado de 1 litro de petróleo, óleo diesel e gasolina em uma área de aproximadamente 0,25 m² em locais pré-selecionados tendo em vista a possível vulnerabilidade à navegabilidade do rio Solimões. Após as primeiras três horas do derramamento, abriu-se uma trincheira ou corte (Figura 02), para mensurar os halos das profundidades atingidas pelo produto; a qual se verifica a cada 3 horas num período 12 horas, que é o tempo máximo pressuposto para iniciar a execução das medidas mitigadoras. Ao lado de cada experimento foram coletadas amostras de solo para posterior análise granulométrica em laboratório. As amostras para a análise granulométrica foram secas na estufa a 60°C por 12 horas e em seguida, desagregadas em um recipiente de porcelana com auxílio de um pistilo. Do material quarteado retirou-se 100g para o peneiramento nas seguintes malhas: 0.5, 0.35, 0.25, 0.177, 0.125, 0.088 e 0.062mm. Após o peneiramento, pesou-se a amostra novamente a fim de calcular e distribuir a perda de material, que não deve exceder 1%.



Figura 02 – Corte realizado para mensurar a profundidade alcançada (23 cm) pela gasolina em 12 horas.

RESULTADOS E DISCUSSÕES As áreas investigadas são formadas por neossolos flúvicos com horizonte A assente sobre o horizonte C (EMBRAPA, 1999). A granulometria predominante varia entre 0,25mm e 0,125mm (Figura 03); estão ligados às cheias e vazantes do Rio Solimões, típicos depósitos de planície de inundação. Estes solos mostram camadas horizontalizadas e é comum a atividade biológica por raízes abrindo pequenos sulcos em sua estrutura.

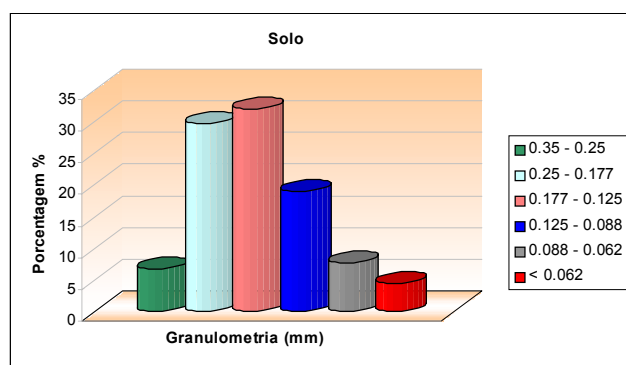
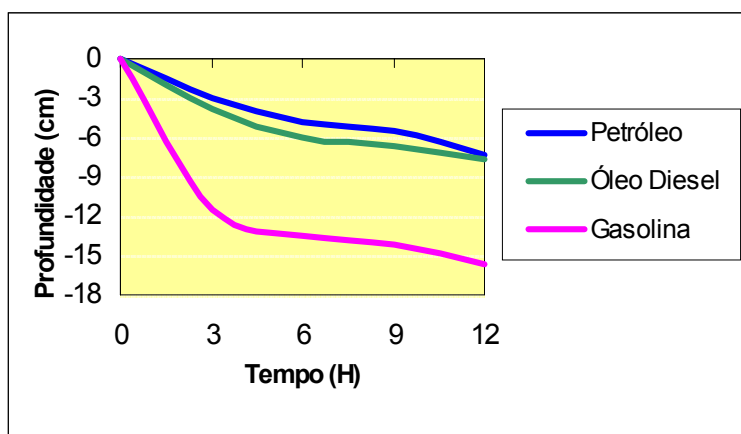


Figura 03. Análise granulométrica de neossolos de flúvicos.

A monitoração dos experimentos impactantes por 12 horas mostrou que a penetrabilidade média da gasolina alcançou maior profundidade (15,7cm) no período (Alecrim *et al*, 2002). As curvas de penetrabilidade do óleo diesel e do petróleo, obtidas nesses experimentos são similares na forma e na penetrabilidade atingida (7,7 – óleo diesel e 7,4 cm – petróleo). Em localidades cultivadas ou com presença de vegetação a



penetrabilidade nas 3 primeiras horas é mais rápida devido a maior quantidade de poros próximos à superfície. Os locais que não são cultivados ou não possuem cobertura vegetal, os solos estão expostos e mais compactos, a penetrabilidade das substâncias utilizadas é, em geral, menor. (Figura 04).

Figura 04 – Profundidade alcançada pelo Petróleo Óleo Diesel e Gasolina em um período de 12 horas

CONCLUSÕES. A penetrabilidade de petróleo, óleo diesel e gasolina em neossolos flúvicos está condicionada a granulometria e compactação do material nos quais foram realizados os experimentos. Nas três primeiras horas do experimento, a penetrabilidade é maior devido ao solo pouco compactado próximo à superfície e à presença de matéria orgânica e raízes. A quantidade de solo a ser removida é uma função que depende da granulometria e do tempo decorrido entre o impacto e o início das medidas mitigadoras. Conhecida às penetrabilidades médias das substâncias utilizadas nos experimentos e tendo em consideração os parâmetros que controlam essa penetrabilidade, o plano de contingência para um eventual impacto certamente será executado com o êxito esperado (mitigar rapidamente o eventual impacto ambiental)

AGRADECIMENTOS. Os autores agradecem a UFAM, a PETROBRÁS e a FINEP pelo apoio logístico e financeiro para realização da pesquisa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alecrim, J. D.; Cunha, F. da S.; Pereira, H. G.; Carmo, M. R. do. 2002. Projeto PIATAM - Grupo de Geologia Ambiental - Relatório Parcial, Relatório Interno. 46p. : il.
- Embrapa, 1999. Centro Nacional de Pesquisas de Solos. Sistema brasileiro de classificação de solos. – Brasília : Embrapa Produção de Informação; Rio de Janeiro:Embrapa Solos, 412p.: il.

SÍNTESE DA EXPLORAÇÃO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS NA REGIÃO NORDESTE DO PARÁ

¹Oliveira J.R., ¹Pontes M.X., ¹Souza A.N., ²Silva R.N.M., ²Costa A.M.A., ²Lopes D.F.
¹CPRM – Serviço Geológico do Brasil – End. Av. Dr. Freitas, 3645 – Marco, (josafa@cprm-be.gov.br);
²COSANPA

RESUMO O artigo apresenta uma visão ampla da utilização dos recursos hídricos subterrâneos na região nordeste do Pará, enfocando as características dos poços tubulares profundos e o uso da água para consumo humano, como também a poluição antrópica. Os poços tubulares compõem uma parte significativa do cotidiano moderno, principalmente nas grandes metrópoles. Como acontece com outras atividades humanas, o poço representam uma fonte pontual de poluição ao meio ambiente, tendo em vista a falta de cimentação na grande maioria dos poços tubulares rasos. Com base no Cadastramento do Projeto PAGAS / SIAGAS e ALVORADA e no mapeamento das folhas Turiaçu / Pinheiros, Castanhal e do Projeto Estudo Hidrogeológico da Região Metropolitana de Belém e adjacências, revelam que as unidades sedimentares de idade Terciárias são as de melhores potencialidades aquíferas, com destaque para a Formação Pirabas. São também privilegiado os aquíferos Fissurais perfurados na área. Dentro desse contexto, recomenda-se uma atenção especial para o planejamento do uso e exploração futura para toda área.

INTRODUÇÃO A região nordeste do Pará, constitui-se umas das áreas mais povoadas do Estado, sendo que, pelo censo de 2000 foi calculada em 3.100.298 habitantes, numa área de 360.000 Km². A disponibilidade hídrica atinge 217.058 m³ por / hab. / ano. Como a área está submetida a um intenso processo de desenvolvimento sócio econômico, geoambiental e dos recursos hídricos, pode ser avaliado pelos múltiplos interesses na sua utilização para o abastecimento humano, uso agrícola, industrial, dentre outros.

Todo esse processo tem como conseqüência a demanda crescente de recursos hídricos, tendo em vista a intensa deterioração de suas águas superficiais, tornando-se a captação subterrânea em poços tubulares profundos uma opção cada vez mais viável e necessária, principalmente, com a criação de programas como o PROSENEAR e mais recentemente o Projeto ALVORADA, implantada pelo governo federal, que conta com a parceria dos estados e municípios, buscando também, criar condições necessárias para reduzir a pobreza e as desigualdades regionais, visando o fornecimento de água potável às comunidades carentes.

Os 46 municípios situados nessa região apresentam como alternativas a captação em aquíferos de natureza sedimentar, cárstica e em meio fraturados (terrenos cristalino e metassedimentares).

Dentro desse contexto há uma grande complexidade hidrogeológica, fortemente controlada pelo condicionamento litoestrutural que lhes deram origem e o caráter errático de sua estratigrafia, condicionando em muito, as características dos sistemas aquíferos, dificultando sobremaneira a exploração de suas águas subterrâneas, como o exemplo, dos municípios de Mãe

do Rio, São Miguel do Guamá, Primavera, Curuçá, Salinas, Castanhal, Bragança, Augusto Correia, Viseu, dentre outros.

OBJETIVOS Com o objetivo de abordar a problemática da falta de cimentação entre a parede dos poços e a coluna de revestimento, projeto de poços, racionalizar tais atividades bem como diminuir o número de insucessos nas perfurações de poços tubulares profundos, torna-se imperativo a realização de um levantamento hidrogeológico e geológico, como também os cadastros dos poços perfurados pelas firmas de perfuração que atuam na área, aliados com métodos indiretos, principalmente as perfilagens geofísica de poços, como também a geofísica terrestre, como a eletrorresistividade, realizada na área pelo Projeto PRIMAZ / CPRM, mapas Bouguer e Sísmica, realizada pela PETROBRÁS.

LEVANTAMENTO HIDROGEOLÓGICO E SITUAÇÃO GEOLÓGICA DA ÁREA Além do cadastro dos poços tubulares é de fundamental importância a exploração de água subterrânea e o conhecimento geológico com certo grau de detalhe da área. É através desse estudo que inclui-se o reconhecimento litológico e estrutural da região que se estabelecem as condições de recargas dos sistemas aquíferos, a constituição e renovação das reservas de águas subterrâneas e as possibilidades de implantação e execução de obras hidráulicas na área nordeste do Pará.

Com os trabalhos da CPRM, principalmente com os dados do Projeto PRIMAZ, perfuração de poços da FEMAC, MARPOÇO, dentre outras, que já se dispõem de dados que elucidam a execução de um inventário sistemático, que acompanhe, também, os trabalhos mais recentes tanto de geologia (Folhas Turiaçu Pinheiro e Castanhal) como da geofísica (CPRM / UFPA / PETROBAS) e da perfuração de poços do Projeto ALVORADA / FUNASA / SAAE / COSANPA para região.

Foram analisados vários perfis geofísicos realizados pela UFPA e HIDROLOG, nos poços de Mãe do Rio, Salinas, Castanhal e Ipixuna, utilizando-se equipamentos de marca MOUSORES, tendo sido traçados os perfis Gama (GR), Resistência (R) e Potencial Espontâneo (S:P:) da HIDROLOG - Serviços de Perfilagem Ltda., com as corridas dos perfis de SP, Indução, Normal Curta, Raios Gama, API e Sônico.

COMENTÁRIOS ADICIONAIS Tendo em vista o cadastramento dos poços tubulares pelo Projeto PRIMAZ, na década de noventa, houve necessidade de consulta, a respeito de poços nas concessionárias do estado e dos municípios que são responsáveis pelo abastecimento de água, assim como, a consulta em diversas empresas de perfuração (COSANPA, CPRM, FEMAC, entre outras), e finalmente o Projeto ALVORADA, no início de 2002 / 2003, com mais de 50 poços perfurados na região.

Na análise consubstanciada, verificou-se que a maioria dos poços tubulares profundos nos sedimentos Terciários, com relatório final de poços, na maioria das vezes são incompletos, ao passo que os poços do cristalino também são desprovidos de relatórios e muito menos de perfil e projeto de poços adequado com a realidade da região.

Em relação aos parâmetros hidrodinâmicos, há uma grande carência dos dados, principalmente, nos poços tubulares rasos. Outro fato negativo é a ausência de cimentação na maioria dos poços tubulares rasos, sendo foco de poluição antrópica.

Informações de natureza físico química e bacteriológica também são muito escassas, com exceção dos poços para abastecimento humano.

Assim sendo o conjunto de informações disponíveis sugerem para a região em foco, que os sedimentos das unidades Arenito Guamá, Formação Pirabas, Itapecuru, Ipixuna e Grupo Barreiras, constituem os aquíferos mais promissores. Entretanto, devido a grande variabilidade na profundidade e dureza das camadas sedimentares, a exploração das águas subterrâneas, tornam-se bastante dificultadas.

As rochas dos aquíferos cristalinos a sudeste da área, são menos promissoras, conforme atestam as análises dos poços perfurados pela MARPOÇO.

É de suma importância a utilização de técnicas geofísicas para determinação das zonas mais fraturadas, que estão posicionadas entre 40 / 120 metros de profundidade. Então, sugere-se em tais casos, a utilização da eletrorresistividade, método Dipolo-Dipolo, muito utilizada pelo extinto Projeto PRIMAZ (Municípios de Viseu e Augusto Correia / Urumajó).

A PETROBAS na década de sessenta executou em caráter regional um mapa Bouguer de boa parte do nordeste do Pará. Nesta mesma área, a referida empresa, na busca de pesquisa de petróleo, realizou levantamentos sísmico de reflexão, onde se extraiu o mapa de contorno estrutural do topo do embasamento, correspondente às bacias São Luís e Bragança / Viseu.

Em geral, a partir do controle litoestratigráfico existente, juntamente com perfis de poços, associadas às informações geofísicas, permitem sugerir para cada formação da área em estudo as diferentes profundidades de ocorrência dos aquíferos porosos e fraturados.

Pesquisadores da UFPA, como ROSSETTI, GOÉS & TRUCKENBRODT, descrevem vários litofácies e os seus respectivos ambientes deposicionais.

A CPRM, quando do mapeamento da Folha Castanhal (1998), com base dos dados coletados durante os trabalhos de campo, atribuiu aos diferentes fácies do Grupo Barreiras, duas zonas de maré: Zona de Supra maré e Zona de Intermaré.

Utilizando os resultados dos citados autores, pode-se propor um modelo deposicional para os sedimentos das unidades Pirabas, Barreiras, Pós- Barreiras e aluviões, existentes no nordeste do Pará.

CAPTAÇÃO SUBTERRÂNEA / AQÜÍFEROS POROSOS Na Região nordeste do Pará, a grande maioria das cidades acham-se no contexto das rochas sedimentares, onde as condições e acumulações dos sistemas aquíferos subterrâneos estão relacionados aos aspectos litológicos, estratigráficos e geomorfológicos. A moldura geológica desses sedimentos apresenta camadas com mergulhos horizontais a sub-horizontais, configurando uma geometria homoclinal, condicionando uma sucessão rítmica de extratos argilosos, arenosos, carbonáticos e sílticos, implicando, assim, na ocorrência de sistemas aquíferos livres, semiconfinado e confinados.

Dentro desse contexto e do inventário realizado pelos projetos PAGAS e PRIMAZ nessa região, foi avaliada, ainda que de maneira preliminar, a situação da exploração atual, bem como a caracterização das zonas onde a densidade de poços mostrou-se suficiente para identificação dos domínios aquíferos.

Os poços tubulares rasos, explotando zonas aquíferas dos sedimentos Pós-Barreira, os diâmetros de perfuração são de 8-6 polegadas e revestidos com tubos de PVC ou similar de 4 ou 3 polegadas. A profundidade oscila entre 12- 20m, raramente chegam a 25 metros. O nível estático medido na época do cadastro variava de 3m-5m, com o valor médio de 4 metros. Essas estruturas de idade Quaternária, ocorre em superfície em quase todo perímetro urbano, onde ocorre o forte da urbanização com vários poços ponteira em operação. O uso de suas águas deve se ter cuidados especiais, pois além da contaminação bacteriológica pode existir a contaminação química, oriunda dos lava jatos, pontos de táxi, tanques de combustível, além dos gases provenientes da matéria orgânica ou mesmo de turfas e da falta de cimentação do espaço anelar..

Os poços tubulares médios explotam as camadas aquíferas do grupo Barreiras e chegam a atingir profundidades de até 100m. Os diâmetros de perfuração são de 12 ¼” na maioria das vezes e revestidos por tubos e filtros de 6 polegadas.

Já os poços tubulares profundos explotam a Unidade Pirabas e o Arenito Quamá a uma profundidade de até 280 metros, sendo que o nível ideal (melhor qualidade e quantidade) acha-se entre 180m – 270m. Para esta situação, os diâmetros de perfuração variam de 22” – 17 ½” e são revestidos com 14”- 8”, respectivamente. Na composição do revestimento foram usados tubos de aço carbono schedule 40 e filtros de aço inoxidável 304, com aberturas de 0,50–0,75mm. Para profundidades de 200 metros, (em alguns poços) foram utilizados tubos geomecânicos e filtros inox com ranhura de 0,5-0,75mm.

Ressalte-se, ainda, que a maioria dos poços construídos nos municípios de Castanhal, Salinópolis e áreas circunvizinhas atingiu profundidades de 80-208 metros e vazões na ordem de 10 a 80m³/h. Registra-se que desde Belém até Castanhal o contexto geológico é similar ao da RMB, entretanto, à medida que se aproxima de Salinópolis a espessura dessas unidades aquífera diminui, podendo assim atingir o cristalino com 150 metros ou não, a partir da superfície.

AQUÍFEROS FRATURADOS Na região Nordeste do Pará há várias intrusões graníticas subaflorantes ou mesmo aflorante, que dificultam sobremaneira a perfuração e limita a quantidade de água dos poços. Nesses casos há necessidade de se utilizar sondas percussoras ou mesmo rotopneumáticas nas perfurações dos mesmos.

O embasamento é caracterizada por aquíferos do tipo fraturados, envolvendo rochas graníticas e supracrustais, que, sem sombra de dúvidas, são as maiores complexidades. Em geral são rochas de potencialidade hidrogeológica fraca, em decorrência de suas baixas porosidade intersticiais, exceto nos casos onde existem condições de fraturas abertas e interligadas hidraulicamente. É sabido que as vazões obtidas em áreas do cristalino são muito variáveis, principalmente quando se levam em consideração as profundidades, podendo se obter boas vazões (10m³/h) ou mesmo nula. Assim sendo, a partir de certo limite de profundidade, à medida que se aprofunda o poço, as vazões, na maioria das vezes, vão diminuindo, possivelmente por ausência ou fechamento de fendas ou fraturas. A experiência mostra que, salvo raras exceções, as profundidades de 30 a 80 metros são as mais promissoras para captação de água subterrânea do cristalino, pois é nessa faixa, possivelmente, que ocorrem as fendas abertas e saturadas.

Com base nos dados cadastrados no Banco de Dados da CPRM, em desenvolvimento pelo Projeto Apoio à Gestão das Águas Subterrâneas e do Projeto Alvorada, onde os testes de bombeamento realizados em alguns poços tubulares profundos (80-208m) em Castanhal, São Miguel do Guamá, Mãe do Rio, Bragança, Augusto Correa, e Salinópolis, mostram que os sistemas aquíferos da Formação Pirabas, Grupo Barreira e Arenito Guamá, são de alta favorabilidade para a captação de água subterrânea e capaz de atender às demandas exigidas para o abastecimento público.

CONCLUSÕES O objetivo desse artigo foi abordar a problemática de construção dos poços tubulares e sua contaminação devido a falta de cimentação entre a parede do poço e seu revestimento, assim também como os aspectos físicos.

É aconselhável que o Poder Público Municipal e Estadual responsável pelo gerenciamento dos recursos hídricos e da fiscalização pela SECTAM, juntamente com o CREA, possa exercer um controle na construção de poços tubulares, especialmente, os de profundidades de 12.0 a 100

m, para que sejam cumpridas as normas da ABNT, exigindo o relatório de construção e a anotação de responsabilidade técnica (ART). Pois durante os trabalhos realizados na Região Metropolitana de Belém e Municípios da Região Nordeste, a um descaso na fiscalização dos poços.

AGRADECIMENTOS Os autores deste trabalho agradecem aos geólogos Abraão F. Figueira de Melo, Raimundo Geraldo N. Maia, Carlos Alberto S. de Faria e Milton da Silva Mata por suas valiosas contribuições através de discussões, sugestões e críticas. Agradecem, ainda a prestimosa e dedicada colaboração oferecida pelos técnicos de nível médio Edílson Augusto Vieira Flexa e Edilberto Raimundo Lisboa Leão e, a todos que direta e indiretamente foram responsáveis pela efetivação deste trabalho.

Referências Bibliográficas

- Costa J. L. da et al. 1975. *Projeto Gurupi*. Relatório Final de Etapa. Texto. Belém: Convênio DNPM / CPRM, 283p. 3v. v.1.
- Costa, J. L. da 1998. *Geologia da Folha Castanhal, Nordeste do Pará*. Belém: DNPM / CPRM, il. v.1.
- Oliveira J. R. de 1997. *Potencialidades Hidrogeológicas da área Urbana de Ananindeua, com Proposta Técnica para Perfuração de Poços Tubulares profundos visando a Captação de Água Subterrânea*. Belém / PA: CPRM / PAGAS (Relatório Inédito).
- Oliveira J. R. de 2002. *Projeto Estudos Hidrogeológicos da Região Metropolitana de Belém e Adjacências* – Belém / PA: CPRM / PAGAS (Relatório Inédito)
- Goês A. M. 1981. *Estudo sedimentológico dos sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecuru, no Nordeste do Pará e Nordeste do Maranhão*. Tese (Mestrado em Geologia) Núcleo de Ciências Geofísica e Geológicas. Belém: UFPa
- Igreja H. L. S. 1985. *Estudo Geológico da sequência Camiranga – Nordeste do Pará*. Tese (Mestrado em Geologia) Apresentado ao Centro de Geociências da UFPa. Belém: 85p.
- Pastana J. M. N. 1985. *Geologia das Folhas Turiaçu e Pinheiro, Nordeste do Estado do Pará e Noroeste do Estado do Maranhão*. Belém : DNPM / CPRM. 1985.il. v. 1.
- PETROBAS 1990. *Mapa Bouguer e Sísmico, Folha: SA.23-Y-D e SA.23-V-D*. Escala: 1:250.000. DEPEX / DENOR
- Rossetti D. de F., Truckembrodt W. 1989. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos Barreiras e Pós- Barreiras na região Bragantina, Nordeste do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, Belém: v. 1, n. i, 74p. il. (Série Ciências da Terra).

CARACTERIZAÇÃO DO MEIO AMBIENTE HÍDRICO SUBTERRÂNEO DE SANTA ISABEL DO PARÁ

Araújo, P. P.

Serviço Geológico do Brasil – CPRM; e-mail: ppontes@cprm-be.gov.br

Apresenta-se neste trabalho os resultados dos estudos visando à caracterização do meio ambiente hídrico subterrâneo na cidade de Santa Isabel do Pará.

Trata-se de um Sistema Aquífero Cenozóico subdividido em dois subsistemas: um *subsistema aquífero superior* livre e/ou livre com cobertura, constituído por sedimentos quaternários e terciários, sendo estes pertencentes ao Pós - Barreiras e um *subsistema aquífero inferior* semiconfinado, constituído por sedimentos terciários pertencentes ao Grupo Barreiras e à Formação Pirabas.

Os dados obtidos revelaram que o *subsistema aquífero superior* se localiza em planícies aluvionares do igarapé Santa Isabel e de seus tributários, com sua espessura em torno de 10 m e no restante da área da cidade, associado ao Pós-Barreiras, com espessura em torno de 12 m. De um modo geral, o fluxo da água subterrânea desenvolve-se a partir dos limites norte, leste e oeste da cidade, fluindo com equipotenciais situadas entre os níveis 10 e 55 metros, no sentido do igarapé Santa Isabel e seus afluentes menores, onde atinge o nível menor que 10 metros locais.

A crista da superfície potenciométrica é de forma geral pequena com valores entre os limites 9,50 a 26,60 m. Sua variação ocorre a partir das margens do igarapé Santa Isabel, crescente na direção dos limites da cidade. A posição de base do *subsistema aquífero superior* situa-se em torno de 12 metros. De acordo com os dados obtidos neste trabalho, o nível estático sofre variações sazonais de 0,18 a 3,60 metros, sendo que os menores valores foram observados nos poços situados nas cotas topográficas mais baixas.

Em termo litológico, no *subsistema aquífero superior*, predomina sedimentos inconsolidados, classificados como areia média à grossa (faixa de grãos entre 0,25 e 1 mm); os ensaios de permeabilidade forneceram, para a zona não saturada, uma condutividade hidráulica (K) mínima de 10^{-4} e máxima de 10^{-3} cm/s (0,16 e 0,95 m/dia). A velocidade de infiltração na zona não saturada está compreendida entre os valores de 0,80 m/dia e 5 m/dia.

As características hidrodinâmicas indicam capacidade específica de 2,4 m³/h/m. Esse *subsistema aquífero superior* apresenta elevada tendência à contaminação.

O *subsistema aquífero inferior* semiconfinado, é constituído por litotipos do Grupo Barreiras e da Formação Pirabas. Os aquíferos encontram-se distribuídos desde a profundidade em torno de 10 a 15 metros até cerca de 500 metros ou mais, conforme dados de sísmica.

No Grupo Barreiras, os aquíferos são compostos por camadas de areias finas a grossas, conglomeráticas e quartzosas, intercaladas de maneira aleatória por camadas argilosas. O nível estático varia de 0,80 até 40 metros. Os parâmetros hidráulicos indicam capacidade específica de 2 m³/h/m até 17 m³/h/m, com potencial de água subterrânea variando de médio a muito elevado.

Os aquíferos da Formação Pirabas são compostos por arenitos de origem marinha intercalados por argilas, folhelhos, margas e argilitos. Esses aquíferos apresentam características hidrodinâmicas distintas, bem como espessuras e profundidades variadas. Litologicamente são representadas por camadas de areia e de arenitos de granulometria variando de fina a grossa, com seixos de quartzo arredondados a subarredondados. O nível estático situa-se em profundidades variando entre 1,90 e 21,00 metros, enquanto que a capacidade específica varia de 11,00 m³/h/m até 32,00 m³/h/m, indicando um potencial de água subterrânea muito elevado.

Este *subsistema aquífero inferior* possui água de boa qualidade para consumo humano, além de elevada transmissividade, fatores que apontam esse meio ambiente hídrico subterrâneo como a melhor alternativa de água potável na cidade de Santa Isabel do Pará.

IDENTIFICAÇÃO DE ALTERAÇÕES AMBIENTAIS PROVENIENTES DA EXPANSÃO URBANA SOBRE A REDE DE DRENAGEM DO CANAL DO GALO, BELÉM-PARÁ

Teixeira S., Borges M.

UFPA/Bolsista do CNPq/ CG/DGL/COMAP – shesal@ufpa.br; UFPA/CG/DGL/COMAP - mauricio@ufpa.br

RESUMO O estudo consistiu na avaliação das alterações ambientais ocorridas em um período de 12 anos no meio físico de um dos igarapés da Bacia Hidrográfica do Una, a maior de Belém. O igarapé estudado é chamado de Galo e localiza-se na porção sudoeste da Bacia Hidrográfica do Una. A área às margens do igarapé sofreu grande expansão urbana, principalmente a partir da década de 50 do século passado. A pressão urbana para ocupação dessa área não se fez acompanhar de um planejamento adequado e isto resultou na impermeabilização do solo, ocupação de áreas impróprias do ponto de vista geológico-geotécnico legal, canalização e revestimento desse canal, bem como de outros pertencentes à bacia, principalmente a partir do Projeto de Macrodrenagem da Bacia Una. Desta maneira, o trabalho propõe-se em caracterizar a área em termos de geologia, geomorfologia e solos bem como a avaliação das alterações ambientais na rede de drenagem.

INTRODUÇÃO A ocupação desordenada do meio físico, juntamente com a escassez de áreas de expansão para o desenvolvimento nas grandes cidades brasileiras, são responsáveis, entre outras, pela ocorrência de importantes problemas ambientais. A Região Metropolitana de Belém (RMB), se caracteriza por apresentar conflitos no uso do meio físico, tais como a ocupação de áreas topograficamente baixas, menores à cota de 4m, denominadas localmente de "baixadas". Estas áreas estão sujeitas a enchentes periódicas, e com a ocupação pode haver o comprometimento dos recursos hídricos (subterrâneos e superficiais). Com isto, o trabalho pretende verificar quais os principais problemas ambientais que podem ocorrer a partir da intensificação da ocupação em áreas de baixadas, ou seja, nas margens de canais pertencentes a bacias de drenagem urbana.

MATERIAIS E MÉTODOS A pesquisa teve início com o levantamento bibliográfico da área, onde se verificou dados sócio-econômicos e do meio físico (dados geológicos, geomorfológicos, topográficos, dados de drenagem e de solos), além dos dados provenientes das obras realizadas no bairro pelo Projeto de Macrodrenagem, bem como a aquisição de fotografias aéreas analógicas do ano de 1986, na escala de 1:2000, da Companhia de Desenvolvimento e Administração da Área Metropolitana de Belém (CODEM) e de ortofotos digitais, na escala 1:2.000, confeccionados a partir da restituição do Levantamento Aerofotogramétrico do Município de Belém, do ano de 1998, que foram utilizadas para caracterização do uso e ocupação do solo e para a análise das mudanças na geometria do Canal do Galo e também levantamentos de campo. A base cartográfica utilizada foi na escala de 1:2000 (CODEM, 1999)

com curvas de nível (de 2 em 2m), pontos cotados e o arruamento. Foram utilizados os softwares AutoCAD Map 2000 e ArcView 3.2 para a confecção dos mapas temáticos.

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA A área em estudo fica situada a sudoeste da Bacia Hidrográfica do Una, abrange áreas dos bairros do Telegrafo e Pedreira e contém como principal curso d'água o Canal do Galo. (Figura 1).

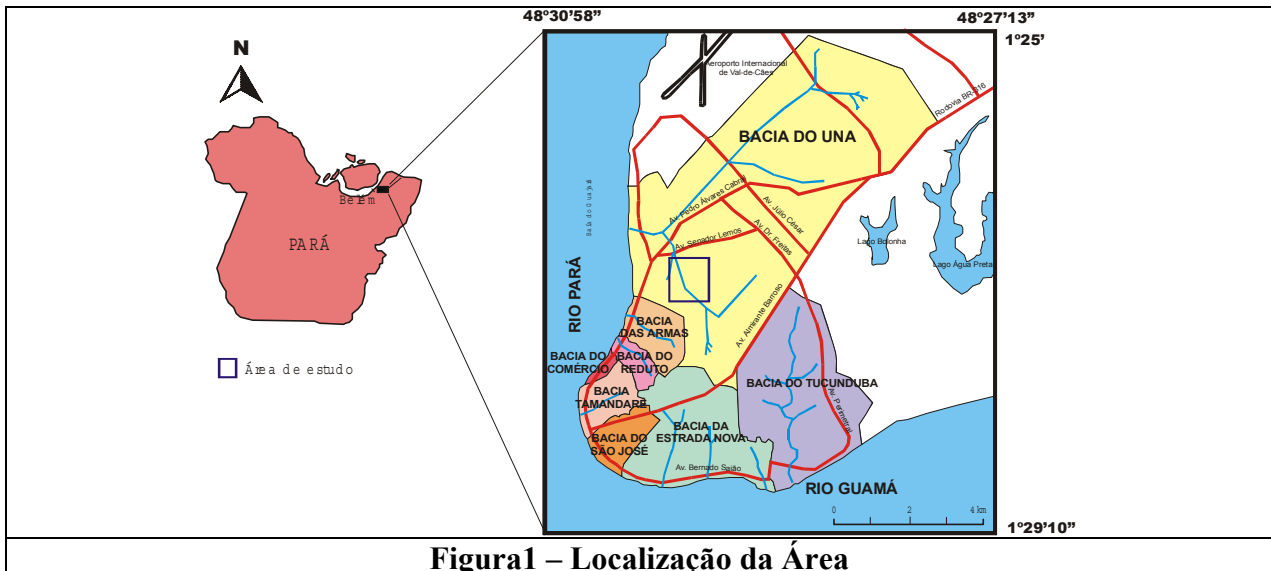


Figura 1 – Localização da Área

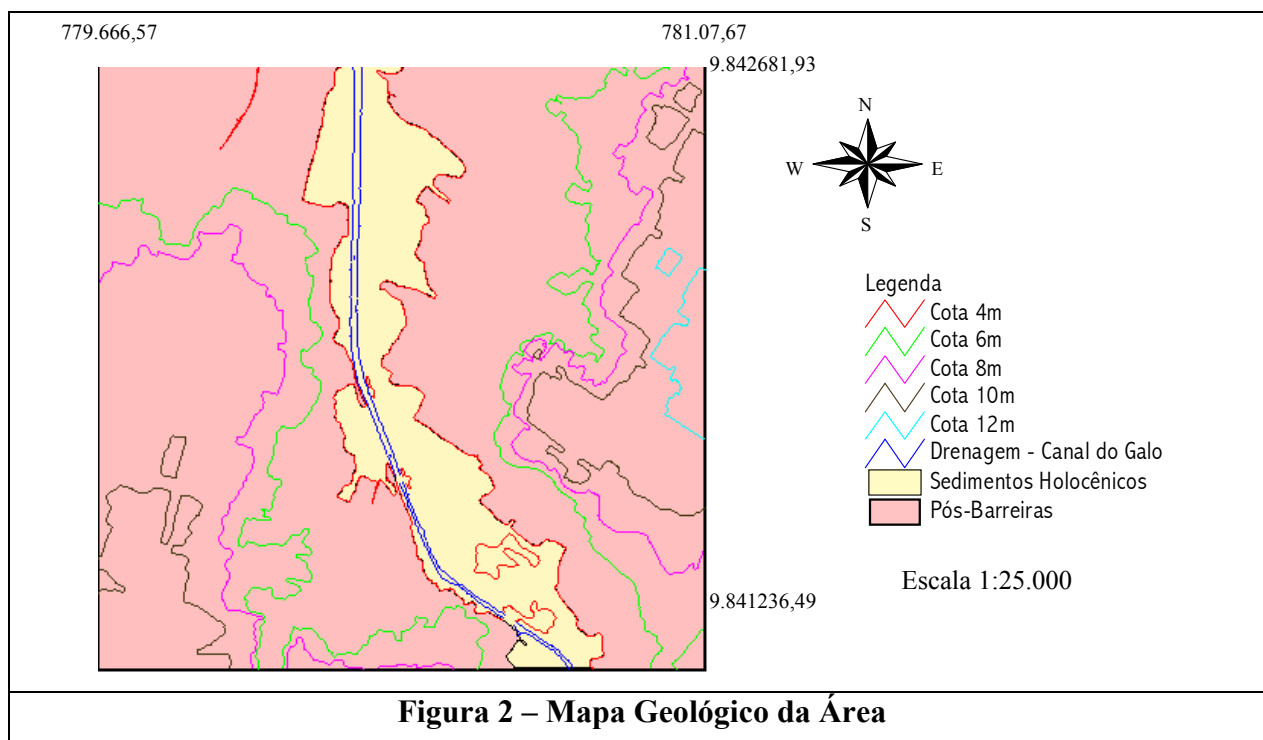
RESULTADOS

Geologia A geologia da área em estudo compreende a Formação Pós – Barreiras e Sedimentos Holocênicos. A Formação Pós-Barreiras é a mais expressiva na área e é constituída de sedimentos inconsolidados, sobretudo arenosos, de coloração amarelo a esbranquiçado com alguma fração de argila, granulometria variando de fina a média, segundo Farias *et al.*(1992). Os Sedimentos Holocênicos ocorrem bordejando o Canal do Galo e compõem as baixadas inundáveis (áreas com cotas abaixo de 4m) e estes sedimentos são caracterizados por argilas de coloração que variam de branco acinzentado a cinza avermelhado, são plásticas, com restos de matéria orgânica e formam depósitos nas porções mais dissecadas do relevo (Figura 2).

Geomorfologia Identificou-se dois elementos que participam de sua estrutura morfológica: Planícies de Marés ou várzeas e Terraços Baixos, denominações dadas por Menezes (1985).

- Planícies de Marés ou Várzeas: bordejando o canal corresponderiam a um quarto nível de terraço, mas já esculpido em terrenos recentes, associados aos sedimentos do Quaternário. Seriam setores de planícies de inundação com cotas abaixo de 4 m.

- Os Terraços Baixos: estão associados aos Sedimentos da Formação Pós-Barreiras, cujas amplitudes variam entre 4 e 12 m aproximadamente. Estes estão ligeiramente acima das planícies de inundação isentos das enchentes e corresponderiam a uma planície suave.



Alterações Ambientais A partir da análise das fotografias aéreas de 1986, ortofotos de 1998 (Figura 3) e levantamentos de campo, pode-se verificar que a área sofreu modificações nos elementos naturais da paisagem, havendo atualmente o domínio dos elementos da paisagem urbana. As principais modificações foram:

Retificação do igarapé, eliminação dos meandros, transformação do igarapé em canal, retirada da vegetação nas margens do canal, revestimento das margens com placas de concreto, aumento da ocupação urbana em faixa de domínio dos igarapés, estabelecida no Plano Diretor Urbano do Município de Belém, artigo 88 (Parágrafo 1º), que considera como faixa de domínio a largura do canal mais 33 metros de cada lado, a partir de suas margens e também a impermeabilização por revestimento asfáltico dessas faixas de domínio.

DISCUSSÃO A partir das modificações observadas no item anterior, nos últimos 12 anos pode-se verificar que a expansão urbana não controlada, em áreas de baixada levou a alterações na geometria da rede de drenagem. Onde a canalização foi a intervenção utilizada pelos órgãos governamentais para solucionar problemas relacionados às inundações. No entanto, segundo Rebouças *et al.* (1999) *apud* Gaspar (2001) essas obras só transferem as inundações de um ponto para outro na bacia, além de serem de alto custo. Para estes autores, o impacto no ciclo hidrológico é observado no aumento do escoamento superficial, diminuição da infiltração no solo e a conseqüente diminuição do escoamento subterrâneo.



CONCLUSÃO Os resultados deste trabalho de investigação permitiram assinalar as principais modificações ocorridas na geometria da rede de drenagem, de uma pequena porção da Bacia do Una, nos últimos 12 anos principalmente a partir do Projeto de Macrodrenagem desta bacia. Como o projeto é recente e ainda em fase de conclusão, os impactos no ciclo hidrológico local ainda não se fazem sentir. Apenas futuramente, com acompanhamento do seu comportamento será possível verificar as conseqüências das modificações observadas.

Referências Bibliográficas

Farias E.S.; Nascimento F.S.; Ferreira M.A.A. 1992. *Estágio de Campo III, Área Belém/Outeiro Relatório Final*. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. Belém, Estágio de Campo III, 1-11, 201-206.

- Gaspar M.T.P. 2001. *Avaliação dos impactos da ocupação urbana sobre as águas da bacia hidrográfica do Igarapé do Mata Fome, Belém-Pará*. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Tese de Mestrado, 36-40.
- Menezes L.B.C 1985. *Estudo de águas destinadas ao consumo da população das baixadas da cidade de Belém-Pa (bairro da Sacramento). Avaliação da qualidade sob os aspectos físico-químico, bioquímico e bacteriológico*. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Tese de Mestrado, 07-62.

A MINERALIZAÇÃO DE MANUEL SELÉ, SUL DO PARÁ: ARSENETOS DE Ni-Co-Fe COM OURO, PRATA, BISMUTO E TELURETOS COMO ACESSÓRIOS ASSOCIADOS A UM CORPO ULTRAMÁFICO.

Araújo, S. M. ⁽¹⁾, Schutesky, M. E. ⁽²⁾ e Sousa, J. M. de ⁽³⁾

¹sylviaa@unb.br, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília-DF, 70.910-900;

²Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília-DF, 70.910-900; ³Consultor

RESUMO O corpo ultramáfico do Manuel Selé, localizado no sul do Pará, é caracterizado por dunitos serpentinizados que ainda preservam textura *adcumulus*. Veios mineralizados a Ni-Co-As-Au-Ag-Bi-Te estão associados com as rochas ultramáficas. A mineralização é constituída por assembléia mineralógica complexa, onde se destacam sulfo-arsenetos e arsenetos de Ni-Co-Fe, elementos nativos, incluindo ligas ouro-prata e bismuto nativo, e por teluretos e óxidos de bismuto. O minério contém teores muito elevados de Ni, Co, Bi, Au e Ag. O estudo químico-mineralógico da mineralização de Manuel Selé permitiu identificar um novo tipo de mineralização na região que é possivelmente relacionada aos depósitos tipo *five element veins*.

INTRODUÇÃO O corpo ultramáfico Manuel Selé, localizado no sul do Pará, é caracterizado por veios mineralizados a Ni-Co-As-Au-Ag-Bi-Te. A associação mineralógica do Manuel Selé é representada por arsenetos, sulfo-arsenetos, elementos nativos e teluretos, constituindo uma assembléia bastante atípica. Esse trabalho apresenta as primeiras informações a respeito dessa mineralização, estando incluídos aqui dados petrográficos, de química do minério e informações sobre a química mineral da assembléia mineralógica.

CONTEXTO GEOLÓGICO Os veios mineralizados a Ni-Co-Au-Ag-Bi-Te do Manuel Selé ocorrem associados com um corpo ultramáfico de dimensões muito restritas que está, por sua vez, circundado por anfibolitos interpretados como rochas metavulcânicas máficas relacionadas ao Supergrupo Andorinhas (DOCEGEO 1988). A interpretação do contexto geológico dessas rochas ultramáficas é dificultada pela escassez de afloramentos. As rochas ultramáficas ocorrem como blocos de serpentinitos derivados de dunitos com textura *adcumulus* (olivina + cromita acessória *cumulus*). Esses dunitos devem representar a base de um complexo acamadado cuja parte superior estaria suprimida.

CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA E QUÍMIO-MINERALÓGICA DOS VEIOS Duas amostras do minério de Manuel Selé foram analisadas por ICP-MS no ACME LAB e apresentaram altos teores de Ni (9-1,8%), Co (1,5-2,20%), Bi (1,6-0,9%), Ag (164- 63 ppm) e Au (674 - 511 ppm).

O entendimento da distribuição das fases minerais presentes no minério não é completa devido a ausência de afloramentos *in situ*. A presença apenas de blocos na área não permite reconstruir a morfologia dos veios e identificar a distribuição original das fases minerais ao longo

desses veios. Apesar disso, baseado em observações petrográficas, é possível estabelecer algumas relações de temporariedade entre as diferentes fases minerais.

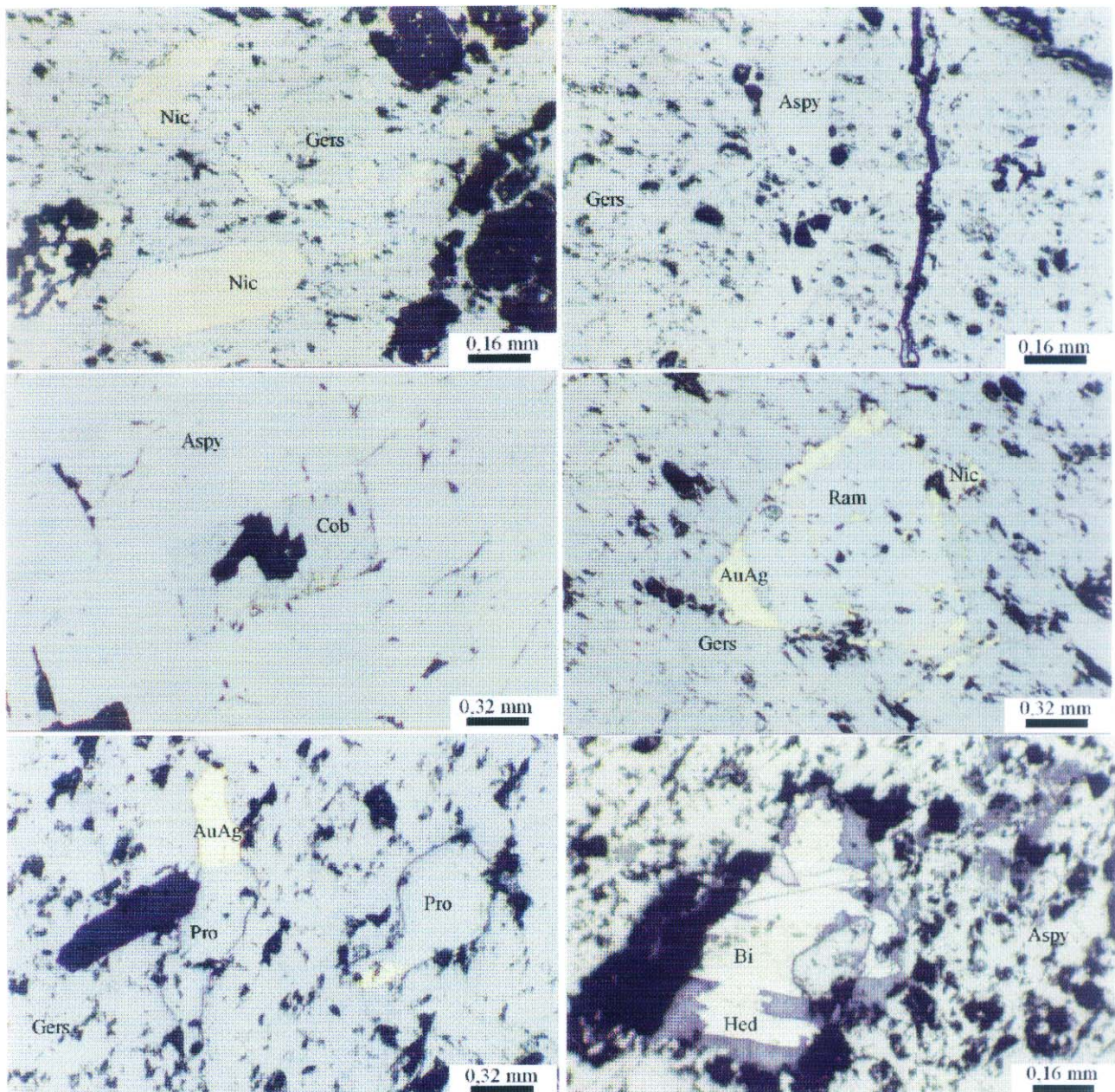


Figura 01: (A) Cristais euédricos de nicolita incluídos em gersdorffita. (B) Vênulas preenchidas por arsenopirita cortando gersdorffita. (C) Cristal euédrico de cobaltita incluído em arsenopirita. (D) Cristal euédrico de ramunelsbergita apresentando inclusões de nicolita e liga ouro-prata; (E) Liga ouro-prata associada com protojoseita incluída em gersdorffita. (F) Bismuto nativo intercrecido com hedleyita e envolvidos por roosevellita. Abreviações: AuAg - liga ouro-prata; Aspy - arsenopirita; Bi - bismuto nativo; Cob - cobaltita; Gers - gersdorffita.; Hed - hedleyita; Nic - nicolita; Ram - rammelsbergita; Pro - protojoseita.

Os sulfo-arsenatos presentes no minério de Manuel Selé incluem minerais do grupo da cobaltita (cobaltita, CoAsS , e gersdorffita, NiAsS) e do grupo da arsenopirita (arsenopirita, FeAsS , glaucodoto, $(\text{Fe},\text{Co})\text{AsS}$ onde teor de $\text{Fe}=\text{Co}$, e alloclasita, $(\text{Fe},\text{Co})\text{AsS}$ onde teor de $\text{Fe}<\text{Co}$). A

distinção ótica entre os sulfo-arsenatos de Ni-Co-Fe é praticamente impossível devido a grande similaridade entre suas propriedades óticas, algumas pequenas nuances de tonalidades foram observadas e através de análises por microsonda eletrônica foi possível confirmar a existência de mais de uma fase mineral. Gersdorffita (NiAsS), o principal constituinte do minério, ocorre como massas de cristais anédricos que envolve os demais minerais, incluindo os demais sulfo-arsenatos e arsenatos (Fig. 1a). Ocasionalmente observa-se vênulas preenchidas por arsenopirita cortando gersdorffita (Fig. 1b), em outras amostras essa relação não é evidente e arsenopirita e gersdorffita parecem ter se cristalizado juntas. Arsenopirita e arsenopirita cobaltífera ocorrem também como massas de cristais anédricos. Cobaltita ocorre como cristais euédricos e parece estar associada principalmente com arsenopirita (Fig. 1c).

Os arsenatos encontrados nos veios são variedades de níquel, cobalto e ferro, onde se destacam os monoarsenatos e os diarsenatos de níquel, nicolita e rammelsbergita, respectivamente. Nicolita apresenta-se como cristais euédricos a subédricos envolvida por sulfo-arsenatos de Ni-Co-Fe (Fig. 1a) e também como grãos irregulares inclusa ou intercrescida com outros arsenatos de Ni-Co. Rammelsbergita ocorre como cristais euédricos a subédricos podendo conter inclusões de nicolita e de liga ouro—prata (Fig. 1d).

Os elementos nativos presentes no minério são uma liga ouro-prata e bismuto nativo. A liga ouro prata, cuja composição pode ser expressa por Au_3Ag_2 , ocorre como cristais anédricos com tendências a se associarem principalmente com nicolita (Fig. 1d) e com teluretos ou sulfo-teluretos de bismuto (Fig. 1e). Bismuto nativo ocorre intercrescido com hedleyita (Bi_7Te_3) e associados/envolvidos por roosellita ($BiAsO_4$) e/ou bismuto (Bi_2O_3) (Fig. 1f).

CONCLUSÕES O estudo das amostras mineralizadas do Manuel Selé permitem as seguintes conclusões: 1) - As amostras são caracterizadas por assembléias mineralógicas incomuns, constituídas por uma assembléia complexa de minerais de Ni-Co-As-Au-Ag-Bi-Te, incluindo sulfo-arsenatos, arsenatos, elementos nativos, teluretos e óxidos; 2) - As amostras apresentam teores elevados de Ni, Co, Bi, Ag e Au; e 3) - O minério de Manuel Selé é muito semelhante aos depósitos tipo *Five-element veins* (Kissin 1993), mas diferindo desses por apresentar teores muito elevados de Au e porque a prata não se apresenta como mineral individual, estando sempre na forma de uma liga com ouro. Nesse sentido a mineralização do Manuel Selé se assemelha principalmente com ocorrências presentes no distrito de Bou Azzer, Marrocos, onde arsenatos de Ni-Co estão associados com intrusões máficas (Leblanc 1986).

Referências

- DOCEGEO 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. *XXV Congr. Brasil. Geol, Anexo*, 11-56
- Kissin S.A. 1993. Five-element (Ni-Co-As-Ag-Bi) veins. In: *Ore deposits Models. Volume II*. Geoscience Canada Reprint, Series 6; p. 87-98
- Leblanc M. 1986. Co-Ni arsenide deposits, with accessory gold, in ultramafic rocks from Morocco. *Can. Jour. of Earth Sciences*, **23**: 1592-1602

PROJETO PRIMAZ / ZEE – NORDESTE DO PARÁ

CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Av. Dr Freitas 3645, 66095-110, Belém-Pará
e-mail: geremi@cprm-be.gov.br

RESUMO. A CPRM está desenvolvendo um Projeto Integrado, reunindo o Programa de Integração Mineral em Municípios da Amazônia – PRIMAZ e o Zoneamento Ecológico-Econômico-ZEE em área de cerca 30 mil Km², localizada na região nordeste do Pará, envolvendo levantamento geológico, levantamento hidrogeológico e zoneamento. Tal trabalho, iniciado no 2º semestre de 2003, irá gerar mapas Geológicos, de Recursos Minerais, Hidrogeológicos, de Pontos d'água, de Vulnerabilidade, de Piezométrica e de Isotores, em escala de 1:100.000, além dos mapas temáticos do ZEE: de Paisagens Naturais, Geomorfológico, de Uso do Solo e Cobertura Vegetal, de Disposição de Resíduos Sólidos e Líquidos e de Expansão Urbana. Serão gerados também mapas de síntese: de Vulnerabilidade Natural, de Biodiversidade, de Potencialidade Social x Desenvolvimento Social e de Subsídios à Gestão Territorial. Em áreas selecionadas, serão apresentados mapas em escalas maiores, dando-se ênfase aos materiais de construção civil, insumos para agricultura e materiais para pequena transformação industrial, cujo aproveitamento seja realizável por cooperativas ou associações comunitárias de maneira econômica e ecologicamente correta.

JUSTIFICATIVA. A porção NE do estado do Pará abrange a região de maior densidade demográfica, com cerca de 1.100.000 habitantes, envolvendo integral ou parcialmente, 38 municípios, nos quais se concentra uma grande população carente (Fig. 01).

Esta região contém jazimentos de substâncias minerais de uso imediato (areia, cascalho e brita), assim como insumos para pequena transformação industrial (argilas, para cerâmica vermelha; calcário e termofosfato, para agricultura); além de outras substâncias para indústria (cerâmica branca, vidros, etc.). Estas áreas necessitam de melhor definição, delimitação e quantificação, vislumbrando-se a possível proposição de pólos oleiro-cerâmicos ou minerais que possam originar a organização de cooperativas para seus aproveitamentos.

Os solos são bastante ácidos e pobres em elementos nutrientes. Isto é acentuado pela intensa lixiviação, facilitada pelos freqüentes desmatamentos e queimadas. O pó calcário disponível aos agricultores é importado de outros estados, alcançando um preço da ordem de R\$ 200,00 / t, custo este onerado, principalmente, pelo transporte.

Em geral, a população dessa região faz uso da água captada do aquífero mais superior. Sabe-se que as águas subterrâneas mais rasas já se apresentam contaminadas por nitrato e coliformes, principalmente nas zonas urbanas, onde os poços Amazonas e tubulares rasos se encontram, geralmente, próximos a fossas sanitárias.. Nesse sentido, a Cia de Saneamento do Estado do Pará mantém um convênio com a CPRM, para esta efetuar estudos hidrogeológicos e acompanhar a construção de poços tubulares em vários municípios do Estado.

MÉTODOS DE TRABALHO. Seguindo-se um cronograma de aproximadamente dois anos, as etapas de trabalho constam de: georreferenciamento e cartografia básica para montagem

dos mapas de serviço, treinamento de campo, trabalhos de campo, análises de laboratório e montagem dos mapas e relatórios finais.

Georreferenciamento: em uma primeira etapa, os mapas e imagens de satélite (microondas ou ópticas) são georreferenciados a partir da base oficial da rede de drenagem do IBGE. Posteriormente, durante os trabalhos de campo, pontos específicos e distribuídos através de malha pré-determinada tem suas coordenadas coletadas por meio de GPS para o georreferenciamento final.

Cartografia básica: com exceção da drenagem, todos os demais dados cartográficos são obtidos da interpretação das imagens de sensores remotos mais recentes possíveis, georreferenciadas, diretamente da tela do monitor do computador, em ambiente Arc View. Após o georreferenciamento final, toda a cartografia básica, incluindo a drenagem e informações de campo, é refeita, compatibilizando-se as informações com a escala de trabalho de 1:100.000.

Mapas de Serviço: são confeccionados após a integração de dados bibliográficos, internos e de outras instituições.

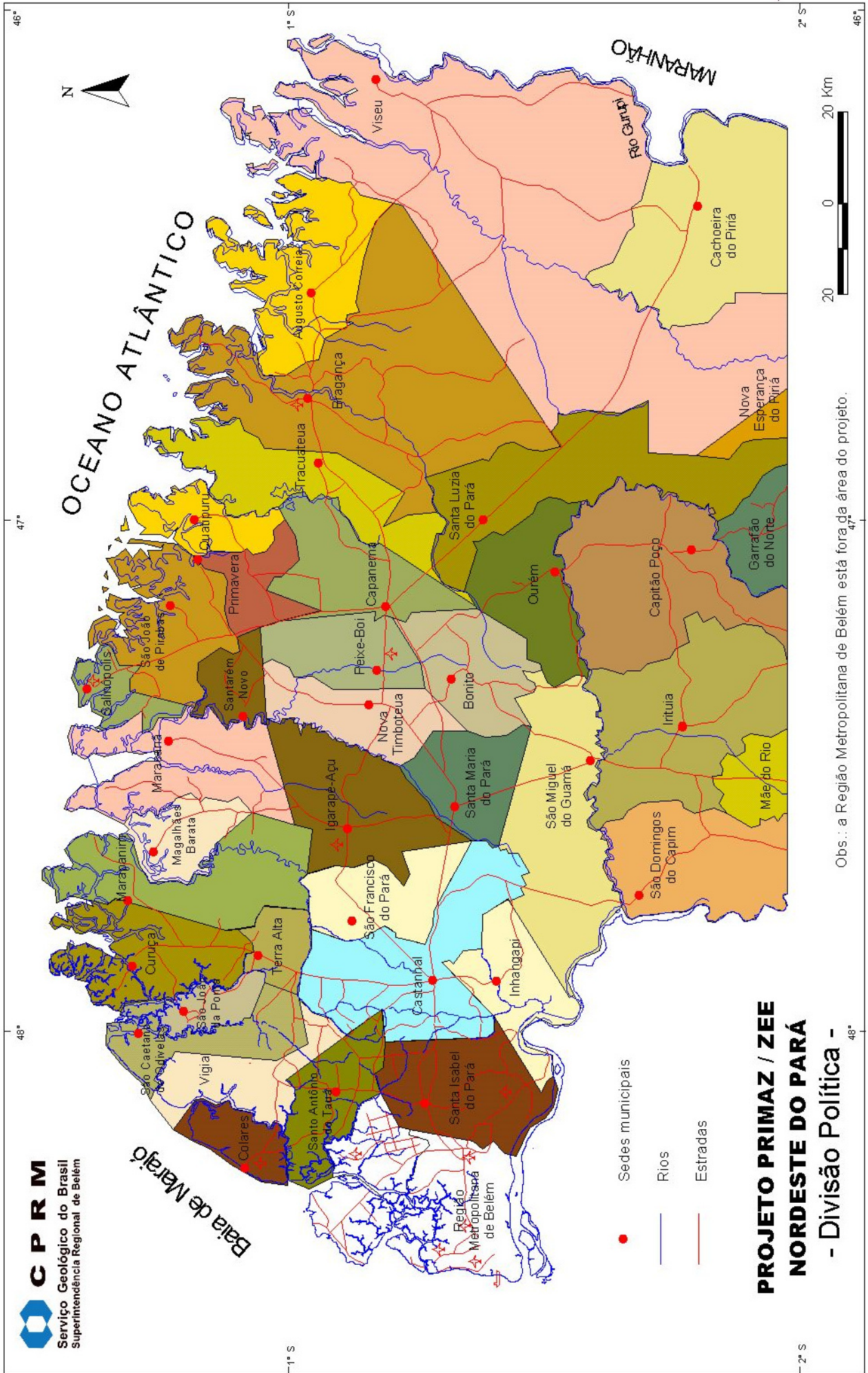
Treinamento de Campo: trabalhos predominantemente multi-disciplinares e efetuados por diversas equipes diferentes necessitam de uma padronização de procedimentos abrangendo todas as etapas. Por tratar-se de área quase totalmente coberta por unidades sedimentares, está previsto o treinamento com especialista em ambientes de sedimentação, a fim de serem avaliados os fácies que poderão ser mapeados na escala de 1:100.00.

Trabalhos de Campo: como a região não dispõe de cobertura aerogeofísica, serão utilizados cintilômetro e GPS's dotados de altímetro para apoio aos trabalhos de mapeamento geológico, principalmente no auxílio à separação entre os fácies mais argilosos dos mais arenosos. Todas as ocorrências de recursos minerais de importância à população, cadastradas em trabalhos anteriores e no decorrer do projeto, serão avaliadas. Em função de fatores socioeconômicos, serão selecionados alvos para trabalhos detalhados, que poderão quantificar e qualificar o jazimento. As ações de zoneamento ecológico-econômico obedecerão às sistemáticas já utilizadas pela CPRM em projetos similares efetuados nas faixas de fronteiras e nos estados de Roraima e Amazonas, respeitando-se as características de multi-disciplinaridade decorrentes.

Análises de Laboratório: as análises que serão efetuadas deverão definir as especificações dos materiais de interesse econômico e dos poluentes ambientais, além de determinar a qualidade dos aquíferos definidos.

Mapas Temáticos e Relatórios Finais: A cartografia temática será elaborada por meio da interpretação de imagens de satélite, obtidas em diversas datas e por diferentes sensores, usando variadas ferramentas de geoprocessamento e tomando-se por base os resultados obtidos no campo, efetuados em ambiente ArcView. Deverão ser elaborados um Relatório de Progresso, ao final do primeiro ano, e um Relatório Final contendo texto, ilustrações, tabelas, boletins analíticos e mapas. Esse material será disponibilizado em CD-ROM.

CONCLUSÕES A CPRM, em harmonia com as diretrizes do Governo Federal, passa a atuar de uma forma mais visível, promovendo parcerias com outras instituições, procurando colocar a experiência e a competência de seu quadro técnico à disposição da sociedade. Dialoga, aceitando sugestões das populações das áreas diretamente envolvidas por seus projetos conseguindo, desta forma, gerar produtos mais rápida e diretamente aproveitáveis pela sociedade, principalmente a parte mais carente desta, ao gerar empregos no setor mineral e agro-industrial e proporcionar meios de melhoria das condições de saneamento e de abastecimento d'água.



A PRODUÇÃO MINERAL DE SÃO MIGUEL DO GUAMÁ E IRITUIA – IMPLICAÇÕES ECONÔMICAS, SOCIAIS E AMBIENTAIS

⁽¹⁾Aquino, E. G. T. e ⁽²⁾João, X. S. J.

2 -DNPM – everygta@hotmail.com 1 – CPRM – xafi@cprm-be.gov.br

RESUMO. Os Municípios de São Miguel do Guamá e Irituia são os mais importantes produtores de argila para a fabricação de tijolos e telhas na indústria oleiro – cerâmica, no nordeste do Estado do Pará. Essa região produz, também, o seixo, o arenito Guamá entalhado para pisos e revestimentos e o arenito ferruginoso (pedra preta ou jacaré), todos de uso na indústria da construção civil. Como atividade econômica produtiva, supre as demandas desse importante setor industrial, devendo ser entendida como mola propulsora de desenvolvimento, proporcionando melhorias na qualidade de vida. Entretanto, a atividade extrativa mineral, dependendo do seu porte e da forma como se processa, pode ser um indutor de degradação ambiental. Assim, a mineração deve ser considerada dentro de um planejamento global de desenvolvimento local e regional, de aproveitamento dos recursos naturais, pois se individualiza no uso e ocupação do solo. Os bens produzidos, se corretamente utilizados, beneficiados e verticalizados na região de origem, assumem fundamental importância no processo de desenvolvimento socioeconômico, gerando, empregos, renda, impostos e `royalties`, beneficiando a União, o Estado e o Município.

INTRODUÇÃO. A produção de bens minerais de emprego na indústria da construção civil, nas proximidades de grandes centros consumidores vem crescendo em volume de produção, sem que tenhamos o devido controle pelos órgãos competentes e na maioria dos casos em total desacordo com as legislações do setor mineral e ambiental. Neste trabalho, pretendemos preencher essa lacuna, mostrando a realidade da produção mineral nos Municípios de São Miguel do Guamá e Irituia, enfocando os aspectos legais dessa atividade produtiva, os impactos econômicos, sociais e ambientais, como contribuição para o conhecimento do problema, o controle do mesmo e o planejamento de ações institucionais, oferecendo, ainda, alternativas para a gestão dos recursos minerais, compatibilizando os interesses econômicos e sociais, com o equilíbrio ambiental. Foram cadastrados e catalogados 55 pontos de extração mineral, que formam a base das informações e da pesquisa, de onde se extraiu os dados para a realização deste trabalho.

A ATIVIDADE PRODUTIVA E SUAS IMPLICAÇÕES. A base econômica dos municípios de São Miguel do Guamá e Irituia está fortemente assentada na indústria extrativa mineral, principalmente, no aproveitamento dos depósitos de seixo e de argila para a fabricação de cerâmica vermelha, que são a base da produção mineral local. Essa região é a principal supridora da demanda desses insumos para a indústria da construção civil da Grande Belém. A indústria de cerâmica vermelha, conta com 26 olarias em pleno funcionamento, produzindo aproximadamente 12.000.000 e 1.000.000 unidades de peças por mês de tijolos e telhas, respectivamente, gerando cerca de 1.600 empregos diretos e 5.000 indiretos. Movimenta um volume de material de cerca de 400.000 m³/ano de argila e 300.000 m³/ano de seixo, que são os mais expressivos, redundando num valor total da produção mineral da região da ordem de R\$ 54.000.000,00. A matéria prima empregada na indústria

cerâmica é proveniente, quase na totalidade, do Município de Irituia, dos depósitos da planície de inundação do Rio Guamá e Rio Irituia, enquanto que a indústria oleiro - cerâmica se concentra toda no território de São Miguel do Guamá. Com relação ao seixo, a sua extração se restringe ao Município de São Miguel do Guamá, a partir dos depósitos inconsolidados recentes, formados pelo retrabalhamento *in situ* dos sedimentos da Formação Barreiras e Pós – Barreiras, segundo Sá (1969). A importância econômica da atividade extrativa mineral para esses dois municípios, não corresponde à mesma importância dada pelos extratores às legislações ambiental e mineral, pois que essa atividade ainda carece, em grande parte, de regularização bem como dos devidos cuidados com o meio ambiente, uma vez que devido ao manejo desordenado dos jazimentos minerais, tem causado danos ambientais, desperdício e baixa produtividade na extração de seixo e argila, da indústria cerâmica, descontrole na produção e comercialização desses produtos, acarretando prejuízos ao erário público.

Os municípios de São Miguel do Guamá e Irituia assentam – se sobre um arcabouço geológico, constituído, principalmente de rochas sedimentares, como o Arenito Guamá, Formação Barreiras, Sedimentos Pós – Barreiras, Sedimentos recentes e afloramentos pontuais de Intrusões Ígneas, Abreu et al. (1980) e Villas (1982). Durante os levantamentos de campo foram cadastrados os sítios de extração mineral, através de *Global Position System* (GPS), que estão plotados no mapa de ocorrências e de recursos minerais. Na pauta de produção registramos o seixo, areia, argila, Arenito Guamá silicificado, arenito ferruginoso e laterita ferruginosa, além de granito utilizado como brita, mas atualmente sua produção está paralisada. Além desses, citamos o saibro que embora seja extraído, não faz parte dos produtos minerais comercializados.

A produção mineral da região, gera um valor de Compensação Financeira pela Extração de Recursos Minerais - CFEM, que não é devidamente recolhido aos cofres públicos graças ao descontrole que permeia essa atividade produtiva nos dois municípios. Da mesma forma, a comercialização dos bens minerais gera o Imposto sobre Circulação de Mercadorias e Serviços – ICMS, que também não é recolhido devidamente. O valor global da produção mineral bruta e dos produtos cerâmicos acabados comercializados, apurados a partir dos dados colhidos durante os trabalhos da pesquisa, gera valores de ICMS, da ordem de R\$ 9.180.000,00 e da respectiva CFEM, da ordem de R\$ 220.000,00.

A atividade antrópica vem, ao longo do tempo intensificando a degradação ambiental nessa região, principalmente com a destruição da floresta primitiva, seja para implantação de pólos agrícolas, seja para exploração dos recursos vegetais da floresta ou para a exploração mineral. Identificou-se nos municípios áreas de extração abandonadas, resultantes da exploração de argila e de granito para a produção de brita. Como resultado dessa situação, constata – se a existência de antigas cavas oriundas dessa extração mineral desordenada, que não obedeciam um planejamento

técnico de lavra e nem previam a ações mitigadoras dos impactos, quando do encerramento da lavra visando a recuperação das áreas mineradas e degradadas. No município de Irituia, a situação se agrava pela exploração de argila nas planícies de inundação dos rios Guamá e Irituia, sem um acompanhamento técnico ou por falta de cumprimento da solução técnica apresentada nos títulos autorizativos para a extração do minério. A lavra de argila nos municípios enfocados é totalmente mecanizada, realizada com auxílio de retroescavadeiras de grande porte, desenhando cavas mais ou menos retangulares até a profundidade média que varia de 1,5m a 2,0m. A partir dessa profundidade, a argila encontrada, torna – se muito plástica aderindo com facilidade na concha do equipamento cortante, inviabilizando o procedimento da lavra. Assim, esse material é descartado para uso na indústria de cerâmica vermelha. Além disso, nesse nível ocorre o seccionamento do lençol freático ocasionando o preenchimento das cavas pelas águas subterrâneas e pluviométricas. Desta forma, como a espessura do minério é muito pequena, há a necessidade de se explorar extensas áreas, para poder atender ao grande volume de material que é demandado e consumido pelas olarias. Como consequência da lavra desordenada do minério, o município vem sofrendo vários impactos resultantes dessa atividade, destacando-se: o impacto atmosférico gerado pela emissão de poeira e particulados que deve-se ao processo de desmonte e transporte de material; impactos no sistema de drenagem superficial e subterrâneo, pois ocorre, via de regra, o seccionamento do lençol freático durante a abertura das cavas e a formação de grandes lagoas artificiais; contaminação física das águas através do arraste de finos provenientes do próprio solo; as águas estagnadas que proporcionam a proliferação de insetos e de microrganismo nocivos à saúde da população local; desenvolvimento de aguapés; impacto sobre o solo que se traduz pela perda da camada orgânica; alterações da morfologia e do meio físico e finalmente o assoreamento dos vales e drenagens, pelo material estéril que é deixado nas bordas da cavas. Os impactos sobre a fauna, flora e habitats são ocasionados pela eliminação da cobertura vegetal e desmatamento da mata ciliar.

CONCLUSÕES. A indústria extrativa mineral dos Municípios de São Miguel e Irituia é uma atividade indutora da economia da região, que gera milhares de empregos diretos e indiretos, sendo responsável pelo abastecimento, de grande parte da demanda de insumos para a indústria da construção civil da região metropolitana de Belém e outros municípios da região.

Os impactos ao meio físico e ao homem poderiam ser minimizados, pela adoção de um sistema de drenagem interligando as águas estagnadas, com os rios Guamá e Irituia, o que proporcionaria a circulação e oxigenação das mesmas, retomando as condições físico – químicas para o restabelecimento da vida animal. A implantação de cercas vivas em torno das áreas de lavra é recomendado com vistas a evitar a propagação dos resíduos finos em suspensão. Também como forma de minimizar os efeitos nocivos da mineração seria o uso das cavas, como criatórios de peixe e fonte de subsistência pela população local.

Bibliografia

- Abreu, F. A. M. ; Villas, R. N. N. & Hasui, Y, 1980. Esboço estratigráficos do Pré-Cambriano da região do Gurupi, Estado do Pará e Maranhão. In: 31 Camboriu, 1980. Congr. Bras. Geol., Anais... Camboriu SBG, v.2.
- Sá, J. H. S.,1969. Contribuição à Geologia dos Sedimentos Terciário e Quaternário da Região Bragantina. Bol. Inst. Geociências/UFRJ. num.3: 21-36p.
- Villas, R. N. N. 1982. Intrusões Ígneas Brasileiras na Bacia do Rio Guamá, Nordeste do Estado do Pará, In : Simp. de Geol. da Amazônia, 1., Belém, 1982. Anais, Belém, SB, V.1, p.233-247.

O CAMPO TAPEREBÁ DO DEPÓSITO AURÍFERO AMAPARI, AMAPÁ: ROCHAS ENCAIXANTES E MINEROGRAFIA

Faraco, M. T. L.¹; Melo, L.V.²; Villas, R.N.N.³; Soares, J.W.⁴.

1 CPRM-Belém, faraco@interconect.com.br, 2 Curso de Pós-graduação UnB, lvmelo@unb.br, 3 Departamento de Geologia, UFPa, netuno@ufpa.br, 4 AngloGold Brasil, soares@anglogold.com.br

RESUMO O Depósito Aurífero Amapari, localizado na porção SE do Escudo das Guianas, no estado do Amapá, é hospedado no Grupo Vila Nova, formador da Serra do Navio, na região de contato com biotita sienogranito a muscovita, em zona de cisalhamento dúctil-rúptil. O minério primário consiste em sulfetos disseminados, distribuído nos campos Urucum e Taperebá estruturalmente controlados por zonas de cisalhamento N-S e NW-SE (Fig. 1). Os campos mostram enriquecimento supergênico, gerador de mineralização secundária, portadora dos teores mais elevados de ouro. Este trabalho discute os dados de campo, petrográficos e minerográficos dos corpos A, B e D do campo Taperebá.

INTRODUÇÃO. O depósito Amapari situa-se na Serra do Navio, na região central do Amapá. Esta região está inserida no extremo setentrional da Província Arqueana de Carajás (Santos et al., 2000) ou na Província Paleoproterozóica Maroni-Itacaiúnas (Tassinari et al., 1987; Teixeira et al., 1989). Os dados isotópicos Sm-Nd dessa porção do Escudo das Guianas (Avelar, 2002; CPRM-Projeto GIS do Brasil, inédito) indicam que as rochas foram diferenciadas do manto durante o Arqueano. Não sendo, portanto, resultantes de processo juvenil paleoproterozóico, como preceituado para a Província Maroni Itacaiúnas (Tassinari et al., 1989; Tassinari et al., 2000).

O depósito é hospedado por *greenstone belt* paleoproterozóico (2,26 Ga-McReath e Faraco, 1997) – Grupo Vila Nova (Lima et al., 1974) ou Grupos Jornal e Serra do Navio (Scarpelli, 1970), na região de contato com biotita sienogranito a muscovita (~ 2,0 Ga-Melo et al., no prelo), em zona de cisalhamento rúptil-dúctil (Melo et al., 2001). As rochas formadoras da Serra do Navio são anfíbolitos, xistos e hornfels máficos, quartzitos e metassedimentos clásticos e químicos (BIFs e rochas carbonáticas). O depósito está inserido em zona de alta susceptibilidade magnética, refletindo as BIFs, em contato com zona de assinatura gamaespectrométrica elevada, correspondente ao granito intrusivo (Faraco et al., 2002). Os anfíbolitos possuem texturas variadas, essencialmente constituídos por hornblenda, andesina-oligoclásio, magnetita, titanita, diopsídio, tremolita, carbontato e sulfeto. Ocorrem em bandas, com variadas granulações, texturas e estruturações, intercalados a gnaisses, quartzitos e diopsídio-calcita-tremolita xistos, concordantes à foliação. Os metassedimentos são BIFs, quartzitos, xistos e rochas ricas em carbonato. As rochas foram submetidas a três eventos metamórficos. O primeiro dinâmico de fácies anfíbolito, o segundo termal de fácies hornblenda-hornfels, e um mais novo (1,77-1,71 Ga K-Ar) dinâmico, também de fácies anfíbolito (Scarpelli, 1970). O pico do metamorfismo em Serra do Navio foi de $700 \pm 40^\circ\text{C}$ e $5,5 \pm 1\text{kb}$ (Bello et al., 1978). As condições de formação do biotita sienogranito a muscovita são $620-630^\circ\text{C}$ e $2,3-3,8\text{kb}$ (Melo et al., 2001).

No Campo Urucum o minério é encaixado em xistos e BIFs, fortemente folheados, alguns bandados e deformados em varadas intensidades. A mineralização consiste em zonas ricas em sulfetos, com ouro associado, ocorrentes principalmente em BIFs (tipo óxido e silicato) e subordinadamente em escarnitos (Melo, *et al.*, no prelo).

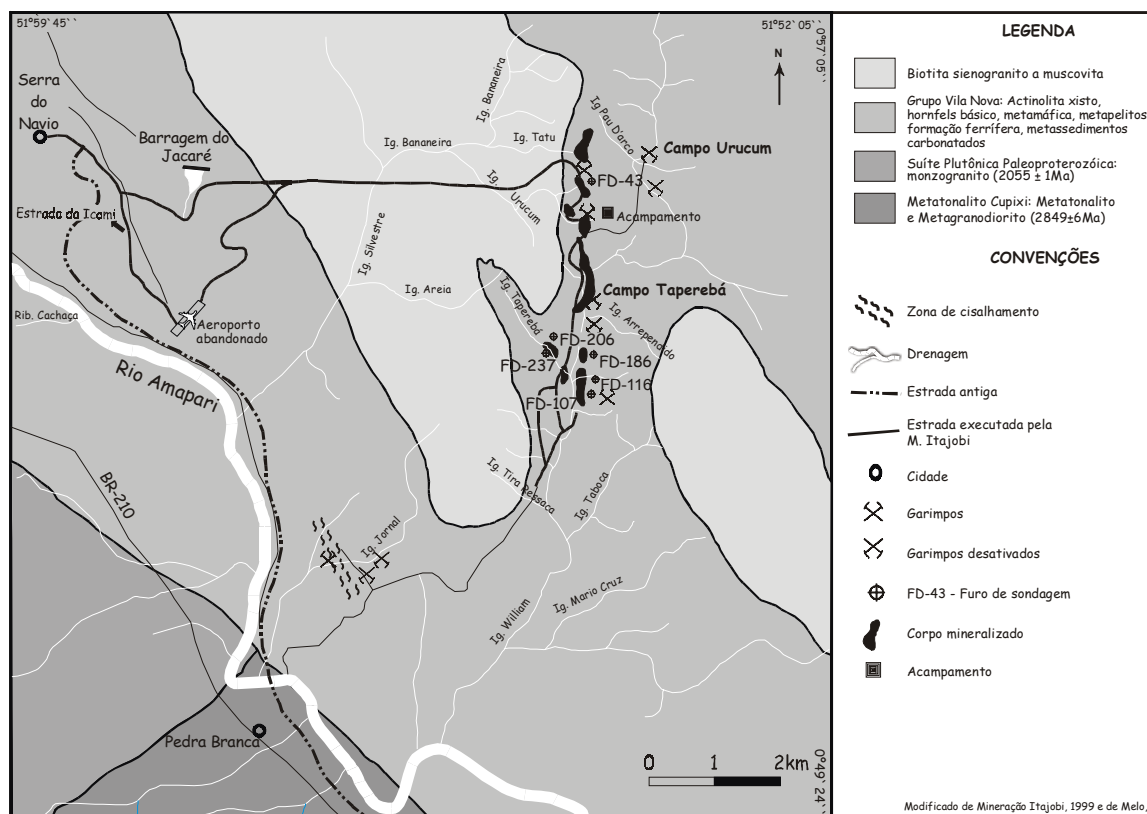


Figura 1 - Mapa Geológico do Depósito Amapari nos campos Urucum e Taper

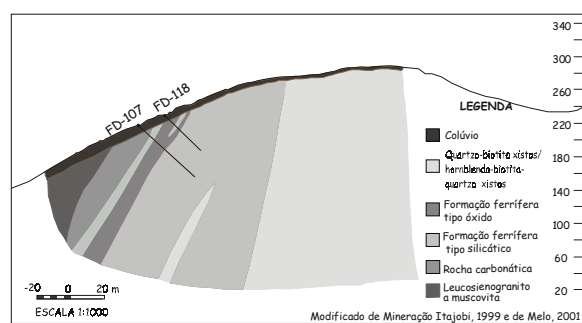
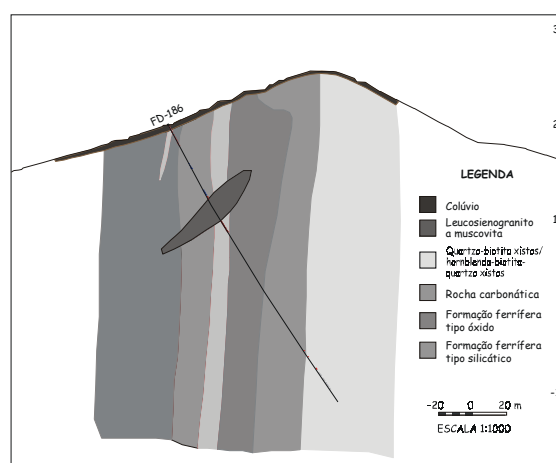
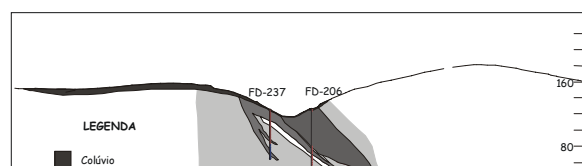


Figura 2 - Seção Geológica W-E do Corpo Taperebá A



Campo Taperebá A seção geológica W-E do corpo Taperebá A, mostra os furos FD-107 e FD-166 (Fig. 2). Neste setor do grupo Vila Nova predominam quartzo-biotita xistos, hornblenda-biotita-quartzo xisto e BIF tipo silicato. As BIFs tipo óxido são subordinadas. Todo o pacote é atravessado por leucosienogranito, com rocha carbonática na zona de contato. Os quartzo-biotita xistos são

anisotrópicos, folheados, de textura granolepidoblástica média. Essencialmente constituídos por biotita, plagioclásio, quartzo e opacos, além de titanita, apatita e zircão. Os hornblenda-biotita-plagioclásio-quartzo xistos são anisotrópicos de textura granonematoblástica média a grossa, essencialmente constituídos por quartzo, plagioclásio, biotita e hornblenda, com titanita, zircão e opacos como acessórios. Ações hidrotermais são registradas pela presença de sericita substituindo parcialmente feldspato e biotita. As BIF tipo silicato são anisotrópicas, com alternância de bandas milimétricas a centimétricas quartzosas esbranquiçadas e bandas marrons de silicatos de ferro. Possuem textura granoblástica e granonematoblástica média, às vezes deformadas e milonitizadas, constituídas por quartzo, tremolita, grunerita, granada e opacos em diferentes proporções. Vênulas de carbonato e muscovita transversais ao bandamento, indicam ações hidrotermais super impostas. As BIFs tipo óxido são anisotrópicas, com alternância de bandas de quartzo e de opacos, textura granoblástica média, não raro deformadas e milonitizadas. Todos os litotipos mencionados contêm zonas enriquecidas em diopsídio e/ou quartzo, geralmente associadas a opacos (óxidos e/ou sulfetos).

No corpo Taperebá A as BIFs tipo silicatos são as que contêm maior quantidade de sulfetos disseminados ou como vênulas, transversais ou sub-concordantes ao bandamento. Os sulfetos correspondem a pirrotita, em cristais subédricos e anédricos isolados, associada a pirita ou, ainda, intercrescida a calcopirita. Nos biotita xistos a pirrotita ocorre em filmes concordantes a foliação, às vezes intercrescida a calcopirita.

O corpo Taperebá B contém as mesmas rochas do Taperebá A, havendo somente uma subordinação das BIFs tipo silicato em relação as de tipo óxido (Fig.3), intrudidas por leucosienogranito isotrópico de textura granular grossa a muito grossa, essencialmente constituído por microclínio, quartzo, plagioclásio, muscovita e granada. Esta pode ser observada como pontuações avermelhadas dispersas pela rocha esbranquiçada. É freqüente a presença de turmalina verde em pequenos prismas idiomórficos a subidiomórficos. Silimanita, apatita e zircão ocorre em quantidades acessórias. A rocha exhibe partes deformadas, com fragmentação, extinção ondulante e cuminição das bordas dos feldspatos e quartzo. Neste corpo B, foi detectado esfalerita e galena intercrescida a pirrotita em rocha carbonática.

O corpo Taperebá D ao contrário dos demais, é orientado segundo NW-SE (Fig 1). Nele predominam as rochas carbonáticas com metamórficas subordinadas, atravessadas por leucosienogranito com as mesmas características petrográficas daqueles ocorrentes nos corpos A e B. No corpo D há presença de escarnitos isotrópicos, de granulação fina à média, às vezes grossas, constituídos predominantemente por carbonato, com cordierita, diopsídio, granada, flogopita, opacos e sericita. em quantidades variadas. O carbonato é subidioblástico e límpido. A cordierita é subidioblástica a xenoblástica, constituindo cristais isolados ou intercrescida a fenoblastos de

granada, que atingem até 1,5cm x 0,5mm. O diopsídio exibe-se como fenoblastos ou cristais menores, misturados aos carbonatos. Esta associação mineralógica sugere ação termoquímica do leucosienogranito nos metassedimentos carbonáticos. Há escarnitos anisotrópicos, constituídos por bandas de carbonatos de granulação fina de carbonato, granada, cordierita a actinolita, intercaladas a bandas de granada. A rocha é fraturada exibindo deslocamento das bandas. Existem, ainda, escarnitos anisotrópicos, deformados de textura fenoblástica grossa, essencialmente constituídos por diopsídio, além de tremolita, plagioclásio, granada, quartzo, opacos e epidoto. O diopsídio ocorre como fenoblastos fraturados, com as fraturas preenchidas por opacos e alterado para zoisita e anfibólio. Eles contêm pirrotita como microbandas e disseminada, algumas vezes associada ou interrescinda a filmes de calcopirita. A pirrotita também preenche os planos de foliação ou as microfraturas do diopsídio. As metamáficas são hornblenda-hornfels isotrópicos, de textura fenoblástica grossa, em que fenoblasto de hornblenda mostra textura tipo peneira, com segregação de opaco, misturados a plagioclásio. Essas rochas resultam do metamorfismo termal de metamáficas do Grupo Vila Nova ao serem atravessadas pelo leucosienogranito.

Discussão e Conclusões O campo Taperebá do depósito Amapari é hospedado por rochas metavulcanossedimentares paleoproterozóicas, em que metassedimentos clásticos e químicos predominam sobre as metamáficas, com pico de metamorfismo em $700 \pm 40^\circ\text{C}$. O campo é localizado na região de contato com biotita sienogranito, controlado por zona de cisalhamento N-S (Fig. 1). O biotita sienogranito é anisotrópico, de textura inequigranular hipidiomórfica fina a média, configurada por grãos maiores de k-feldspato (0,75-1,5mm) e quartzo, misturados a porções quartzo feldspáticas mais finas. Os feldspatos são parcialmente sericitizados, com alguns grãos bordejados ou incluindo pequenas palhetas de muscovita tardia. A biotita ocorre como lamelas contornando feldspatos, esboçando, junto com porções fragmentadas dos cristais maiores, uma foliação. A rocha inclui cristais automórficos de epidoto, revelando sua natureza magmática. Ações hidrotermais superimpostas são evidenciadas pela presença de muscovita-sericita, substituindo feldspato ou associada à biotita. Esta rocha (TF1S) é diferente química, textural e composicionalmente dos leucogranitos intrusivos nos corpos Taperebá B e D (TF31, TF35). A tabela abaixo mostra a composição química dessas rochas (% em peso).

amostra	Fe tot	FeO	Fe ₂ O ₃	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	CaO	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	S	F	Cl
TF1S	1,66	0,84	1,45	0,15	13,78	72,0	0,01	1,50	0,14	3,85	0,69	0,03	0,10	0,11	0,22
TF31	0,29	0,17	0,23	<0,01	18,5	63,3	0,55	0,21	0,01	3,45	5,46	0,03	0,06	0,004	<0,10
TF35	0,33	0,26	0,19	<0,01	15,6	65,36	0,45	0,08	0,10	2,60	5,62	0,01	0,11	0,012	<0,10

O leucosienogranito condicionou o metamorfismo termal nas rochas metavulcanossedimentares e a geração de escarnitos nas zonas de contato com rochas carbonáticas e calciossilicáticas. As metamáficas foram transformadas em hornblenda-hornfels.

A pirrotita é o sulfeto mais freqüente, seguida de pirita, calcopirita, galena e esfalerita. Pentlandita e arsenopirita foram registrados no Campo Urucum (Melo, 2001). O ouro está associado aos sulfetos.

A idade Pb-Pb da mineralização em Urucum é 2118 ± 32 Ma (Melo, 2001). Monzogranito de idade Pb-Pb 2124 ± 21 Ma ocorre em batóloto situado a 20 km a norte (CPRM, Projeto GIS do Brasil, inédito). Assim, o conhecimento da idade do leucosienogranito, ajudaria no entendimento da petrogênese do depósito.

A maneira de ocorrência do Depósito Amapari é condizente àquela do Depósito de Nevoría, hospedado em que *greenstones* de fácies anfíbolito entre dois batólitos graníticos, em que os corpos de minério são confinados a BIFs contendo escarnitos (Mueller, 1997).

Referências Bibliográficas

- Avelar, V. G. 2002. Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd rocha total da porção Centro-norte do Amapá-Brasil: Implicações para a evolução Geodinâmica do setor oriental do Escudo das Guianas. Tese de Doutorado. UFPa. Centro de Geociências. 213p
- Bello, R.M.S.; Coutinho, J.M.V.;Valarelli,J.V. 1978. Metamorfismo de Serra do Navio, Amapá. XXX Cong. Bras. Geol.SBG, recife, v.3, 1195–1 1201.
- Faraco,M.T.L.; Vale,A.G.;Marinho,P. A. C. 2002.. A importância do levantamento aerogeofísicointegrado à imagem de satélite, como indicador de feições favoráveis a mineralização. Um exemplo no Amapá. XLI Cong. Brasil.de Geol. SBG - Núcleo Nordeste. p.212.
- McReath, I. e Faraco, M. T. L. 1997. Sm-Nd and Rb-Sr Systems in part of the Vila Nova metamorphic suite, northern Brazil. In: South Am. Symp. On Isotope Geology, 1, Extended Abstracts....., IG-USP, Campos do Jordão-SP, pp. 194-196.
- 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
- Melo, L. V ; Villas, R.N.N.; Soares, J. W.; Faraco, M.T.L. geological setting and mineralization fluids of the Amapari gold deposit, Amapá State, Brazil. no prelo
- Melo, L. V ; Villas, R.N.N.; Soares, J. W.; Faraco, M.T.L.2001. O depósito aurífero de Amapari, Amapá: rochas encaixantes, química mineral e metamorfismo. VII Simp. Geol. Amaz., SBG Núcleo Norte.Belém
- Mueller, A.G. 1997. The Nevoría Gold Skarn Deposit in Archean Iron-Formation, Southern Cross Greenstone Belt, Western Australia: I. Tectonic Setting, Petrography, and Classification. Economic Geology. v.92, pp.181-209,
- Lima, M. I. C. de.; Montalvão, R. M. G. de.; Issler, R. S.; Oliveira, A. da S.; Basei, M. A. S.; Araújo, J. F. V.; Silva, G. G. 1974. Geologia. In: Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAM. Folha NA/NB.22 Macapá. Rio de Janeiro, 1974. (Levantamento de Recursos Naturais, 6).
- Santos, J. O. S. dos; 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, n.4, p. 453-488.
- Scarpelli, W.1970. The Serra do navio manganese deposit (Brazil). Proc. Kiev Symp. (Earth Sciences, 9)
- Teixeira W.; Tassinari, C.C.G.; Cordani, U.G.; Kawashita, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. Precamb. Res., v. 42, p.213-227.
- Tassinari, C. C. G.; Teixeira, W.; Siga Jr.; Kawashita, K.; Cordani, U. G. 1987. Geological evolution and evaluation of recent geochronological data in the Amazonian Craton. In: Precambrian evolution of the Amazonian region, Final meeting of the working group, Carajás, Pará. Project 204, IUGS-UNESCO, Extended Abstracts vol. pp. 20-31.
- 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, 31 st Intern. Geol. Congr., Rio de Janeiro, pp. 41-95.

PRINCIPAIS RECURSOS MINERAIS NO ESTADO DO AMAZONAS**¹Ferreira A.L. & ²Oliveira M. A.**CPRM-Manaus ¹amaro@ma.cprm.gov.br; ²oliveira@ma.cprm.gov.br

INTRODUÇÃO - A Região Amazônica é reconhecida mundialmente como uma fronteira de alta potencialidade para recursos naturais. A exuberância de alguns dos depósitos minerais atualmente conhecidos dá destaque na região a *Províncias Metalogenéticas* de classe mundial. O Amazonas é caracterizado por expressivo potencial mineral, porém carente de políticas voltada para o estudo e aproveitamento desses recursos. Procura-se aqui apresentar um panorama da distribuição dos recursos minerais no Estado, produto este embrionário para a consolidação num futuro próximo, de um banco de dados abrangente do setor. Os principais depósitos estão associados rochas do Escudo das Guianas ao norte e o Escudo Brasil Central a sul, tendo como exemplo a cassiterita de Pitinga, nióbio de Seis lagos, ouro e tantalita do Alto Rio Negro, ouro da região de Maués e Aripuanã, brita na região de Presidente Figueiredo e Barcelos, entre outros. Na região central do Estado cita-se importantes recursos relacionados às coberturas sedimentares da Bacia do Amazonas, como o Petróleo e Gás de Urucu, Potássio de Fazendinha, Gipsita, Ferro e Calcário de Urucará, Bauxita de Nhamundá, calcário de Maués e Apuí, Caulim da BR-174. Ao longo da calha dos rios e suas margens são explorados os depósitos sedimentares recentes através da extração de seixo e areia nos rios Japurá, Solimões, Uatumã, em especial a exploração de argila para cerâmica na região de Iranduba e Itacoatiara.

REGIÃO NORTE-NOROESTE Na região do Alto Rio Negro (Figura 1) destaca-se o depósito do Morro de Seis Lagos, onde associado à rocha alcalina tem-se uma espessa cobertura laterítica com reservas de nióbio da ordem de em 2,9 bilhões de toneladas de minério com teores de 2,8% de Nb₂O₅. A exploração desse depósito, cujos direitos minerários pertence a CPRM, esbarra em aspectos legais por estar a área inserida dentro de unidades de conservação (Parque nacional do Pico da Neblina, Terra Indígena Balaio e Reserva Biológica do Morro de Seis Lagos).

O ouro é encontrado principalmente nas aluviões próximo as serras Tunuí-Caparro com aproximadamente 45 registros. Na região da serra Traíra, foram levantados em torno de 80 registros entre indícios e alguns garimpos. Ocorrências também são identificadas na região do rio Cauaburi, a sul da Serra Neblina. Uma característica comum a essas aluviões é sua área fonte de sedimentos, constituída principalmente por rochas metamórficas do Grupo Tunuí (metaconglomerados, quartzitos, filito).

Ocorrências de columbita-tantalita, algumas exploradas por garimpeiros, são registradas na região dos rios Cuiará, Aiari, Cauaburi e Serra da Iniciação, cujas prováveis rochas-fonte podem estar relacionadas a granitóides das suítes intrusivas Tiquié, Içana e Marié-Mirim.

Com a construção de novas instalações, a exemplo das obras do Sistema de Vigilância da Amazônia (SIVAM), a demanda por materiais de construção pode ser uma alternativa de renda na região. Carente de estudos mais específicos não se descarta a potencialidade para rochas ornamentais, pedra de cantaria e brita dos corpos graníticos no entorno da sede do município de São Gabriel da Cachoeira, onde já se registra exploração de areia, seixo, laterita.

Diversas ocorrências e indícios foram levantados pelo Projeto Serra Imeri (2000), como o estanho no rio Maia, associados a granitos Marie-Mirim, cromo relacionado a rochas máfica da suíte Tapuruquará, além de indícios de ouro, estanho, níquel, tungstênio, cobre, chumbo, cromo, bário, na região da serra Daraá e ouro e nióbio na região da serra Aracá. Ocorrência de ametista explorada por garimpeiros foi registrada na região do rio Ira.

REGIÃO NORTE-NORDESTE A região nordeste do estado é caracterizada por importantes recursos minerais, alguns reconhecidamente de classe mundial como é o caso do estanho de Pitinga. Na região do rio Jatapu e Nhamundá as principais substâncias são o calcário, ferro, gipsita, além das reservas de bauxita.

O Distrito Estanífero de Pitinga caracteriza-se por importantes mineralizações de estanho (Sn), nióbio (Nb), tantalita (Ta), zirconita (Zr), criolita (F) e xenotima (Y), associados a granitos, explorados no município de Presidente Figueiredo. A produção da mina no ano de 2000 era de aproximadamente 17.000 toneladas de estanho, exploradas principalmente nas aluviões da região. Atualmente com o declínio do teor das aluviões, a exploração está voltada para o projeto da rocha fresca (Granito Madeira), com estimativa de produção de 13.000 toneladas/ano de estanho, além de 800 toneladas de concentrado de columbita-tantalita com 35% Nb₂O₅ e 3,5% TaO₂. As reservas totais pertencentes à Mineração Taboca do Grupo Parapanema são da ordem de 486.040 toneladas de estanho, 771.080 toneladas de nióbio, 88.760 toneladas de tântalo, 102.160 toneladas de xenotima, 3.388.040 toneladas de zirconita e 8.821.563 toneladas de criolita.

Os depósitos de calcário da região do Jatapu, em poder do Grupo João Santos (Cia. Brasileira de Equipamentos - CBE), possui reservas totais de 44.708.707 toneladas. Na região do Nhamundá reservas em torno de 170 milhões de toneladas foram pesquisadas.

Os depósitos de ferro do Jatapu caracterizam-se por camadas de 8 a 13 m de espessura aflorantes a superfície, constituída por oólitos de goethita, além de hematita e magnetita e núcleo de grãos de quartzo. As reservas totais nos municípios de São Sebastião do Uatumã e Urucará chegam a 26 milhões de toneladas.

A gipsita ocorre em meio a rochas da Formação Nova Olinda. As reservas de Urucará são a aproximadamente 1,7 milhões de toneladas, representando 0,1% das reservas nacionais. A produção do Amazonas em 2001 foi de 15 mil toneladas, sendo utilizada para abastecer o mercado produtor de cimento em Manaus.

A bauxita de Nhamundá desenvolve-se a partir de sedimentos argilosos e argilo-arenosos, pertencentes à Formação Alter do Chão. As reservas em poder da Mineração Rio do Norte chegam a 50.000.000 toneladas. Apesar das reservas existentes, o Amazonas não produz esse bem mineral, sendo a produção concentrada no Pará.

REGIÃO CENTRAL Na região central do estado os principais recursos são o petróleo e o gás natural de Urucu, potássio de Fazendinha, Caulim da BR-174, além de diversos pontos ao longo dos rios onde são explorados seixos, areia, e argila, utilizados para abastecer o mercado da construção civil.

As principais reservas de gás natural se concentram nos município de Carauari, Coari, além das novas descobertas em Silves. As reservas totais são da ordem de 85 bilhões de m³. A produção (2002) foi de 2,73 bilhões de m³ (fonte: ANP)

As reservas de petróleo estão no município de Coari, com valores totais de 140 milhões de barris. A produção (2002) foi da ordem de 16 milhões de barris (fonte: ANP).

Os depósitos de sais de potássio de Fazendinha/Arari em Nova Olinda, são caracterizados por camada subhorizontalizada em profundidades de 980 a 1.140 m, com espessura média de 2,7 m, sendo os teores de KCl variando de 14,31 a 38,69%. As reservas medidas para o depósito de Fazendinha são entorno de 520 milhões de toneladas de minério com 28,8% de KCl, enquanto que as reservas de Arari são da ordem de 659 milhões de toneladas com teor de 17,7% de KCl. O aproveitamento dessas reservas esta na dependência da PETROBRAS, detentora da concessão de lavra.

Em Manaus, ao longo da BR-174 e da rodovia Manaus-Itacoatiara, expressivos depósitos caulim são encontrados. A origem dos depósitos de caulim está associada à alteração *in situ* sobre rochas sedimentares da Formação Alter do Chão. No Município de Manaus a Mineração Horboy Clays detém direitos sobre reservas totais de 3.457.370.330 toneladas, porém nunca produziu.

A exploração de argila para a fabricação de cerâmica é uma das principais atividades econômicas no município de Iranduba, produto das várzeas do rio Negro e Solimões. A principal empresa (Cerâmica da Amazônia Ltda – CERAMA), detém concessão de lavra sobre reservas totais de 35.877.339 toneladas. Outras três dezenas de áreas foram registradas junto ao DNPM. Em Itacoatiara a LITIARA - Industria Cerâmica, possui reservas totais de 3.593.700. Em Manaus a Itautinga Agroindustrial possui reservas totais de 3.593.700 toneladas de argila utilizada na fabricação de cimento.

A produção de seixo e areia é muito pulverizada por diversas regiões, principalmente nos rios Solimões e Japurá, municípios de São Paulo de Olivença, Coari e Japurá. No Rio Negro tem destaque à produção dos municípios de São Gabriel da Cachoeira, Barcelos, Novo Airão, Iranduba e o entorno de Manaus. Outras regiões produtoras importantes são os rios Uatumã, Novo Aripuanã e nos arredores de Parintins. Oficialmente tem-se entorno de 120 áreas registradas no DNPM, acredita-se que outras tantas sejam exploradas clandestinamente.

A produção de brita é pequena, concentrada principalmente em Presidente Figueiredo, ao longo da BR-174, explorando rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e no município de Barcelos onde são explorados gnaisses do Suíte Metamórfica Jauaperi (Pedra de Moura).

Atividade crescente na cidade de Manaus, com extensão para o município de Presidente Figueiredo, a exploração de água mineral vem sendo realizada por algumas empresas com a Gelocrim Indústria e Comércio, Minalar Águas e Refrigerantes Ltda, J Cruz Indústria e Comércio Ltda, e Santa Cláudia Bebidas e Concentrado.

REGIÃO SUL-SUDESTE O potencial mineral do sul e sudeste do Estado é marcado pela ocorrência de calcário na região dos rios Parauari e Sucunduri, e próximo à cidade de Apuí. Ocorrências de ouro explorada na forma de garimpo são historicamente conhecidas na região de Maués dentre os quais se destacam os garimpos Abacaxis, Rosa de Maio e Espírito Santo (Província aurífera Tapajós), além dos garimpos de ouro do rio Madeira (Humaitá e Manicoré) e no extremo sul, região do Gavião Dez Dias.

Ocorrências de manganês, cobre são registradas no rio Sucunduri. Nas cercanias da cidade de Apuí várias áreas foram requeridas para extração de areia, seixo e argila.

No município de Maués, rio Parauari, a Companhia Industrial Amazonense possui reservas totais de 173.149.513 toneladas de calcário. No rio Sucunduri, depósitos expressivos de calcário foram descritos por Riker (1998).

CONSIDERAÇÕES FINAIS A carência de informações em muitas regiões dificulta o estabelecimento da real potencial mineral do Estado do Amazonas, com exemplo cita-se inúmeros indícios encontrados no noroeste do estado que necessitam de estudos mais aprofundados, sem contar com a limitação de acesso por ser boa parte da região área institucional, como unidades de conservação e terras indígenas.

Para o fomento a atividade mineral o poder público necessita de informações seguras que diminuam as incertezas geológicas e preserve os investidores quanto aos riscos do empreendimento mineiro. Somados a isso se tem à necessidade de caracterização dos depósitos já conhecidos, suas condicionantes geológicas, e a possibilidade desenvolvimento dos mesmos para áreas adjacentes.

Referências Bibliográficas

AGENCIA NACIONAL DO PETROLEO – ANP Anuário Estatístico do Petróleo e Gás no site <http://www.anp.gov.br>, em 15/07/2003.

ANUÁRIO MINERAL BRASILEIRO 2001. DNPM, Brasília.

CPRM 2000. Geologia e Recursos Minerais das Folhas NA.20-Y e SA.20-V-A e SA.20-V-B: Projeto Serra Imeri. Nota Explicativa. Manaus: CPRM, 2000. 1 CD-ROM

CPRM 2002. Geologia, Recursos Minerais da Amazônia Brasileira: Sistema de Informações Geográficas _ SIG e Mapa na escala 1:1.1750.000 = Geology and Mineral Resources of the Brazilian Amazon: Geographic Information System – GIS and Map a the 1:1750.000 scale Luiz Augusto Bizzi at al.- Brasília: 2002.1 CD-Rom. ISBN:85-7499-007-8.

- Dardene M. A., Schobbenhaus C. 2001. "Metalogênese do Brasil". Brasília: Editora Universidade de Brasília
- Heidrich N. 2003. Nuvens Cinzentas no Setor Mineral do Estado do Amazonas no site <http://www.aprogam.org.br>, em 02/05/2003.
- Riker S.R.L 1998. Calcário para Agricultura em Parte da Amazônia Legal, Programa de Insumos para a Agricultura - PIMA, CPRM, Manaus.

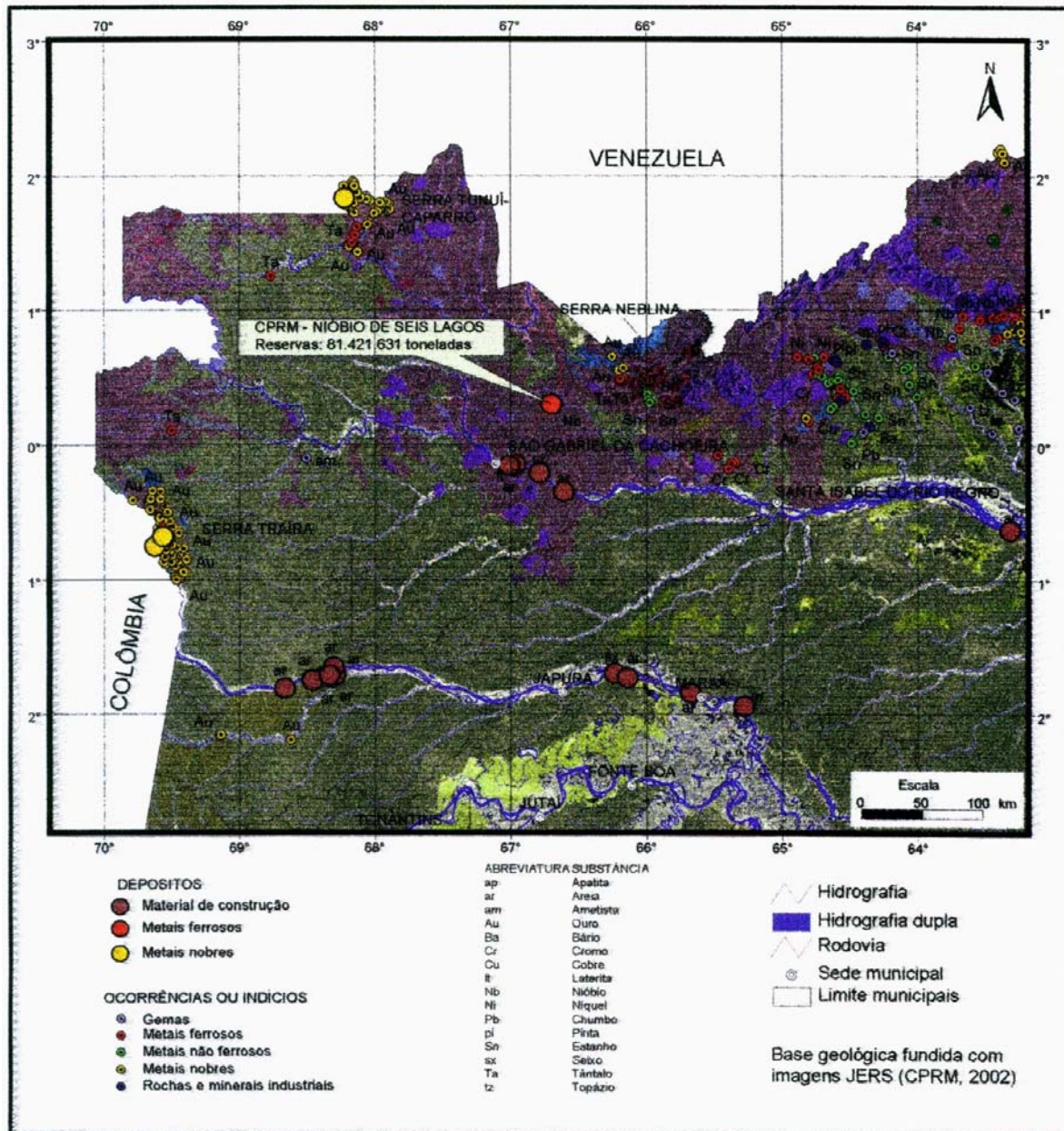


Figura 1: Localização dos principais recursos minerais na região norte-noroeste do Estado do Amazonas

FLUÍDOS HIDROTERMAIS E METALOGENIA DAS MINERALIZAÇÕES DE OURO DO PRÍNCIPE–TO.

¹Grazziotin H.F., ²Kotschoubey B.

¹CPRM - Serviço Geológico do Brasil, SUREG–MA (grazziotin@ma.cprm.gov.br); ²CG/UFPA - Universidade Federal do Pará - Departamento de Geologia (basile@ufpa.br).

INTRODUÇÃO - Os garimpos Zequinha, Fofoca e Elton, se localizam na porção sudeste do Estado do Tocantins, nas imediações do Distrito de Príncipe (22 km a SE da cidade de Natividade-TO). Além da geologia, são descritos os aspectos físico-químicos dos fluidos hidrotermais mineralizantes, através de dados de inclusões fluidas e suas implicações metalogenéticas.

GEOLOGIA REGIONAL - A área do Príncipe insere-se na região central da Província Tocantins, porção norte da Zona Externa da Faixa Brasília (Fuck *et al.* 1994). Nela se definem quatro unidades litoestratigráficas: a Seqüência Metavulcanossedimentar (SMv) compõe-se de hornblenda-actinolita anfibolitos derivados de basaltos toleíticos de fundo oceânico (*MORB*), BIFs de fácies oxidada e silicática, gonditos e turmalinitos (esta unidade foi retrometamorfisada para a fácies xistos verdes). As Rochas Granitóides (RG) consistem de tonalitos (intrusivos na SMv e datados em 2.3 GA pelo método Pb-Pb em zircões) de arco vulcânico, gerados em ambiente de pré-colisão de placas e de granitos cálcio-alcálicos representados pelo Granito Ema (GE), pós-orogênico, de granulação média, com ocorrência de ouro disseminado; e pelo Granito Ribeirão Moleque (GRm), grosseiro, com vestígios de cataclase e milonitização insipiente. A Seqüência Metassedimentar (SM) é metapsamítica, composta por quartzitos, clorita quartzitos, cianita quartzitos e cianititos; O Granito Príncipe (GP) é composto por monzogranitos leucocráticos com bolsões e veios pegmatóides, e albita microgranitos subordinados.

GEOLOGIA LOCAL – O ouro está contido nos veios de quartzo e zonas de cisalhamento (ZC) transcorrentes dúctil-rúpteis N15°W, N10-20°E e N30°E subordinadas; concordantes e intrusivos em tonalitos milonitizados (biotita-quartzo milonitos) das RG, e na rocha hospedeira, Grazziotin (2003). A zona milonitizada é intensamente hidrotermalizada, e a mineralogia dos biotita-quartzo milonitos define-se por quartzo, biotita, plagioclásio, muscovita, zoisita, epidoto, clinzoisita, carbonatos e titanita. Os opacos são sulfetos (pirita, calcopirita, covellita, digenita, blenda e pirrotita) e óxidos (hematita e goethita); além destes ocorrem ouro e synchisita (Ce,La)Ca(CO₃)₂F. A análise do ouro no MEV revelou 97.7 a 99.4% de Au, 1.7 a 0.6% de Cu e Ti, 0.6%. E a synchisita, 67% de Ce, 19.4 a 24.75% de O₂, seguido pelo Ca com 4.8 a 7.4%.

MICROTERMOMETRIA - Os veios selecionados para o estudo de inclusões fluídas (IF) através de lâminas delgadas bipolidas são de quartzo branco, às vezes verde ou rosado, maciços,

freqüentemente fraturados, bandados e laminados, textura sacaroidal média a fina, leitosos, hialinos, com porções oxidadas e manganíferas. A maioria das IF formam trilhas ou planos de fraturas cicatrizadas, que ultrapassam (secundárias) ou não os limites dos cristais (pseudosecundárias); as primárias são isoladas e não alinhadas. Diversas IF são alongadas e estiradas segundo a direção da ZC, apresentam vestígios de vazamento (*leaching*) e estrangulamento (*necking-down*); Muitas IF são de dimensões reduzidas e portanto impróprias para análises microtermométricas, havendo fragmentos com ausência de IF. Os testes de congelamento/aquecimento definiram cinco populações de IF: As IF tipo 1 do sistema NaCl - KCl - H₂O, bifásicas (L+V), raramente monofásicas, de forma irregular, se distribuem segundo trilhas pseudosecundárias e secundárias ortogonais às primeiras, Ø entre 50 e 10 µm e grau de preenchimento (F) da fase líquida sobre o volume total da inclusão entre 90 e 95%. As temperaturas de fusão do gelo (T_{fg}) estão entre -7.5 e 8.9°C, e salinidades de 12.74 a 15.058% NaCl (compatíveis com os valores de T_{fg}). As temperaturas do eutético (T_{eu}) vão de -20.9 a -25.8°C. As temperaturas de homogeneização (T_h) na fase líquida situam-se entre 172 e 194°C e as densidades variaram entre 0.952 e 1.001 g/cm³. As IF tipo 2, sistema H₂O-NaCl, são na maioria pseudosecundárias seguidas pelas secundárias e finalmente as primárias. São geralmente monofásicas (L), seguidas pelas bifásicas (L+V) e trifásicas (L+V+S), Ø de 10 a 78µm, o cristal de saturação é a halita verde clara. São alongadas, em geral irregulares e muitas delas fortemente estiradas, havendo ainda as subarredondadas e subesféricas; F>90%-95%, T_{fg} entre -5.3 e -12.7°C. Razões de ordem técnica impossibilitaram medir as temperaturas de homogeneização das IF 4, assim não foram calculadas as salinidades e densidades através do programa *Flinacor*; para as salinidades foi utilizado o gráfico T_{fg} versus salinidade (% NaCl). As T_{fg} revelaram 8.00 a 17.9% de NaCl, T_{eu} de -13.6 a -21.3°C. As IF tipo 3, sistema H₂O - NaCl - CaCl₂/H₂O - NaCl- FeCl₂ são bifásicas (L+V) seguidas pelas monofásicas com Ø = 8 - 67 µm. São em geral alongadas e irregulares, havendo ainda as tubulares, subesféricas, subarredondadas, prismáticas e triangulares, F>90% e raramente 80%. A T_{fg} variou de -10.4 a -17.9°C e as salinidades de 16.691 a 23.746% de NaCl. As T_{eu} revelaram ampla variação, -37.1 a -72.2°C e de maneira análoga aos demais dados microtermométricos, as IF do tipo 3 mostraram uma larga faixa de temperaturas de aprisionamento (T_h), 132.6°C a 280°C, com densidades de 0.904 a 1.098 g/cm³. Apesar do intervalo restrito de T_{fg} destas inclusões, os eutéticos entre -55 a -69.9°C são compatíveis com o sistema H₂O - NaCl - CaCl₂ cuja T_{eu} está entre -52 e -55°C; já a faixa de 35 a -44.9°C aproxima-se do sistema H₂O-NaCl- FeCl₂. A diferença obtida para o ponto eutético de cerca de 10 a 15°C acima ou abaixo da temperatura padrão, que as enquadra nos sistemas H₂O - NaCl - CaCl₂/ FeCl₂, pode ser atribuída às dificuldades de percepção durante as mudanças de

fase na ocasião dos testes microtermométricos. As IF tipo 4 do sistema $H_2O - LiCl/SrCl$, são encontradas em fragmentos monocristalinos em trilhas pseudosecundárias e primárias, e dispostas ao acaso no cristal. São bifásicas (L+V), subordinadamente monofásicas, subesféricas, subarredondadas, $\varnothing=12-22.5\mu m$ e $F\geq 90\%$. Há ainda as IF irregulares de aspecto rugoso e mais brilhosas que as demais, medem 40 a $70\mu m$ com $F>90\%-95\%$. As IF tipo 4 apresentaram T_{fg} reduzidas, -23.1 e $-31.2^\circ C$; as salinidades foram obtidas graficamente, 24.8 a 26.5% $CaCl_2$, pelo fato de que salinidades correspondentes a valores muito pequenos de T_{fg} ($-21.9^\circ C$), atingem os limites de saturação da halita, 23.2% NaCl e hidrohalita, 26.3% NaCl; não determinadas pelo programa *Flinacor* adaptado para cálculos microtermométricos de IF com salinidades até 23.18% NaCl equivalente a uma temperatura mínima de $T_{fg}=-21.2^\circ C$. As salinidades das IF 4 variaram de 24.9 a 26.5% de $CaCl_2$, valores estes intermediários entre a halita e hidrohalita em % de NaCl; contudo estas IF não apresentaram cristais de saturação. As T_{eu} apresentadas foram de -69.4 a $-80.1^\circ C$, $T_h = 112.5^\circ C$ a $223^\circ C$, e densidades de 1.077 a $1.125 g/cm^3$.

INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS - O diagrama da fig.1 indica que diversos pontos que representam inclusões monofásicas e bifásicas são coincidentes, o que sugere contemporaneidade na atividade hidrotermal. As populações de IF definem uma faixa do eutético com larga distribuição horizontal (IF 4 - IF 2). Enquanto as T_{fgs} se distribuem segundo uma faixa de considerável distribuição vertical (IF 2 - IF 4). As IF 3 apresentam um estreito intervalo de T_{fg} e por esta razão são do mesmo tipo. Confirmam a subdivisão em dois grupos segundo as T_{eu} : o primeiro com -37.1 a $-45.72^\circ C$ possui afinidade com o sistema $H_2O - NaCl - FeCl_2$, e o segundo de eutéticos -58 a $-72.2^\circ C$ com o sistema $H_2O - NaCl - CaCl_2$. A fig. 2 indica que os fluidos aquosos hidrotermais do Príncipe representam extenso intervalo de T_h , (IF 4), sistema $H_2O - LiCl/SrCl$; isto sugere grande variação de temperatura de aprisionamento em um mesmo tipo de fluido, e o mesmo pode ser dito das IF 3, sistema $H_2O - NaCl - CaCl_2/FeCl_2$. Chama atenção o largo intervalo de salinidades dos diferentes grupos de IF representados na figura. Destaca-se a ampla variação de salinidade das IF 3 quando comparadas aos outros dois grupos. A considerável variação de salinidade e as baixas T_h indicam mistura de líquidos bastante salinos (IF 4, sistema $H_2O - LiCl/SrCl$), com outros menos salinos (IF 1, sistema $H_2O - NaCl - KCl$), sugerindo a hipótese de interação com fluidos superficiais. Esta característica pode ser observada ao examinarmos a grande variação vertical de T_h das IF 4 (fig. 2), os altos valores de salinidade das IF 4 próximos da curva de saturação da halita e a grande variabilidade de T_h das IF deste grupo e das IF 3, podem decorrer de fenômenos metaestáveis. As baixas salinidades dos fluidos dos sistemas $H_2O - NaCl - KCl$ e $H_2O - NaCl$ indicam que pouco interagiram com as encaixantes miloníticas e faz supor que houve interação com fluidos meteóricos superficiais

menos salinos. O que deve representar os últimos estágios da atividade hidrotermal responsável pelas mineralizações auríferas do Príncipe.

CONCLUSÕES – 1) As zonas de cisalhamento (ZC) serviram de conduto para a circulação dos fluidos hidrotermais, que além de responsáveis pela milonitização dos tonalitos encaixantes formaram os corpos de minério. 2) Os eventos de deformação/metamorfismo tiveram continuidade através das reativações dos movimentos transcorrentes e hidrotermalismo. Assim o bandamento e laminação observados nas porções externas de muitos veios seriam consequência destas reativações. 3) O sistema hidrotermal que afetou as ZC em que se encaixam os veios mineralizados seria reativado na ocasião da intrusão do Granito Príncipe, e trazido consigo os fluidos aquosos de baixas temperaturas (112.5 a 223°C) e altas salinidades (24.8 - 26.5% de CaCl_2) do sistema $\text{H}_2\text{O} - \text{LiCl}/\text{SrCl}$. 4) As mineralizações de ouro do Príncipe (487 ± 20 MA, método Rb-Sr em biotitas), se enquadram na classificação de Groves *et al* (1998) como depósitos orogênicos do tipo *lode* “epizonais”, gerados sob temperaturas de 150-300 °C, a profundidades crustais de até 6 Km. 5) A ausência de fluidos carbônicos/aquocarbônicos (comuns em depósitos desta natureza) seria causada pela migração de líquidos dos níveis mais profundos da crosta para os mais rasos, com a conseqüente dissociação das soluções aquocarbônicas e o aproveitamento do CO_2 na formação de carbonatos.

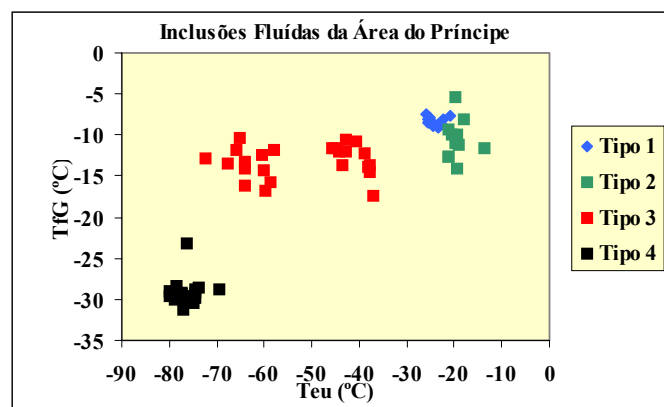


Fig. 1 – Diagrama da temperatura do eutético (T_{eu}) x temperatura de fusão do gelo (T_{fg}).

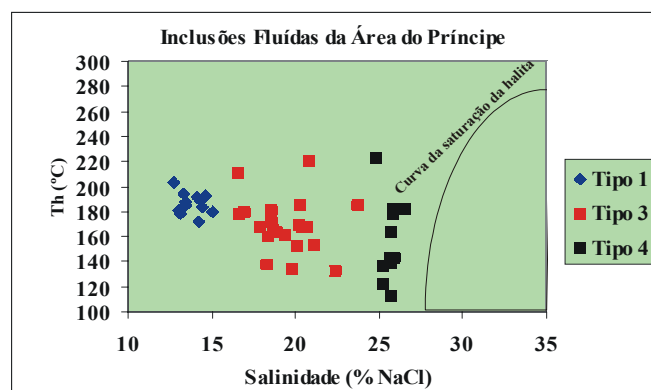


Fig. 2 – Diagrama de salinidade (%NaCl) x temperatura de homogeneização (T_h)

Referências Bibliográficas

- Fuck R. A., Pimentel M. M., Silva L. D. 1994. Compartimentação Tectônica da Porção Oriental da Província Tocantins. In: Cong. Bras. Geol., 38, Camboriú - SC. *Resumos Expandidos*, 1: 215-216
- Grazziotin H. F. 2003. *Geologia e Mineralizações de Ouro Área do Príncipe – TO*. Belém – Universidade Federal do Pará – UFPA. Centro de Geociências 102 p. (Dissertação de Mestrado).
- 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

INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA NOS DISTRITOS MINEIROS DO PARÁ

Carvalho, J. M. A.; Viglio, E. P.; Rezende, N. G. A. M.; Rosa-Costa, L. T.; Klein, E. L.; Vasquez, M. L.; Barbosa, J. P. O.; Macambira, E. M. B. e Araújo, O. J. B.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil – Av. Dr. Freitas, 3645 – 66095-110 – Belém – Pará
e-mail: geremi@cprm-be.gov.br

RESUMO. Este trabalho, em execução pela CPRM-Belém, mostra as regiões que contêm mineralizações conhecidas no Estado do Pará, às quais atribui-se o *status* de Distrito Mineiro, sem conotação de subdivisão de Província Metalogenética, nem de explotabilidade. Foram delimitados 16 distritos mineiros, sobretudo em função da concentração dos jazimentos minerais e, normalmente, do contexto geológico. Para cada distrito é apresentado um mapa geológico contendo os símbolos dos *status* das mineralizações. São descritas as principais características das unidades estratigráficas e abordados os relevantes aspectos dos recursos minerais. Em síntese, a relação dos distritos mineiros, com as substâncias minerais que formam seus principais jazimentos, são: Carajás (Cu-Au, Fe, Mn), Rio Maria (Au), Inajá (Au), São Félix do Xingu (Ni, Sn), Iriri-Curuá (Au), Três Palmeiras (Au), Tapajós (Au), Almeirim-Ititinga (Al, Au), Itaituba (calcário, gipsita, halita), Placas-Uruará (calcário), Monte Alegre (calcário, P-Ti), Trombetas (Al), Paragominas (Al, caulim), NE do Pará (calcário, argila), Gurupi (Au, P, argila) e Faixa Araguaia (cristal de rocha). Neste resumo não estão consideradas áreas potenciais.

DISTRITOS MINEIROS. Partindo-se de sugestão preliminar do DNPM para o Programa de Distritos Mineiros do Brasil, foram delimitados diversos distritos mineiros no Estado do Pará (Fig. 01). O contexto geológico e a concentração de jazimentos minerais foram os critérios utilizados para esta demarcação não implicando, necessariamente, em conotações de Província Metalogenética, nem de explotabilidade, uma vez que são reunidas mineralizações de épocas tectono-metalogenéticas distintas, definidas como minas, depósitos e ocorrências minerais essencialmente primárias.

GEOLOGIA Foram reunidos dados e informações geológicas da maioria dos trabalhos disponíveis executados na região de cada distrito mineiro. Todos os dados e informações foram sistematizados, padronizados e apresentados para cada um dos distritos mineiros. Na tabela 01 relacionam-se os distritos mineiros com domínios geológicos identificados, as unidades estratigráficas associadas às principais mineralizações, além de proposta de classificação tipológica desses jazimentos.

RECURSOS MINERAIS ESTIMADOS. Foram reunidos dados do Anuário Mineral Brasileiro 2001, de relatórios de pesquisa do DNPM, de relatórios da CPRM, de publicações diversas e de algumas informações verbais, para se chegar aos números apresentados nas tabelas 02 e 03, com indicação das principais substâncias minerais que ocorrem no estado e os recursos minerais com as quantidades de minério por Distrito Mineiro.

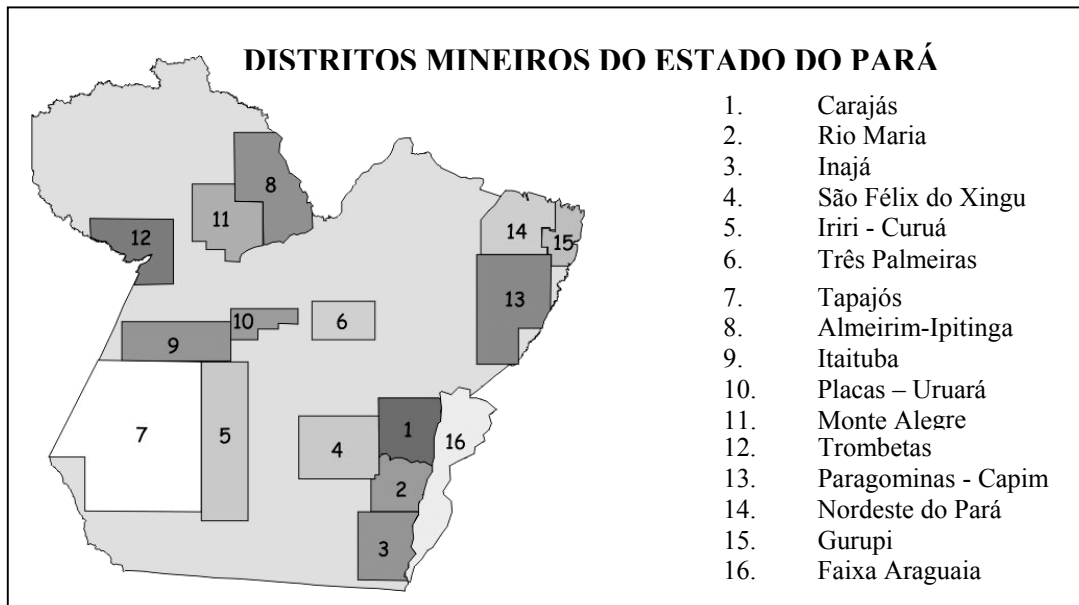


Fig. 01: Localização dos Distritos Mineiros.

Distrito Mineiro	Domínio Geológico	Substância	Unidades relacionadas às mineralizações	Tipologia
Carajás	Cinturão Itacaitunas	Mn	Formação Águas Claras	Marinho-singênico (margem de bacia anóxica)
	ou Bloco Carajás	Fe Cu-Au	Grupo Buritirama Formação Carajás Grupo Igarapé Salobo Igarapé Bahia Grupo Grão Pará / granitóides (Sossego, Cristalino)	Sedimentar / Supergênico Vulcano-sedimentar Tipo <i>Olympic Dam</i> (+ profundo) ou Fe-Ox – (Cu-Au-U-ETR) Tipo Fe-Ox – (Cu-Au-U-ETR) Tipo Fe-Ox – (Cu-Au-U-ETR) / <i>stockwork</i> associado a granito Vulcanogênico Proximal Tipo <i>Carlin</i> (assoc. à intrusão / <i>trap</i> químico) Supergênico
Rio Maria	Terreno granito-greenstone	Cu-Au-Zn Au-Pd Ni	Grupo Gradais / Granodiorito Cumaru	Tipo <i>lode</i> e <i>lode</i> -porfírico
Inajá	Terreno granito-greenstone	Au	Grupo Inajá	Tipo <i>lode</i>
São Félix do Xingu	Cinturão Itacaitunas	Ni	Suíte Intrusiva Catete	Supergênico
Iriá-Curuá	Vulcano-plutonismo	Sn	Granitos anorogênicos	Greisenização
Três Palmeiras	RNC (retrabalhada?)	Au	Granitóides proterozóicos / rochas metassedimentares	Periférico filoneano
Tapajós	Orógeno Tapajós	Au	Grupo Três Palmeiras	Filoneano
Almeirim – Ipitanga	Bacia do Amazonas	Au	Complexo Cuiú-Cuiú; Grupos Jacareacanga e Iriá; Suítes Intrusivas Creporizão, Parauari e Maloquinha; plutônicas máficas.	Depósitos orogênicos e relacionados a intrusões.
Itaituba	Bacia do Amazonas	Al	Formação Alter do Chão	Sedimentar / Supergênico
Piçarrá	Bacia do Amazonas	Au	Seqüências Fazendinha e Treze de Maio	Tipo <i>lode</i>
Monte Alegre	Bacia do Amazonas	ca	Grupo Ipitanga.	Tipo <i>lode</i> e vulcanogênico (?)
Trombetas	Bacia do Amazonas	gp - ha	Formação Itaituba	Sedimentar químico
Paragominas - Capim	Bacia do Grajaú e Marajó	ca	Formação Nova Olinda	Sedimentar evaporítico
Nordeste do Pará	Bacias Bragança-Viscu / Marajó	P-Ti	Formação Itaituba	Sedimentar químico
Gurupi	Cinturão Gurupi	Al	Complexo Alcalino-carbonatítico Maicuru	Sedimentar químico
Faixa Araguaia	Cinturão Araguaia	Al	Formação Alter do Chão	Sedimentar / Supergênico
		cm	Formação Ipixuna e Grupo Itapecuru	Sedimentar / Supergênico
		ca	Formação Ipixuna	Sedimentar / Supergênico
		ag	Formação Pirabas	Sedimentar químico
		Au	Aluviões	Sedimentar
		ag	Formação Rio Piritoró	Tipo <i>lode</i>
		cr	Formação Pirá	Sedimentar
			Formação Couto Magalhães	Orogênico / filoneano

Tabela 01: Tipologia e Geologia dos Distritos Mineiros do Pará

Obs.: abreviações utilizadas: RNC = Região Norte da Província Mineral de Carajás; ca = calcário, gp = gipsita, ha = halita, cm = caulim, ag = argila, cr = cristal de rocha

Distritos	Carajás		Rio Maria		Inajá		S. Félix do Xingu		Iriri-Curuá		Três Palmeiras		Tapajós		Almeirim - Ipitanga	
	t de Minério	Teor	t de Minério	Teor	t de Minério	Teor	t de Minério	Teor	t de Minério	Teor	t de Minério	Teor	t de Minério	Teor	t de Minério	Teor
Substância																
Ouro (g / t)	1185 x 10 ⁶	57,00	3,104 x 10 ⁶	9,36					627,71	6,64	1,712 x 10 ⁶	8,69				
Cobre (% Cu)	2214 x 10 ⁶	1,06														
Zinco (% Zn)	8,6 x 10 ⁶	1,00														
Níquel (% Ni)	44 x 10 ⁶	1,50					121,2 x 10 ⁶ *	1,63								
Cromo (% Cr)																
Ferro (% Fe)	13736 x 10 ⁶	66,16					369 x 10 ⁶	63,41								2360 x 10 ⁶ *
Manganês (% Mn)	31,864 x 10 ⁶	38,51														
Estanho (% Sn)							81 X 10 ⁶	0,042								
Wolfrâmio (% WO ₃)			508300	1,01												
Bauxita (% Al ₂ O ₃)	48,9 x 10 ⁶	31,00														86,53 x 10 ⁶
Calcário (% CaO)					400.000*	30										
Ocorrências	Ag - Mo, Cr, Pd	Pb - Zn, Sn	Pb - Zn, Sn	cv	U, es, at, am	30	Pt, Pb, W, tz		Sn		Mo, Sn					Au - Cu - Ag, Ti
Garimpos	At				Au		Au									Au, Sn

Distritos	Itaituba		Placas-Uruará		Monte Alegre		Trombetas		Paragominas-Capim		NE do Pará		Gurupi		Faixa Araguaia	
	t de Minério	Teor	t de Minério	Teor	t de Minério	Teor	t de Minério	Teor	t de Minério	Teor	t de Minério	Teor	t de Minério	Teor	t de Minério	Teor
Substância																
Ouro (g / t)																
Níquel (% Ni)																
Cromo (% Cr)																
Fosfato (% P ₂ O ₅)					200 x 10 ⁶ *	15										
Titânio (% TiO ₂)					5000 x 10 ⁶ *	20										
Bauxita (% Al ₂ O ₃)							1804 x 10 ⁶	50,50	1834 X 10 ⁶ *	46,39						
Caulim									161,276 X 10 ⁶							
Calcário (% CaO)	2355 x 10 ⁶		1734 x 10 ⁶ *	50,4	10,7 x 10 ⁶							181,756 X 10 ⁶	39 - 45			
Gipsita	633 x 10 ⁶															
Halita (% NaCl)	123 x 10 ⁶	98														
Argila																
Nefelina																
Ocorrências	di				U - Mo - TR											ca, P
Garimpos					Pb - Zn - Ba											cr

Tabela 02: Reservas Minerais por Distrito Mineiro

Obs. 1: di = diamante, es = esmeralda, tz = topázio, at = ametista, cr = cristal de rocha, am = amianto, ca = calcário, P = fosfato e cv = carvão.

Obs. 2: Os números referem-se à reserva medida, com exceção dos seguidos por *, relacionados a reservas estimadas, inferidas ou totais.

Fontes: Anuário Mineral Brasileiro, Relatórios de Pesquisa do DNPM, Relatórios da CPRM, Publicações e diversas e informações verbais.

Tabela 03: Recursos Minerais do Estado do Pará

Substância	Minério (10 ⁶ t)	Teor ponderad o	Substância contida (t)	Distritos
Ouro (g/t)	1.197,00	0,62	742,31	Iriti-Curuá, Três Palmeiras, Carajás, Rio Maria e Gurupi
Cobre (% Cu)	2.214,00	1,06	23.468.400,00	Carajás
Zinco (% Zn)	8,60	1,00	86.000,00	Carajás
Níquel (% Ni)	175,87	1,58	2.777.524,20	Carajás, S.Félix do Xingu, Faixa Araguaia
Cromo (% Cr)	0,02	21,52	430,40	Faixa Araguaia
Ferro (% Fe)	16.465,00	64,31	10.589.984.500,00	Almeirim, Carajás, São Félix do Xingu
Manganês (% Mn)	31,86	38,51	12.270.826,40	Carajás
Estanho (% Sn)	81,00	0,04	34.731,00	São Félix do Xingu
Wolfrâmio (%WO ₃)	0,51	1,01	5.133,83	Rio Maria
Fosfato (% P ₂ O ₅)	206,60	15,01	31.029.000,00	Monte Alegre, NE do Pará e Gurupi
Titânio (% TiO ₂)	5000,00	20,00	1.000.000,00	Monte Alegre
Bauxita (% Al ₂ O ₃)	3766,43	48,43	1.824.257.820,00	Almeirim, Trombetas, Carajás e Paragominas
Caulim	161,27			Paragominas – Capim
Calcário	4281,56			Monte Alegre, Uruará, Itaituba, Inajá e NE do Pará
Gipsita	633,00			Itaituba
Halita	123,00			Itaituba
Argila	91,43			NE do Pará e Gurupi
Nefelina	13,25			NE do Pará

MINERALIZAÇÃO AURÍFERA NO GARIMPO FAZENDA PISON, TAPAJÓS/AM**¹Larizzatti J.H., ²Oliveira S.M.B.**

¹Serviço Geológico do Brasil – CPRM. Av. Pasteur, 404 – Urca, 22290-240 – Rio de Janeiro, RJ (joao@rj.cprm.gov.br); ²Instituto de Geociências – USP. Rua do Lago, 562 – Cidade Universitária, 05508-080 – São Paulo, SP (soniaoli@usp.br)

ABSTRACT Gold mineralisation at Fazenda Pison is composed of sheeted quartz veins hosted by granophyric rocks that cut rhyolitic rocks; a feldspathic stockwork zone is also present. Veins and hydrothermal envelope are controlled by a N20E brittle shear zone and are characterized by (1) gold-rich central zone (quartz, white mica, epidote, pyrite (chalcopyrite), hematite and magnetite); (2) intermediate zone (quartz, white mica, epidote, fluorite and magnetite), and (3) distal zone (quartz, white mica, chlorite, magnetite). Gold occurs as free metal or is included in pyrite (sometimes together with Bi). Gold grades vary from 0,52 to 5,23 ppm. Gold composition ranges from 68% Au/32% Ag to 94%Au/6%Ag; copper is also present, specially in grains recovered from the stockwork zone. Gold is related to intrusion.

INTRODUÇÃO Nos últimos anos vários trabalhos enfocando as mineralizações primárias na área foram realizados (por exemplo, Faraco *et al.* 1996; Robert 1996; Santos *et al.* 2001). Dentre os modelos de mineralização propostos pode-se destacar depósitos: (1) ligados a zonas de cisalhamento; (2) em veios de quartzo; (3) disseminados; (4) em zonas de *stockwork*; (5) orogênicos; e (6) relacionados a intrusões. O depósito na Fazenda Pison se enquadra nesse último (Larizzatti 2002)

No presente trabalho são apresentados dados e resultados referentes ao garimpo Fazenda Pison, localizado na bacia do rio Parauari. Estes podem ser consultados em maior detalhe em Larizzatti (2002).

MATERIAIS E MÉTODOS Neste estudo foram utilizadas amostras coletadas em duas trincheiras escavadas sobre os veios mineralizados, e amostras coletadas em um furo de sondagem. As amostras foram estudadas no microscópio petrográfico de luz refletida e transmitida e no microscópio eletrônico de varredura (MEV). A mineralogia da alteração hidrotermal também foi estudada através da DRX. A composição dos sulfetos presentes foi obtida através de análises pontuais e mapeamentos MEV/EDS. Partículas de ouro tiveram sua composição determinada através de análises por microsonda eletrônica.

RESULTADOS Na área afloram rochas vulcânicas ácidas do Grupo Iriri, algumas bastante magnéticas, e rochas intrusivas da Suíte Intrusiva Maloquinha (SIM), ambas pertencentes ao Supergrupo Uatumã. As rochas vulcânicas ocorrem na forma de derrames com alguma contribuição piroclástica. Segundo RTDM (1995) ocorrem na área, além das rochas já mencionadas, diques e *sills* de diabásio (Suíte Crepori) (Fig.1). Latossolos residuais, crostas lateríticas e aluviões recentes recobrem essas rochas.

A rocha hospedeira da mineralização é um granófiro muito fino intrudido numa seqüência de derrames e tufos ácidos. Estruturas de caráter rúptil controlam a mineralização, incluindo falhas, fraturas e zonas de *stockwork* com vênulas feldspáticas. A zona mineralizada consiste de uma faixa com cerca de 30 m de espessura e 100 m de comprimento, composta por veios de quartzo milimétricos a centimétricos de direção N20E e mergulho subvertical (*sheeted quartz veins*). Falhas tardias de direção NEE deslocam os veios com rejeito sinistral.

O envelope de alteração hidrotermal, com espessura de aproximadamente 30 m, é tabular e segue o formato da estrutura hospedeira. Notou-se uma variação lateral na mineralogia a partir dos veios: zona central rica em Au, contendo quartzo, mica branca, epidoto, pirita (calcopirita), hematita e magnetita; zona intermediária pobre em Au, contendo quartzo, mica branca, epidoto, fluorita e magnetita; e zona distal pobre em Au, contendo quartzo, mica branca, clorita e magnetita.

Os teores em ouro variam entre 0,52 e 5,23 ppm ao longo da zona mineralizada. A composição das partículas de ouro varia entre 68% Au/32% Ag e 94% Au e 6% Ag; o cobre também foi encontrado nas partículas, notadamente naquelas recuperadas no minério; no saprolito as partículas mais ricas em Cu são provenientes da zona de *stockwork*. O ouro na forma livre, associado a bismuto ou incluso na pirita está concentrado nos veios de quartzo ou na rocha encaixante junto a eles (Figs. 2a, b, c).

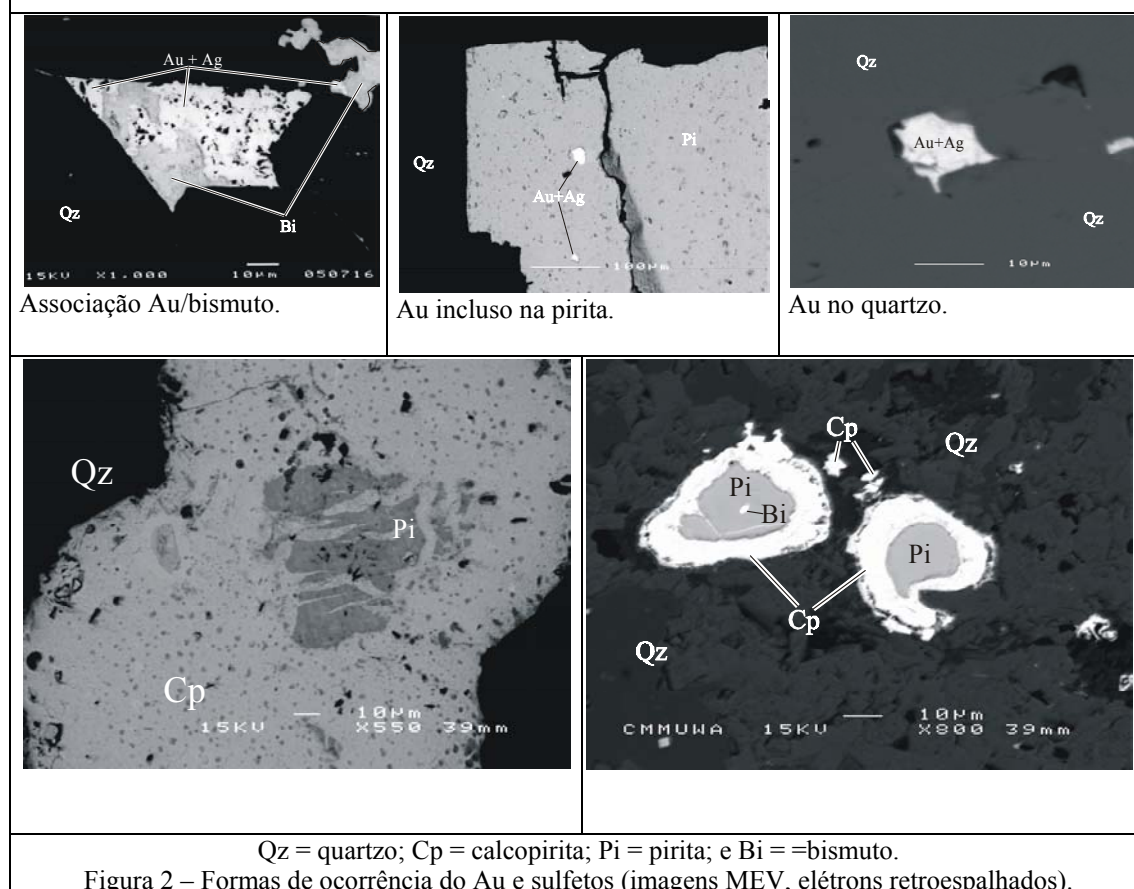
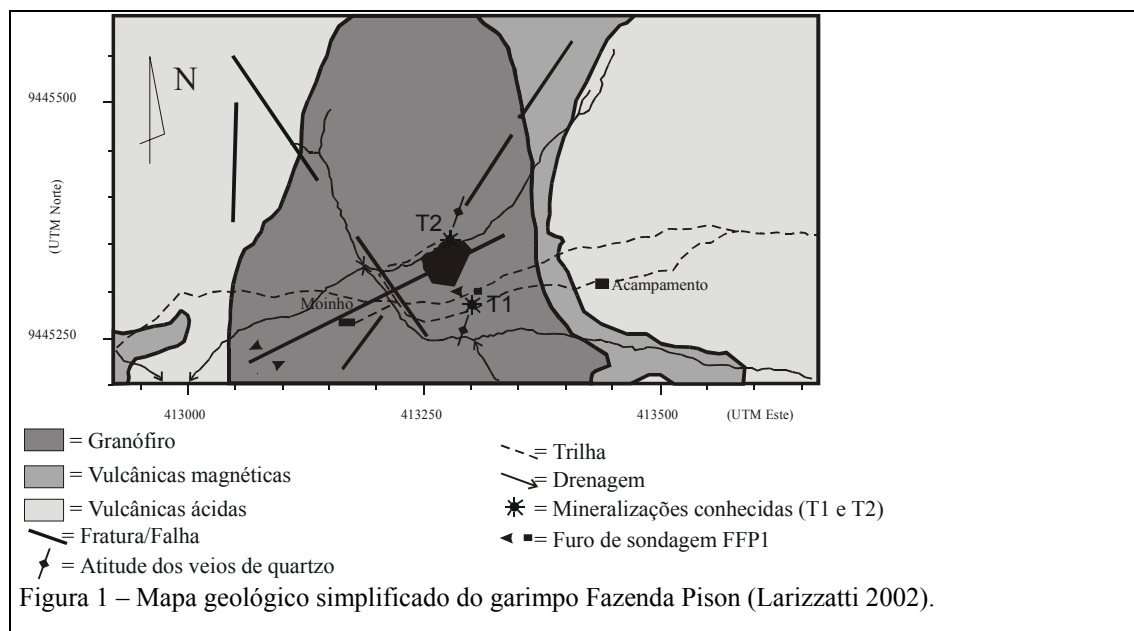
CONCLUSÕES A mineralização aurífera encontrada no garimpo Fazenda Pison está hospedada em rochas intrusivas que cortam uma seqüência de rochas vulcânicas, todas de caráter ácido e idade paleoproterozóica. É controlada por uma zona de cisalhamento rúptil de direção N20E e mergulho subvertical; falhas tardias escalonam os veios mineralizados. A presença do feixe de veios de quartzo e de uma zona de *stockwork* rica em feldspatos somada à presença de partículas de ouro de composição distinta em cada uma dessas fases indica a ocorrência de mais de um pulso hidrotermal na área. A faixa de alteração hidrotermal pode ser dividida em distal, intermediária e central, sendo esta a mais rica e caracterizada por quartzo, mica branca, epidoto, pirita (calcopirita), hematita e magnetita. O ouro encontra-se livre, preenchendo espaços entre os grãos de quartzo dos veios e da rocha hospedeira, e incluso na pirita; podendo estar associado ao bismuto.

Referências

- Faraco, M.T.L., Carvalho, J.M. de A., Klein, E.L. (1996) Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós, escala 1:500.000, Nota Explicativa, CPRM, Superintendência Regional de Belém, 13p.
- Larizzatti, J.H. 2002. *Ouro e elementos indicadores no regolito do garimpo Fazenda Pison – Processos de dispersão e implicações para prospecção*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 204p.

Robert, F. (1996) Tapajós Gold Project, Pará State, Brazil. Canadian Geological Survey. Mission Report, CIDA Project 204/13886, Canada-Brazil cooperation project for sustainable development in the mineral sector. 35p.

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**, 278-299.



DIAMANTE, OURO E TEXTURAS METAMÓRFICAS NA SERRA DO TEPEQUÉM-RR

^{1,1}Luzardo, R., ^{1,2}Oliveira, M. A., ^{2,3}Milliotti, C. A., ^{3,4}Monteiro, M. A. S., ⁴Figueiredo, C.
¹CPRM-Manaus, ¹rene@ma.cprm.gov.br, ²oliveira@ma.cprm.gov.br., ²UFAM, ³milliotti@ufam.educ.br e
³CPRM-Salvador, ⁴marcos@sa.cprm.gov.br. ⁴Assoc. dos Garimp. de RR

INTRODUÇÃO. A serra do Tepequém, famosa pela ocorrência de ouro e principalmente de diamante, está localizada na região centro norte do Estado de Roraima (Fig. 1). Foi considerada por diversos autores (Santos & D'Antona, 1984; Borges & D'Antona 1988; Fernandes Filho 1990; Fraga *et al.*, 1994) como um morro testemunho remanescente da Formação Arai, unidade basal do Supergrupo Roraima de idade Paleoproterozóica (Santos *et al.* 2000). Esta unidade, originalmente proposta por Bouman (1959) como membro Arai foi elevada à categoria de formação por Santos & D'Antona, (1984), descrita como composta por conglomerados, arenitos, siltitos, argilitos e níveis de rochas piroclásticas e subdividida nos membros Paiva, Funil e Cabo Sobral. PLGB/CPRM (1999) propôs a denominação Formação Tepequém, mantendo a mesma subdivisão em membros. Barbosa & Andrade Ramos (1959) consideraram esta sucessão de rochas sedimentares como francamente metamórfica, separaram-na da então chamada Formação Roraima e a correlacionaram à Formação Kaieteur, descrita na Guiana por Mc Connell (1958).

Neste artigo são apresentadas evidências estruturais e texturais que demonstram que a Serra do Tepequém constitui uma sinclinal suspensa, remanescente de uma seqüência de rochas metamórficas (metavulcânicas e metassedimentares) de baixo grau, resultante da atuação de metamorfismo regional orogênico ou dínamo-termal.

GEOLOGIA LOCAL. A Serra do Tepequém constitui uma mega sinclinal aberta (Foto 1) com cerca de 6 km de comprimento. Apresenta eixo sub-horizontal segundo a direção N 70° E (Figura 2), ora com suave caimento para SW, ora para NE. O plano axial é sub-vertical, geralmente com atitude N 70° E; 80° NW e os flancos, em geral, apresentam mergulhos das camadas em torno de 35 a 40 graus. Dobras menores ou parasíticas, cujos comprimentos de onda variam de centenas de metros ao centímetro, são freqüentes. Paralelamente aos planos axiais destas dobras ocorre uma foliação (S₁) do tipo clivagem ardosiana. Em amostras-de-mão é representada por uma superfície de partição com brilho lustroso e, ao microscópio, pela orientação preferencial de diminutas lamelas de mica

branca (Fotomicrografia 1) e pelo achatamento de grãos de quartzo. Lineações (L_1), como seixos alongados e manchas elípticas, ocorrem segundo o eixo das dobras. Veios de quartzo e hematita (especularita) são frequentemente observados. Também é comum a ocorrência de concentrações de pirofilita. O pacote de rochas, com cerca de 500 metros de espessura aflorante, é composto por camadas intercaladas de metaquartzo arenitos, metapelitos (ardósias vermelhas), metaconglomerados e raros metatufos e metajaspilito. Predominam amplamente as camadas de metaquartzo arenito e meta conglomerado que ocorrem praticamente indeformados, preservando ainda a textura clástica original e as estruturas sedimentares primárias como estratificação cruzada acanalada e estratificação plano-paralela. Os metaconglomerados, portadores de diamantes e ouro, contêm seixos arredondados de quartzo leitoso, rochas metavulcânicas ácidas e metajaspilitos. A base do pacote, aflorante no sopé da serra, é formada por rochas metavulcânicas do Grupo Surumu, cuja idade U-Pb em zircão, obtida por Schobbenhaus et al. (1994), é de 1962 ± 42 Ma. Infere-se uma discordância erosiva entre Grupo Surumu e as rochas metassedimentares da Formação Tepequém, visto que são observados seixos de rochas da primeira unidade nos conglomerados sobrejacentes.

Este conjunto de elementos estruturais como dobras, foliações e lineações associadas à presença de texturas e minerais metamórficos evidenciam a atuação de metamorfismo regional orogênico sobre essa sucessão de rochas metassedimentares de baixo grau até então, consideradas como, no máximo, anquimetamórficas.

DISCUSSÃO. A identificação de texturas e estruturas geradas por metamorfismo regional orogênico em rochas consideradas como correlacionáveis ao Supergrupo Roraima implica:

- Na existência de um evento metamórfico regional orogênico com idade máxima de 1,962 Ga (idade máxima da cristalização das rochas vulcânicas do Grupo Surumu).
- Na existência de uma discordância entre o pacote dobrado de rochas metassedimentares da Formação Tepequém e as rochas sedimentares do Supergrupo Roraima.
- Em uma revisão geológica nas “chamadas ocorrências isoladas do Supergrupo Roraima” como Serra Pico da Neblina, Serra Araçá e Serra do Padre.

- Na geração de novos modelos metalogenéticos que levam em consideração o efeito de remobilizações metamórficas, para o ouro, e um ambiente de instabilidade tectônica (como por exemplo, faixa móvel) para os diamantes.

AGRADECIMENTOS. À Associação dos Garimpeiros de Roraima, na pessoa de Fátima Neves, pelo apoio logístico e a Dra. Adriana Horbe (UFAM), pela utilização de equipamentos de laboratório.

BIBLIOGRAFIA

- Barbosa, O. & Andrade Ramos, J. R. de – Território do Rio Branco, aspectos principais da geomorfologia, da geologia e das possibilidades minerais de sua zona setentrional. B. da Div. Geol. Mineral. Rio de Janeiro, (196): 1-49, 1959.
- Borges, F.R. & D'Antona, R. de J.G. 1988. – Geologia e mineralizações da Serra Tepequém. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, 1988. Anais... Belém, PA, SBG, v. 1, p. 155-163. Bouman, Q.C. – Geology of the rio Uatumã, rio Abacate and surrounding areas.
- Bouman, Q.C. –The Roraima Formation, northern of Território do Rio Branco. Belém: Petrobras-Renor, 1959. 17 p. (Relatório Técnico Interno 350-A).
- Fernandes Filho, L. A. 1990 –Estratigrafia da Serra do Tepequém. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, 1990. Anais... Natal,RN, SBG, v.1, p. 199-210.
- Fraga, L.M.B.; Reis, N.J.; Pinheiro, S. da S. 1994. – Serra Tepequém: uma estrutura relacionada à inversão da Bacia Roraima, Estado de Roraima. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camburiú. Anais...Camburiú: SBG, v. 2, p.294-295.
- Mc Connell, R.B. – Provisional Stratigraphical Table for British Guiana. Geol. Surv. of Br. Guiana, Ann. Rep. 1957, Georgetown, 1958, Appendix I, p. 35-53.
- Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central. Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1: 500.000. Estado do Amazonas. –Brasília; CPRM,1999.
- Schobbenhaus, C.; Hoppe, A.; Lork, A.; Boumann, A. Idade U-Pb do magmatismo Uatumã no norte do Craton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil): primeiros resultados. **In:** Congresso Brasileiro de Geologia, 38., 1994, Camburiú, Anais...Camboriú: SBG, 1994. v.2, p. 395-397.
- Santos, J.O.S. & D'Antona, R. de J.G.1984 - A Formação Arai e a subdivisão do Grupo Roraima. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33 RJ. 1984 Anais...Rio de Janeiro, SBG, 1984, pp 1162-1174.
- Santos, J.O.S., Reis, N.J., Hartmann, L.A. & McNaughton, N.J., 2000 , Age of the Roraima Group and Roraima-like sequences in the Northern Amazon Craton. 31 International Geological Congress, 2000, CD.

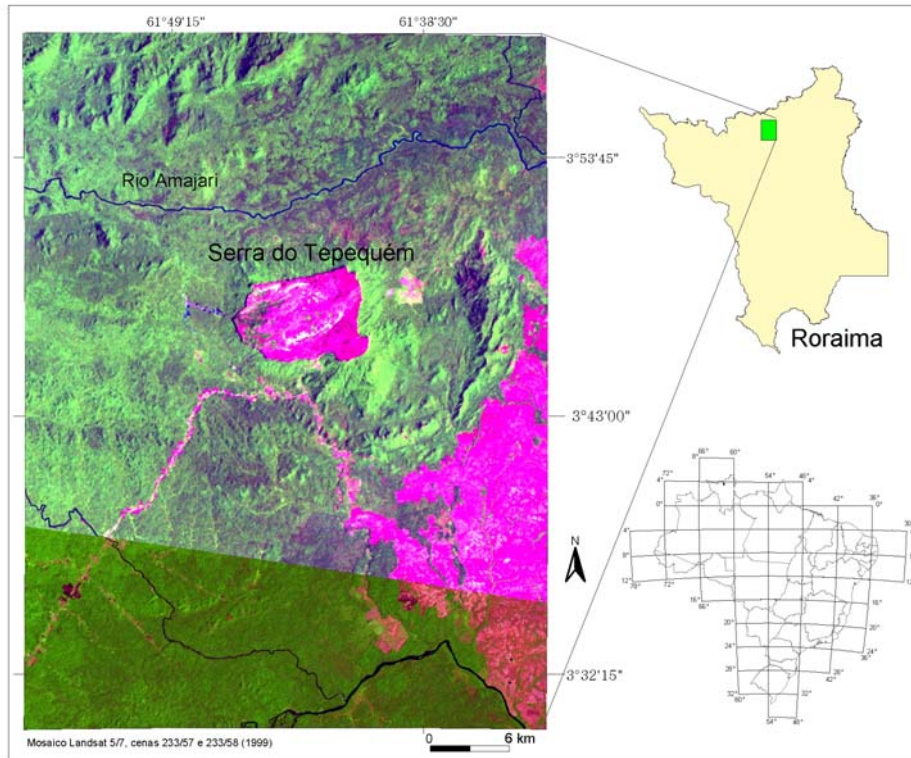


Figura 01: Localização da Serra do Tepequém. (Mosaico de imagens do Landsat 5 e 07/ 1999)

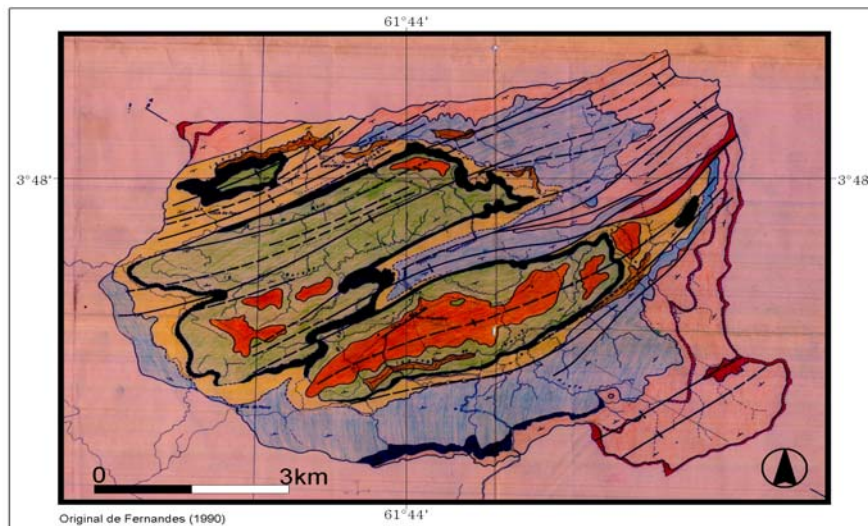
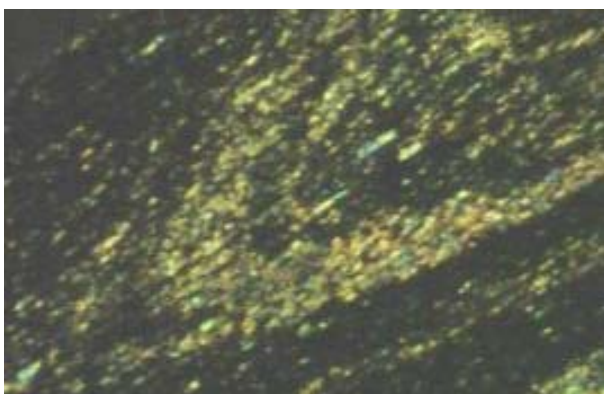


Figura 2: Mapa geológico da Serra do Tepequém. Descritas da base para o topo: metaconglomerado (vermelho), metaquartzo arenito (rosa), metapelitos/ardósia (azul escuro), metaquartzo arenito fino e metapelitos (azul), metaquartzo arenito fino a grosso (amarelo), metaconglomerado e metaquartzo arenito (preto), metaquartzo arenito ferruginoso (verde), coberturas lateríticas (laranja) e aluviões recentes (marrom). Modificado de Fernandes Filho (1990).



Foto 1: Vista panorâmica da Serra do Tepequém (ao fundo, rumo norte). Notar o suave mergulho dos flancos da sinclinal suspensa.



Fotomicrografia 1: Microdobra similar com foliação plano axial definida pela alinhamento de sericita (subindo da esquerda para a direita). Luz polarizada. Aumento de 20 X.

DEPÓSITOS DE HIDROCARBONETOS ASSOCIADOS A ESTRUTURAS DE IMPACTO CONFIRMADAS.

Marcello, E. P.

Instituto Geológico, Secretaria do Meio Ambiente, São Paulo

ABSTRACT. A research with data's update about the relation between confirmed impact structures and hydrocarbon fields showed a trend of increase in percent of the confirmed impact structures that hold those fields, when the non confirmed impact structures becomes confirmed, in petroliferous áreas of North América. Since 1998 until 2003 the confirmed and producing impact structures passed 53% to 63%.

INTRODUÇÃO. Neste trabalho denominamos estruturas de impacto de meteorito “confirmadas” às estruturas que, além das morfologias características, foi pesquisada petrograficamente e ficou constatado que suas rochas apresentam efeitos de metamorfismo de choque a saber, “shatter cones”, feições de deformação planares, minerais polimorfos da sílica originados por impacto como coesita e stishovita, brechas de impacto e outros. O interesse pelas crateras de impacto de meteoritos tem aumentado no mundo incentivado por motivos tanto científico-estratégico, como econômico. O primeiro motivo, reside no fato de que estas estruturas constituem uma prova da ocorrência de eventos de impacto de meteoritos de grande porte sobre a Terra, e aos quais são associados desastres ambientais algumas vezes de dimensões globais. A identificação e a datação de uma quantidade suficiente destas estruturas permitirá que se conclua sobre a ocorrência ou não de eventos cíclicos de impactos. Estes estudos associados às pesquisas e mapeamentos de asteróides com diâmetros mínimos de 1 Km, potenciais causadores de desastres globais na Terra (Programa NEOs-Near Earth Objects da NASA, EUA) com certeza, possibilitarão providências defensivas a tempo de tentar minimizar ou mesmo evitar a ocorrência de impactos de meteoritos de grande porte. O motivo do atual trabalho é de reiterar a importância econômica destas estruturas e lembrar sobre o pouco que tem sido realizado no País com relação ao tema. Existem registros de 8 crateras de impacto no Brasil, 4 confirmadas e 4 não confirmadas, mas não existem registros sobre eventuais jazidas de minérios ou hidrocarbonetos em nenhuma delas.

HISTÓRICO. A relação de estruturas circulares com jazidas de hidrocarbonetos começou a ser estudada em 1949, com a descoberta de campos de gás situados na estrutura circular Avak, em Point Barrow no Alasca. Em 1972 ocorreu a descoberta de lençóis de petróleo na cratera Red Wing Creek, Estado de Dakota do Norte, E.U.A. Havia na época, várias hipóteses sobre a origem destas estruturas circulares, mas só mais tarde após estudos petrográficos de caracterização de impactos,

com utilização dos parâmetros já mencionados, as estruturas Red Wing Creek (Parson, E.S. et al, 1975) e Avak (Kirschner, C.E et al, 1992) foram confirmadas como crateras de impacto.

FORMAÇÃO DAS ESTRUTURAS DE IMPACTO. Asteróides, principalmente do chamado “cinturão de asteróides” situado entre os planetas Marte e Júpiter podem ter suas órbitas alteradas por choques entre si e por atração daqueles planetas. As novas órbitas adquiridas devido aos choques, podem cruzar com a órbita da Terra, e os asteróides podem vir a colidir com a mesma. Também os cometas embora mais raros, podem se chocar com a Terra ou qualquer outro planeta do sistema solar. Dependendo de fatores como a massa e a velocidade de deslocamento dos corpos, chamados meteoritos quando atingem a Terra, pode ocorrer a formação de enormes crateras, com dimensões de 10 a 20 vezes o tamanho do meteorito que a produziu. Com a explosão causada pelo impacto, uma quantidade gigantesca de energia cinética é liberada em poucos segundos, a qual pode ser calculada pela fórmula $E=1/2 mv^2$, sendo “m” a massa do meteorito e “v” sua velocidade no momento de impacto, que varia entre 12.000 e 50.000 Km por segundo. Em poucos segundos forma-se a cratera com a ocorrência de estilhaçamento e pulverização das rochas no contacto do meteorito com a Terra e fraturamento das rochas abaixo da cratera, podendo atingir quilômetros de profundidade. As rochas laterais ao impacto são dobradas, falhadas e fraturadas. O estilhaçamento produz uma chuva de fragmentos de rochas que caem dentro e fora da cratera indo constituir as brechas de impacto. A repentina explosão que ocorre com o impacto de um meteorito de grande porte produz, nas proximidades do impacto, pressões da ordem de 100-400 GPa e temperaturas médias da ordem de 10.000 °C. A grandeza destes eventos pode ser avaliado sabendo-se que nos eventos naturais produtores de metamorfismos regional e de contacto que ocorrem a profundidades de 10-50 Km de profundidade são desenvolvidas pressões da ordem de 1-3 GPa e temperaturas geralmente ≤ 1.000 °C. Pressões e temperaturas semelhantes às de impactos são encontrados na Terra a profundidades de 75-1.000 Km de profundidade.

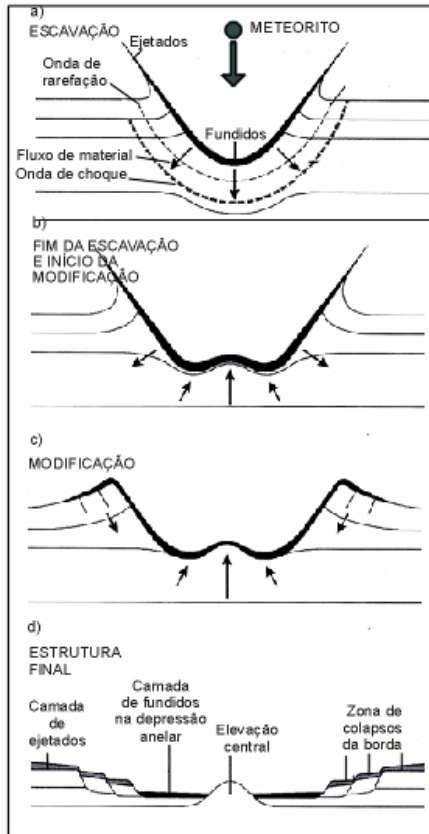


Fig. 1. Estágios de formação de uma estrutura de impacto complexa. Ocorre em crateras maiores que 4 km de diâmetro. Modificado de French, 1998.

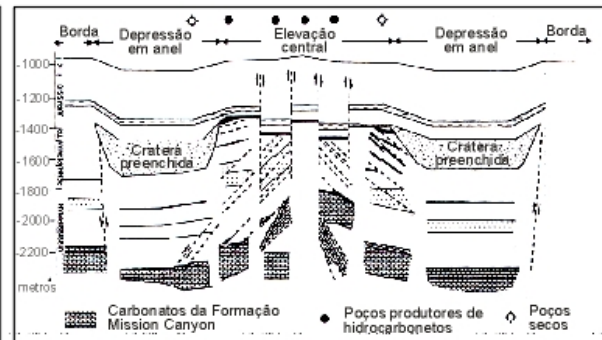


Fig. 2. Perfil de Steen River. Estrutura complexa com 25 km de diâm. As reservas de hidrocarbonetos estão na elevação central formada por carbonatos brechados da Form. Mission Canyon do período Mississipiano. Modificado de Grieve, 1994

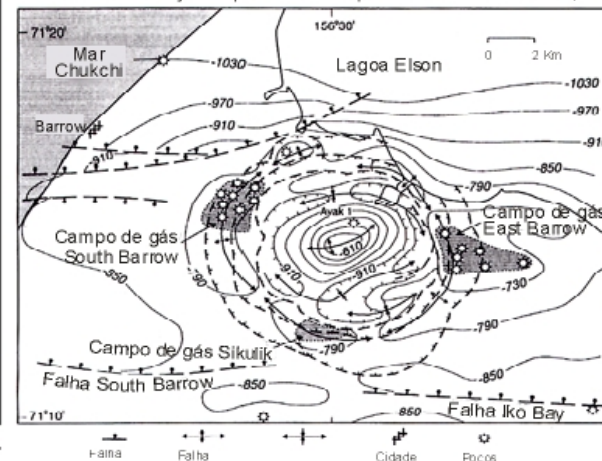


Fig. 3. Estrutura Avak, complexa, com 12 km de diâmetro. São mostrados 3 campos de gás nas bordas da cratera. Extraído de Kirschner et al., 1992.

FEIÇÕES DE IMPACTO E “TRAPS”. Dramáticas modificações ocorrem no corpo da rocha que foi impactada, com a produção de diferentes feições de impacto de acordo com a distância a que se situem do ponto central de impacto (fig. 1) Nas grandes estruturas (Fig. 2) formam-se as crateras iniciais devida à pressão de impacto seguida, com o alívio de pressão, do movimento das rochas para cima e formação das elevações centrais constituídas por rochas cizalhadas, sobrepostas por uma camada de fragmentos, que foram inicialmente ejetados pela explosão, caíram e se depositaram sobre a elevação e também no chão da cratera e ao redor da mesma. Todas estas rochas originadas pelo impacto têm porosidades muito maiores e conseqüentemente densidades muito menores do que as das rochas originais. Podem vir a constituir armadilhas (“traps”) de captação de fluidos, se futuramente forem capeados por rochas impermeáveis. Havendo a geração e a migração de hidrocarbonetos para os traps, poderão formar-se os reservatórios econômicos. No rebordo da cratera constituído por rochas dobradas, falhadas e cizalhadas, semelhantemente podem formar-se traps e posteriormente reservatórios. Alterações que ocorrem logo em seguida ao impacto ou

posteriormente nos rebordos, podem formar as falhas listricas também passíveis de formar traps e serem hospedeiras de hidrocarbonetos.

CRATERAS HOSPEDEIRAS DE JAZIDAS. Atualmente, das 57 crateras de impacto confirmadas na América do Norte, 19 são hospedeiras de jazidas de minerais metálicos, não metálicos, minérios industriais bem como de hidrocarbonetos. As hospedeiras de jazidas minerais têm tamanhos variados desde 1,6 Km de diâmetro para Meteor Crater, EUA (terra silicosa) até Sudbury, Canadá com 250 Km de diâmetro (Cu, Pb, Ni, minerais do grupo da Pt). Dentre as 12 estruturas de impacto confirmadas e produtoras de hidrocarbonetos temos Newporte e Viwfield, ambas nos EUA, com diâmetros de 2 Km e produtoras de petróleo de gás. A cratera de Chicxulub com 200 Km de diâmetro, situada na península de Yucatan, México, é hospedeira de reservas gigantes de 30 bilhões de bbl e 15.000 bcf de gás.

CRATERAS DE IMPACTO PRODUTORAS DE HIDROCARBONETOS, NA AMÉRICA DO NORTE. Um estudo realizado por Donofrio, R. R. (1998) relacionou os campos de hidrocarbonetos gigantes com as crateras de impacto da América do Norte concluiu que, de 17 estruturas de impacto confirmadas, 9 estavam sendo exploradas comercialmente para petróleo ou gás e 8 confirmadas não eram produtoras. Duas crateras, Bee Bluff e Viewfield não eram confirmadas mas eram produtoras. Faremos uma atualização de dados, de acordo com o Earth Impact Database, março/2003 considerando porcentagens com relação às crateras de impacto confirmadas. A variação de porcentagens mostrada no quadro abaixo deve-se a: as crateras, Bee Bluff e Viewfield que não eram na época “confirmadas”, e hoje são. A cratera Kilmichael, considerada como confirmada, não aparece na relação do Earth Impact Database (março/2003) e foi retirada. Por outro lado neste intervalo de tempo outra cratera, Eagle Butte foi considerada confirmada e contém hidrocarbonetos. O número total de crateras confirmadas passou então de 17 para 19 (entraram três: Bee Bluff, Viewfield e Eagle Butte e saiu uma: Kilmichael). O número de crateras confirmadas produtoras de hidrocarbonetos passou de 9 para 12. O número de crateras confirmadas mas não produtoras foi atualizado de 8 para 7 (saiu Kilmichael).

Estruturas de Impacto na América do Norte

(Variação de porcentagens de confirmadas produtoras e não produtoras em 5 anos)

	Confirmadas (Total)	Confirirmadas produtoras	Confirirmadas não produtoras	Não confirmadas produtoras
Donofrio (1998)	17 (100%)	9 (53%)	8 (47%)	2
Atualização (2003)	19 (100%)	12 (63%)	7 (37%)	0

Estruturas de Impacto, Feições de Impacto e Rocha Reservatório na Am. do Norte

Dados extraídos de Donofrio (1998), atualizados em março/2003

Cratera	Feição de impacto	Rocha reservatório
Ames	Elevação central	Granitos brechados do pré Cambriano
	Borda da cratera e ejetados	Dolomitos do Ordoviciano
	Falhas radiais (?)	
Avak	<i>Elevação central</i>	<i>Argilito do Paleozóico</i>
	Borda da cratera	Arenitos do Jurássico
	Falhas lítricas	Arenitos do Jurássico
Bee Bluff	Borda da cratera	Arenitos
Calvin	Elevação central	Dolomitos do Devoniano
	<i>Borda da cratera</i>	
	<i>Terraços de colapso</i>	
	<i>Falhas lítricas</i>	
Chicxulub	Ejetados (?)	Brechas dolomitizadas situadas fora da cratera
Eagle Butte	Elevação central	?
Marquez	Fraturas de sub cratera(?)	Arenitos e folhelhos do Cretáceo inferior
Newporte	Borda da cratera	Arenitos do Cambriano e granitos brechados do pré Cambriano
Red Wing	Elevação central	Carbonatos brechados
Sierra Madera	Fraturas de sub cratera(?)	Carbonatos fraturados do Paleozóico inferior
Steen River	Borda da cratera	Dolomitos dobrados e fraturados do Devoniano
Viewfield	Borda da cratera	Carbonatos

Em itálico não negrito, se a feição de impacto estiver presente mas as rochas que a formam não hospedarem hidrocarbonetos.

A produção de gás em Marquez dá-se a partir de arenitos e folhelhos do Cretáceo inferior, e em Sierra Madera é originária de carbonatos fraturados do Paleozóico inferior, sendo em ambos os casos provenientes de níveis abaixo da cratera.

CONCLUSÕES. A avaliação em um intervalo de cinco anos desde (maio/1998 a março/2003) permite concluir para a América do Norte que: 1- Das crateras de impacto confirmadas atualmente, 63% são produtoras de hidrocarbonetos; 2- Houve uma tendência para aumento do número das crateras de impacto confirmadas e produtoras, que foi alimentado pela passagem de crateras da classe de não confirmadas para confirmadas. 3- No mesmo tempo houve uma diminuição do número de crateras confirmadas mas não produtoras.

REFERÊNCIAS

- Donofrio, R. R. 1998. North American impact structures hold giant field potential. Oil & Gas Journal, May 11. pp.69-83; Earth Impact Database, March/2003. Geol. Surv. Canada, site of WEB.
- French, B. M. 1998. Traces of catastrophe, LPI Contribution N° 954, Lunar Plan. Inst, Houston. 120 pp.
- Grieve, R.A.F. et al. 1994. The economic potential of terrestrial impact crater, Int. Geol. Rev. **36**: 105-151.
- Kirschner, C.E. et al. 1992. Impact origin of the Avak Structure, Artic Alaska and gênesis of the Barrow gas fields. AAPG Bulletin, **76**:651-679.

- Parson, E.S. et al. 1975. Red Wing Creek Field – Cosmic impact structure. AAPG Bulletin, **59**:2197, Part 1.
- Saul, J. M. 1978. Circular structures of large scale and great age on the Earth's surface. Nature, **271**: 345-349.

A MINERAÇÃO DE GRANITO PARA BRITAGEM EM PORTO VELHO E AS ALTERAÇÕES AMBIENTAIS

Pereira L.A.C.

Serviço Geológico do Brasil-CPRM, Porto Velho (luizantonio@pv.cprm.gov.br)

RESUMO O presente trabalho resume os resultados obtidos na pesquisa referente ao tema mineração de granito para britagem – especificamente o estudo de caso da Mina Tecpedra – tratando da focalização dos processos produtivos desenvolvidos nesse empreendimento mineiro, dos seus resultados econômicos e sociais e das alterações ambientais resultantes da exploração e sua influência aos habitantes na porção de entorno à Mina.

Palavras-Chaves: Região de Porto Velho, Atividade Sócio-Econômica, Meio Ambiente, Mineração, Alteração Ambiental, Desenvolvimento Regional, Desenvolvimento Sustentável.

INTRODUÇÃO A Mina Tecpedra produz pedra britada (derivada de maciço rochoso representado por granitóides do Complexo Jamari), estando localizada próxima a um segmento de atividade rural (agro-pecuária e produção de horti-fruti-granjeiros de pequeno porte) e de sítios de lazer, à margem esquerda do rio das Garças, distante cerca de 20 km do centro da cidade de Porto Velho-RO. Foi escolhida para estudo por apresentar essas características e também pelo relacionamento sócio-econômico com a cidade de Porto Velho e região, entretanto não se caracteriza como atividade de mineração urbana/periurbana. No presente trabalho buscou-se mostrar a contribuição ao desenvolvimento regional e os danos ambientais causados por essa atividade de exploração mineral, mostrando o modo de realização da extração de rocha para produção de pedra britada, a sua inserção na economia local e regional e ainda o relacionamento com os empreendimentos e habitantes da área de entorno. Especificamente, foram caracterizadas as alterações ambientais resultantes da atividade de extração de granito para britagem, avaliando-se os impactos incidentes sobre a população das proximidades no que diz respeito a ruídos, tráfego de caminhões e poeira; foram identificadas as relações com outras formas de uso e ocupação do solo no entorno da pedreira; o perfil sócio-econômico dos trabalhadores envolvidos no empreendimento foi delineado, verificando-se a importância sócio-econômica da Mina Tecpedra no âmbito do desenvolvimento regional.

MATERIAIS E MÉTODOS A base teórica que deu suporte ao trabalho de pesquisa foi configurada com a conceituação dos termos inerentes a sistemas ambientais ou ecossistemas e seus relacionamentos, bem como os conceitos referentes a alterações e impactos ambientais. Mais estreitamente direcionados ao desenvolvimento regional e meio ambiente, foram discernidas e esclarecidas as relações entre mineração e meio ambiente e mineração e desenvolvimento sustentável, especificamente nos aspectos de degradação ambiental e gestão ambiental, considerando a particularidade do meio ambiente amazônico. Para a consecução dessa pesquisa, atendo-se aos seus principais objetivos, estabeleceram-se os seguintes passos

componentes do processo metodológico: definição e delimitação do tema e do problema a ser estudado, revisão bibliográfica focalizada, levantamento dos dados de campo (aspectos econômicos, sociais e ambientais), definição dos dados econômicos relevantes, definição das alterações ambientais decorrentes da lavra e definição da inserção da atividade sócio-econômica no desenvolvimento regional. A metodologia permitiu o estudo do problema localizadamente, entretanto sem perder a sua contextualização – para isso tendo-se delineado o quadro regional da atividade sócio-econômica estudada – buscando gerar um modelo aplicável a futuros estudos de pesquisa, no intuito de dimensionar a real importância da atividade em seus aspectos sociais, econômicos e ambientais e sua contribuição ao desenvolvimento regional.

RESULTADOS A mineração de rochas para produção de pedras britadas dentre as variadas atividades sócio-econômicas levadas a efeito em Porto Velho – por exemplo, extrativismo vegetal, expansão urbana e industrial, agro-pecuária, construção civil, obras de engenharia, comércio e serviços – vêm desempenhando seu papel no contexto do desenvolvimento regional, afluindo com o aporte desse insumo para a construção civil e para as obras de engenharia. Semelhantemente às outras atividades referidas, além da geração do produto final dessa atividade, observou-se que promove alterações no modelado original do terreno, favorecendo, em instância final a outras alterações no meio ambiente. A mineração de granito tem um significado econômico inicial intrínseco ao próprio empreendimento, vindo a integrar posteriormente seu produto (pedra britada) à indústria da construção civil.

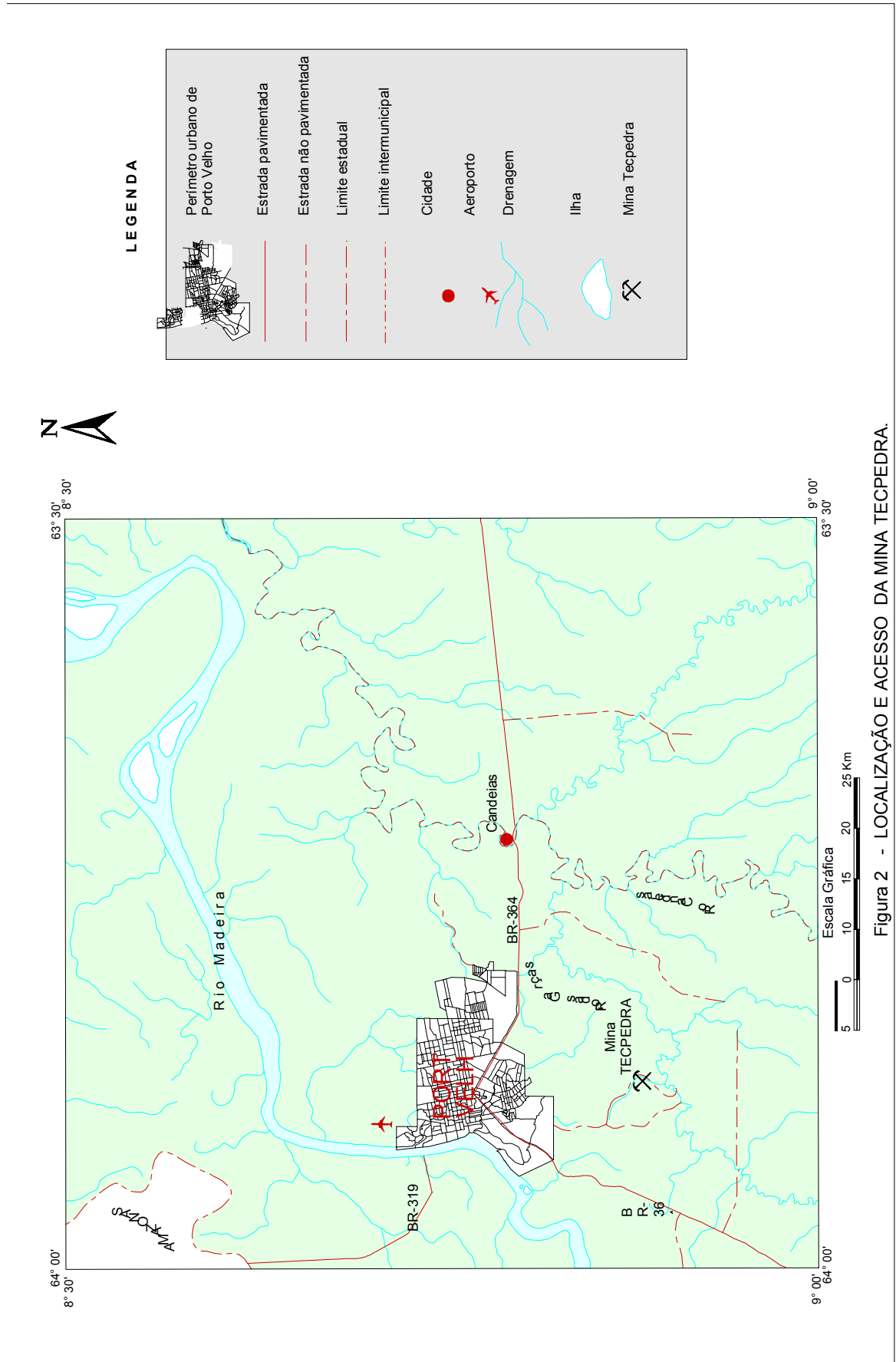
DISCUSSÃO A indicação do consumo de brita define a contribuição ao desenvolvimento regional (Bacci, 2001) por parte desse segmento econômico. As alterações ambientais decorrentes da mineração de granito não são poucas, sendo também significativas, e mais perceptíveis no interior e entorno muito próximo da Mina Tecpedra, o que vem enfatizar a sua localização pontual. Há necessidade da adequação de alguns processos produtivos, visando um maior controle ambiental, para se evitar a intensificação das alterações ambientais e a geração de novas áreas degradadas. Indiretamente, os efeitos negativos gerados pela propagação de poeiras, ruídos e vibrações, apesar de significativos, não têm afetado significativamente a população humana do entorno da mina. Os efeitos nocivos interagem mais diretamente com os trabalhadores da mina, sendo minimizados, no entanto, pela manutenção de procedimentos de segurança e de equipamentos de proteção individual.

CONCLUSÃO O relacionamento em nível pessoal dos diversos moradores, do entorno, considerando as suas variadas atividades, não tem expressado conflitos críticos em relação à atividade da mineração, estabelecendo uma convivência pacífica e de aceitação acerca do

desenvolvimento da mineração nesse meio sócio-econômico. Os habitantes do entorno da mina se referem a ela como uma atividade produtiva normal não lhes afetando a rotina diária, nem lhes causando prejuízos ou riscos às suas seguranças. Essa atividade de mineração contribui para o fortalecimento econômico da região e conseqüentemente para o seu desenvolvimento, entretanto ainda há muito o que realizar na gestão ambiental dessa atividade, principalmente no cuidado com o meio ambiente, buscando estreitar a proximidade com o desenvolvimento sustentável (Pereira, 2003).

Referências Bibliográficas

- Bacci D. de La Corte. 2001. *Vibrações geradas pelo uso de explosivos no desmonte de rochas: avaliação dos parâmetros físicos do terreno e dos efeitos ambientais*. 211p. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro
- Pereira L.A. da C. 2003. *Mineração de granito para britagem: uma contribuição ao desenvolvimento regional-Estudo de Caso: Mina Tecpedra, Porto Velho (RO)*. 113 p. Dissertação (Mestrado em Desenvolvimento Regional e Meio Ambiente)-Núcleo de Ciência e Tecnologia. Universidade Federal de Rondônia, Porto Velho



LEVANTAMENTO GEO-ECONÔMICO E AMBIENTAL DA EXTRAÇÃO DOS MINERAIS DE USO NA CONSTRUÇÃO CIVIL NA ÁREA DE INFLUÊNCIA DA RODOVIA ALÇA VIÁRIA, MUNICÍPIOS DE ABAETETUBA, ACARÁ, BARCARENA E MOJU – PA

¹Pimenta C. L., ²Silva E.R.P., ³Rodrigues J.L.B.

¹Curso de Graduação em Geologia (claudia_pimenta@bol.com.br); ²Orientador - UFPA (evaldo@ufpa.br); ³DNPM – 5º Distrito (dnpmgab@vento.com.br)

RESUMO Os estudos realizados nos municípios de Abaetetuba, Barcarena, Acará e Moju e ao longo da Alça Viária, mostram que há possibilidades de exploração nos depósitos de areia e argila destas regiões, além do aproveitamento dos rejeitos industriais para a confecção de blocos cerâmicos utilizados na construção civil, utilizando a Alça Viária como ponte entre os produtores e o centro consumidor principal, localizado na região metropolitana de Belém. Este estudo também abrange aspectos ambientais diagnosticados com a abertura da rodovia que liga a capital ao principal porto exportador do Pará, localizado na Vila do Conde, em Barcarena.

INTRODUÇÃO O presente trabalho descreve estudos técnicos e científicos realizadas nos municípios de Abaetetuba, Barcarena, Moju, Acará, e na região de abrangência da rodovia Alça Viária, com o objetivo de fazer um levantamento geo-econômico e diagnóstico ambiental da extração de minerais utilizados na construção civil desta região. Esses estudos fazem parte do convênio entre a Universidade Federal do Pará – UFPA e o Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM, contando com o apoio das prefeituras dos municípios envolvidos.

O acesso à área trabalhada se dá por meio rodoviário através da Alça Viária a partir do Km 10 da rodovia BR-316, no município de Marituba (Fig.1). Geograficamente, os municípios envolvidos (Abaetetuba, Barcarena, Acará e Moju) estão localizados na região do Baixo Tocantins, pertencentes a Mesorregião Nordeste do Pará. Os trabalhos realizados trataram especificamente às questões relacionadas aos impactos ambientais verificados nas áreas de extração de matéria prima de uso na construção civil, à legalização dessas áreas de extração, além da apresentação de propostas para a recuperação das áreas degradadas.

Dentro do contexto de diagnóstico ambiental, a Alça Viária sendo uma obra de grande porte e acentuado impacto no meio ambiente, procurou-se avaliar as alterações no meio físico decorrente de sua construção. A obra foi realizada e inaugurada no dia 20/09/2002 pelo Governo Estadual com o objetivo de integrar a região metropolitana de Belém ao porto da Vila do Conde no município de Barcarena e dar uma nova opção logística para os municípios do sudeste paraense. O complexo é composto por um conjunto de quatro pontes, sendo a maior delas com 2km de extensão localizada sobre o Rio Guamá e as outras três com cerca de 868m cada uma, sendo duas sobre o Rio Moju (Moju-Alça e Moju-Cidade) e a outra sobre o Rio Acará, além de 72Km de estradas.

A metodologia utilizada baseou-se na análise e interpretação de imagens de satélite e radar, seguidos de trabalhos de campo, para comprovar as informações levantadas, uma vez que não foram encontradas bibliografias referentes a área. Também foram recolhidas amostras dos depósitos de areia e argila e das bacias de rejeito industrial (tanto da ALUNORTE, como da RCC) nas áreas visitadas, as quais foram submetidas a ensaios cerâmicos no laboratório.

GEOLOGIA Na área estudada ocorrem essencialmente rochas do Terciário e do Quaternário, representadas pelo Grupo Barreiras e por sedimentos recentes, respectivamente.

O Grupo Barreiras é composto litologicamente por arenitos finos, siltitos, e argilitos caulínicos com lentes de conglomerados e arenitos grossos, pouco consolidado até friáveis, além de sedimentos argilosos, areno-argilosos, conglomeráticos, e arenitos ferruginosos localizados nas partes mais elevadas da área.

Os sedimentos recentes ocorrem nas áreas mais rebaixadas da região, principalmente ao longo dos leitos dos igarapés e rios, sendo representados por depósitos de areia e argila inconsolidadas.

RESULTADOS OBTIDOS Os recursos minerais dos municípios estudados são representados exclusivamente por depósitos de areia e argila para uso na construção civil (Fig. 1).

Os depósitos de argilas estão localizados nas planícies de inundação dos rios e igarapés da região. São normalmente pouco espessos e de distribuição areal restrita. Na parte superior dos depósitos a argila é menos consolidada e mais rica em matéria orgânica, o que a torna menos apropriada para a fabricação de cerâmica vermelha.

Os depósitos de areias estão localizados nas partes mais elevadas da área estudada (FIG.1) a cerca de 20 a 30m em relação ao nível do mar. São de grande distribuição areal e a espessura não ultrapassa 7 metros. As areias são de granulação fina a média e de coloração esbranquiçada a acizentada. Na parte superior dos depósitos ocorre um horizonte rico em matéria orgânica de cerca de 0,5 metros de espessura.

Ensaio cerâmicos foram realizados, visando o aproveitamento econômico do rejeito da ALUNORTE e RCC, utilizando a argila natural como liga, para a fabricação de cerâmica vermelha.

Em laboratório, as amostras de argila e de rejeitos industriais (tanto da ALUNORTE, como da RCC) foram misturadas e homogeneizadas para serem levadas ao ensaio. Elas foram preparadas seguindo as seguintes proporções 60% para Lama Vermelha (rejeito industrial da ALUNORTE), 30% de argila natural, e 10% de rejeito de caulim (da RCC).

Os ensaios cerâmicos realizados em corpos de prova confeccionados segundo os padrões da ABNT (Associação Brasileira de Normas Técnicas) revelaram parâmetros físicos (porosidade,

tensão de ruptura, absorção de água, densidade) satisfatórios para a confecção de tijolos e telhas (Tabela 1).

O aproveitamento desses rejeitos industriais representa uma importante contribuição para os programas de preservação ambiental no município de Barcarena, haja vista que o armazenamento destes materiais é oneroso para as empresas e sujeito a acidentes ambientais. Portanto, a possibilidade de fabricação de artefatos cerâmicos de baixo custo e excelente qualidade, abre a oportunidade para a consolidação de um pólo cerâmico na região e a viabilização de programas governamentais para a construção de habitações populares.

Com relação ao diagnóstico ambiental no eixo da Alça Viária, foram observadas várias alterações no meio físico, tais como: desmatamentos e queimadas nas margens da rodovia; aumento na taxa de erosão do solo e assoreamento das drenagens, além da ocupação desordenada das margens da rodovia.

Em vários pontos é possível identificar a formação de voçorocas no talude da rodovia, cuja erosão tem levado a um assoreamento expressivo das drenagens provocando localmente a formação de pântanos artificiais (Foto A). Nessas áreas nota-se que o sistema de drenagem implantado foi inadequado, uma vez que durante a estação seca, não ocorre a circulação das águas dos igarapés, se desenvolvendo locais adequados para a proliferação de insetos transmissores das doenças mais comuns na região amazônica, atingindo principalmente a população instalada ao longo da rodovia.

A facilidade de acesso proporcionada pela abertura da rodovia levou ao aumento do contingente de posseiros e grileiros, que ao desenvolverem atividades de subsistência, como agricultura e fabrico de carvão, ocasionam grandes desmatamentos e queimadas no local (foto B).

CONCLUSÃO Neste trabalho é apresentada uma nova alternativa para o aproveitamento dos rejeitos das indústrias de transformação mineral do distrito de Barcarena-Pa. Propõe-se a implantação de um pólo cerâmico, o qual consumirá 70% dos rejeitos produzidos nas unidades de transformação da bauxita e do caulim instaladas no local. Tal projeto, além de sua importância para a preservação ambiental, trará novas perspectivas de desenvolvimento econômico para os municípios da região enfocada.

Na questão ambiental foram diagnosticados os impactos no meio físico decorrentes da abertura da Alça Viária. Os resultados mostram que as implantações de grandes obras sem o devido cuidado com o meio ambiente podem resultar em prejuízos a qualidade de vida do próprio homem. Para que sejam minimizados os problemas verificados sugere-se que sejam tomadas providências, tais como: o ordenamento da ocupação humana nas áreas afetadas, o

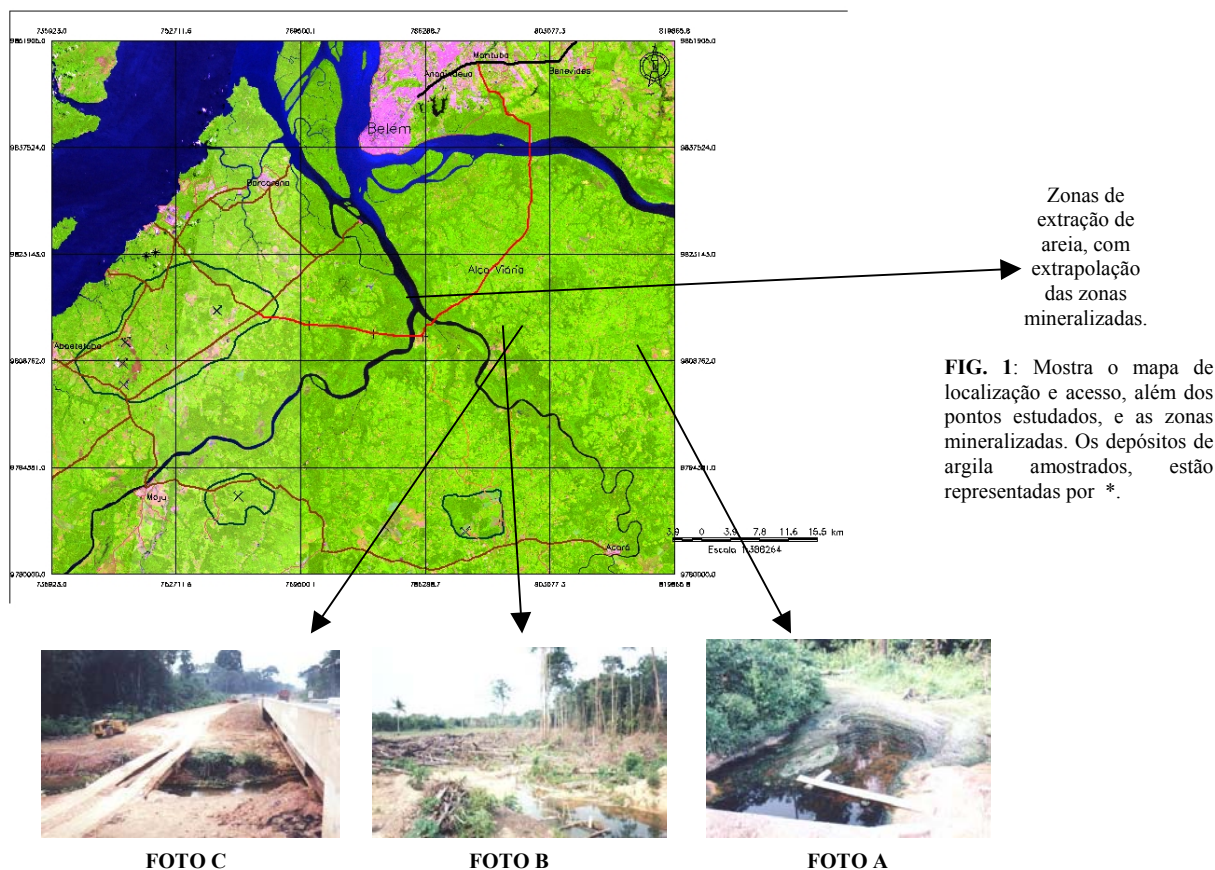
reflorestamento de parte da mata destruída, a implantação de um novo sistema de escoamento das águas pluviais na margem da rodovia e a dragagem dos igarapés assoreados para que haja uma maior circulação das águas.

Tabela 1

AMOSTRAS ENSAIADAS	P. a. (calculado)	A. a. (calculado)	D. (calculado)	R. (calculado)	T.R.F. (calculado)
Valores ideais*	17% a 35%	Máx. de 20%	Acima de 1,7 g/cm³	Inferior a 6%	Aprox. 60 Kg/cm²
ACV – 1	34,29%	16,53%	9,12%	3,33%	118,38%
ACV – 2	31,51%	14,97%	8,80%	3,83%	130,69%
ACV – 3	31,00%	14,56%	8,09%	2,67%	107,69%
ACV – 4	33,76%	16,05%	8,39%	2,51%	78,81%
ACV – 5	29,05%	13,60%	9,03%	3,68%	153,24%

Onde: P.a. = Porosidade aparente; A.a.= Absorção da água; D.= Densidade; R. = Retração linear; T.R.F.=Tensão de ruptura e flexão.

(*) são os valores recomendados pela ABNT para a fabricação de blocos e telhas.



Referências bibliográficas

- BRASIL. DNPM. Projeto RADAM. Folha SA. 22- Belém: Geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: DNPM, 1974. v.5 (Levantamento de Recursos Naturais).
- Cunha, S. B. Da; Guerra, A. J. T., (2003). A Questão Ambiental: diferentes abordagens. Rio de Janeiro: Bertrand do Brasil, 248p.
- Pena Filho, J. I. De C.; Monteiro, J. C. M.; Hilderbrano, E. A.; Rodrigues, J. L. B.; Calderado, R. S. B., (2001). Estudos de avaliação ambiental de áreas de extração de argila do setor oleiro-cerâmico: Igarapé – Mirim e Abaetetuba. Belém (PA). SECTAM, 38p.

DISTRIBUIÇÃO DO OURO EM FORMAÇÕES FERRÍFERAS SAPROLITIZADAS DO DEPÓSITO AMAPARI, AMAPÁ

⁽¹⁾Tavares, R. M.; ⁽²⁾Villas, R. N. e ⁽³⁾Soares, J. W.

⁽¹⁾ Curso de Graduação em Geologia da Universidade Federal do Pará, e-mail: lysgeo@bol.com.br; ⁽²⁾ Departamento de Geologia, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, e-mail: netuno@ufpa.br; ⁽³⁾ Mineração Itajobi, AngloGold Brasil Ltda.

RESUMO. O depósito aurífero de Amapari (AP) é constituído por minério primário e secundário, este último correspondendo ao manto de enriquecimento supergênico. Os teores de ouro em formações ferríferas intemperizadas alcançam valores que variam de <5 ppb a pouco mais de 30 ppm. A distribuição não mostra nenhum padrão regular, mas os maiores teores ocorrem entre 15 e 32 m de profundidade. Neste intervalo, as frações granulométricas mais favoráveis são aquelas superiores a 0,25 mm. Do ponto de vista mineralógico, os mais altos teores de ouro encontram-se nas frações com pouca ou nenhuma magnetita e ricas em hematita e goethita. A neoformação de hematita e goethita deve ter sido um dos importantes fatores controladores da concentração do ouro no perfil supergênico.

INTRODUÇÃO. O depósito aurífero de Amapari, a cerca de 18 km a leste da cidade Serra do Navio, Amapá, é composto pelos campos Urucum (norte) e Taperebá (sul), estando hospedado em uma seqüência da Suíte Metamórfica Vila Nova (SMVN), de idade paleoproterozóica. Esta suíte é constituída por rochas metaígneas (máficas e ultramáficas), formações ferríferas bandadas, quartzitos, xistos e metagrauvacas (Faraco 1997) e dispõe-se em faixas de direção NW-SE subverticalizadas e deformadas por zonas de cisalhamento.

Intrusões tardi-tectônicas (granodioritos, tonalitos e sienitos) cortam a SMVN, tendo provocado metamorfismo de contato e alterado hidrotermalmente diversos tipos litológicos da seqüência hospedeira.

GEOLOGIA DO DEPÓSITO AMAPARI. O depósito é hospedado por uma seqüência metavulcanossedimentar atravessada pelo granito Amapari. De leste para oeste, ocorrem quartzoxistos que passam para formações ferríferas bandadas (FFB) e para rochas sedimentares clásticas dominadas por micaxistos. Ocorrem, também, escarnitos, que resultaram da ação metamórfico-hidrotermal imposta por aquela intrusão granítica sobre rochas carbonáticas associadas com as FFB (Melo *et al.* 2003).

As FFB tipo óxido consistem predominantemente de quartzo e magnetita, enquanto nas FFB tipo óxido-silicático quartzo, grunerita e magnetita são os principais minerais. Em menor escala, ocorrem FFB exclusivamente do tipo silicático. A textura é granoblástica a nematoblástica e o bandamento é localmente obliterado por microdobras isoclinais e feições amendoadas. Os sulfetos, dominados por pirrotita, ocorrem nos domínios mais deformados como disseminações e em veios e vênulas discordantes ao bandamento. O depósito Amapari é interpretado como do tipo orogênico e formado em ambiente colisional (Melo *et al.* 2003).

As rochas encaixantes foram alteradas por processos supergênicos e hoje constituem um perfil truncado, apenas com alguns remanescentes de crosta laterítica. O manto de intemperismo, de 40 a 100 m de espessura, mostra concentrações de ouro em média acima de 1 g/ton.

OBJETIVOS. Face à distribuição errática dos teores de Au no manto supergênico, buscou-se caracterizar mineralogicamente diversas frações granulométricas das FFB saprolitizadas e estabelecer possíveis correlações dos teores de Au com a granulometria e o conteúdo mineralógico das amostras estudadas. Essas informações constituem importantes subsídios para o planejamento e execução do projeto de lavra do minério.

MÉTODOS E TÉCNICAS EMPREGADOS. Foram coletadas dez amostras de testemunhos de sondagem do furo 107 executado no campo Taperebá (Tab.1). Após secagem a 50°C, elas foram separadas em seis frações granulométricas: >2 mm; 2-0,5 mm; 0,5-0,25 mm; 0,25-0,125 mm; 0,125-0,062 mm; e <0,062 mm, identificadas pelas letras A, B, C, D, E e F respectivamente, ao final da numeração. As frações >0,062 mm foram, em seguida, pulverizadas e centrifugadas para separação do silte e argila. O conjunto das 60 amostras resultantes foi então analisado por difração de raios-X e os difratogramas interpretados com auxílio dos programas APD e Minerva. Finalmente, todas as 60 amostras foram dosadas para ouro no Laboratório Lakefield Geosol.

Tabela 1. Identificação das amostras e correspondente metragem do furo 107.

AMOSTRAS	PROFUNDIDADE (m)
Amp-01	8,6 – 9,7
Amp-04	11,5 – 12,5
Amp-08	15,3 – 16,7
Amp-14	22,2 – 23,15
Amp-19	28,9 – 29,7
Amp-21	30,9 – 31,9
Amp-23	32,9 – 33,8
Amp-25	34,8 – 35,9
Amp-27	36,6 – 37,7
Amp-30	39,7 – 40,6

APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.

Análise Granulométrica. Do ponto de vista granulométrico, as amostras podem ser separadas em três grupos distintos: 1) amostras em que dominam as frações > 0,5 mm (Amp-25, Amp-27 e Amp-30); 2) amostras em que dominam as frações < 0,5 mm (Amp-04, Amp-08 e Amp-14); e 3) amostras em que dominam os intervalos de 0,5 a 2,0 mm e 0,062 a 0,125 mm (Amp-01, Amp-19, Amp-21 e Amp-23).

Composição Mineralógica. Da composição mineralógica constam hematita, goethita, quartzo, caulinita e magnetita, além de greenalita. A hematita é o único mineral presente em todas as amostras e, exceto em uma fração (Amp-30A), ocorre em quantidades moderadas a altas. A goethita também

está presente em quase todas as amostras, em quantidades pequenas a elevadas, mas está notadamente ausente na amostra Amp-25. Igualmente freqüente é a caulinita, porém somente em algumas frações ela é abundante, havendo outras em que ela não foi detectada. A magnetita é pouco expressiva, salvo em três frações, estando ausente em cerca de 30% das frações, especialmente na amostra Amp-14. O quartzo é abundante em 50% das amostras e escasso nos outros 50%, não tendo sido detectado na amostra Amp-01.

Teores de Ouro. Os teores de ouro (Fig. 1 e 2) são muito variáveis não só entre as amostras como também entre as diferentes frações granulométricas de uma mesma amostra e cobrem o intervalo de <5 ppb a 30 ppm. Em 40 % das amostras, correspondendo às maiores profundidades (32,9 a 40,6m) e independentemente da fração granulométrica, os teores são <120 ppb. Por outro lado, em pelo menos uma das frações granulométricas das amostras de profundidades mais rasas, os teores são iguais ou superiores a 200 ppb. Tomando-se 5 ppb como um patamar mínimo, as razões entre os teores mais alto e mais baixo das frações de cada amostra variam entre 3,3 e 63, com as mais elevadas tendendo a se manifestar nas amostras que apresentam teores menos compensadores de ouro.

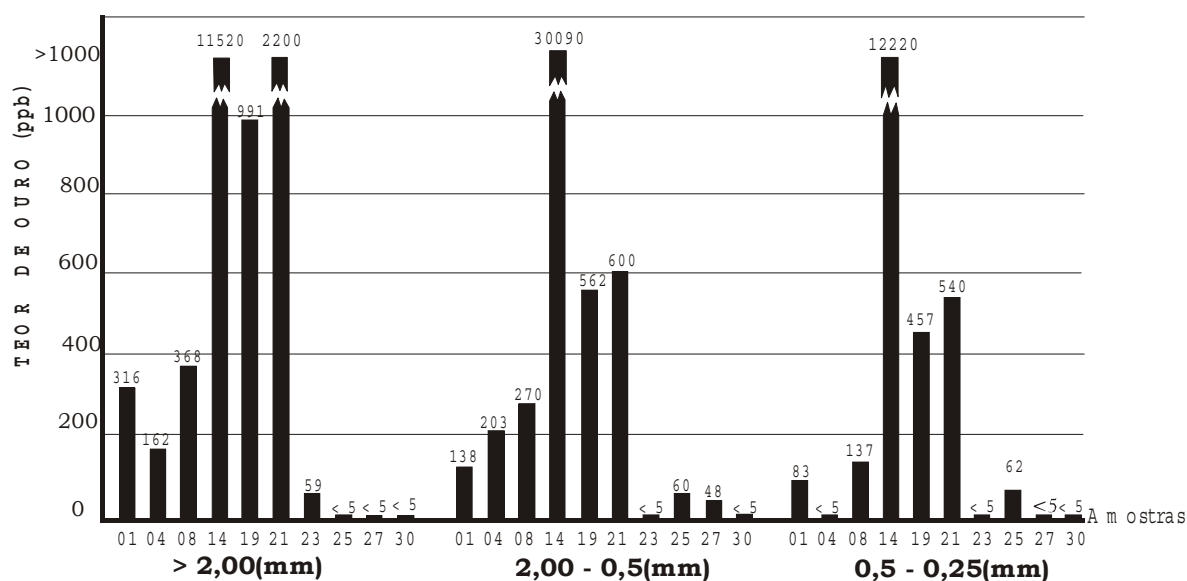


Figura 1. concentrações de ouro nas frações >2,00 mm; 2,00-0,5 mm e 0,5-0,25 mm das amostras estudadas.

CONCLUSÕES. Os teores mais significativos de ouro ocorrem nas amostras das formações ferríferas bandadas do tipo óxido-silicático e da transição entre este e o tipo silicático, correspondendo a profundidades de 15 a 32 m. Nessas amostras as frações granulométricas mais favoráveis são aquelas superiores a 0,25 mm. Do ponto de vista mineralógico, os teores mais compensadores de ouro encontram-se nas frações com pouca ou nenhuma magnetita, mas ricas em hematita e goethita. A neoformação destes dois últimos minerais foi, muito provavelmente, fator controlador da concentração do ouro no manto de intemperismo.

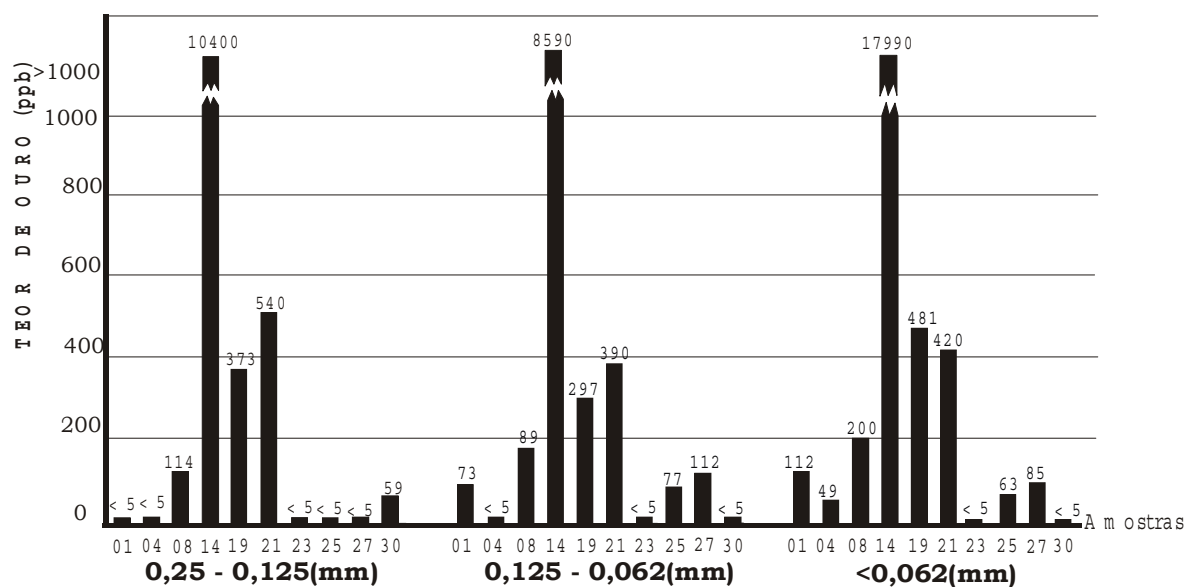


Figura 2. concentrações de ouro nas frações 0,25-0,125 mm; 0,125--0,062 mm e < 0,062 mm das amostras estudadas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Faraco M.T.L. 1997. Evolução petrológico-geoquímica das rochas e mineralizações associadas à Suíte Metamórfica Vila Nova na serra do Ipitinga (NW do Pará). Belém, UFPA. Centro de Geociências, 245p. Tese (Doutorado em Geoquímica e Petrologia).
- Melo L.V., Villas R.N., FARACO T.M.L., SOARES J.W. 2003. Geological setting and mineralizing fluids of the Amapari gold deposit, Amapá state, Brazil. *Géologie de la France*, 2-3, p. 111-123

DISTRIBUIÇÃO E MORFOLOGIA DAS PARTÍCULAS DE OURO NO GARIMPO DO MANELÃO (PA)

⁽¹⁾Souza, V. S. e ⁽²⁾Kotschoubey, B.

1).DEGEO-UFAM, e-mail:valmirsouza@ufam.edu.br e 2). CG-UFPA, e-mail:basile@ufpa.br

RESUMO. O ouro no garimpo do Manelão é encontrado em veios de quartzo, no perfil de alteração laterítica e nos depósitos colúvio-aluvionares, geologicamente associados ou desenvolvidos sobre a seqüência metavulcano-sedimentar São Manoel. O ouro do perfil laterítico apresenta elevado grau de pureza se comparado com o ouro de veios, sugerindo que o ouro nos veios foi submetido, durante o Cenozóico, a processos de lixiviação da liga Au-Ag ou mesmo de remobilização e reprecipitação do Au em ambiente laterítico. Por outro lado, o ouro encontrado nos depósitos colúvio-aluvionares também apresenta pureza elevada, sugerindo tratar-se de ouro lixiviado ou remobilizado em ambiente supergênico com posterior retrabalhamento pelos processos colúvio-aluvionares durante o período Plio-Pleistoceno.

INTRODUÇÃO. O garimpo do Manelão está localizado na região centro-leste do Estado do Pará, no município de Senador José Porfírio. Essa ainda é uma região pouco conhecida do ponto de vista geológico e metalogenético, pois é de difícil acesso e marcada por disputas acirradas envolvendo garimpeiros, indígenas, empresas de mineração e madeireiras. Este trabalho apresenta a distribuição e a morfologia das partículas de ouro como suportes para um modelo metalogenético proposto para o garimpo do Manelão.

CONTEXTO GEOLÓGICO. A área do garimpo do Manelão aparece inserida no domínio da província geocronológica Maroni-Itacaiunas (2,2-1,95Ga). Os poucos trabalhos de reconhecimento geológico na região foram realizados, principalmente, ao longo da bacia do rio Xingu e de alguns afluentes, onde são descritas as presenças de associações de granitos, gnaisses, migmatitos, granulitos e seqüências metavulcano-sedimentares posicionadas na interface Arqueano-Proterozóico (Oliveira 1928; Silva 1974; João 1987; Oliveira *et al.* 1994). Macambira *et al.* (2001) apresentaram novas informações geológicas e geocronológicas obtidas ao longo da rodovia Transamazônica, onde descrevem rochas graníticas deformadas e de idade 2076 ± 6 Ma.

Na área do garimpo de ouro do Manelão destaca-se um conjunto de serras com cristas alongadas, altitude média de 300 m e orientadas na direção WNW-ESSE (Figura 1A), as quais formam a zona de cisalhamento transcorrente (ZCT) Bacajá (Souza 1995). Nessa área são individualizadas as seguintes unidades arqueano-proterozóicas (Figura 1B): a) Complexo Xingu (Silva *et al.* 1974), que representa o embasamento polimetamórfico regional e comparece constituído por uma associação de granitóides e gnaisses de composição granodiorítica a tonalítica; b) seqüência metavulcano-sedimentar São Manoel (Souza 1995), constituída por anfibolitos, xistos e quartzito; e c) granitóide Felício Turvo (Souza 1995), correlacionado aos granitóides estratóides

da Suíte Plaquê (Araújo *et al.* 1988). Completam este quadro geológico, as unidades cenozóicas representadas pelas coberturas laterítica, coluvial e aluvial (Figuras 1C e D).

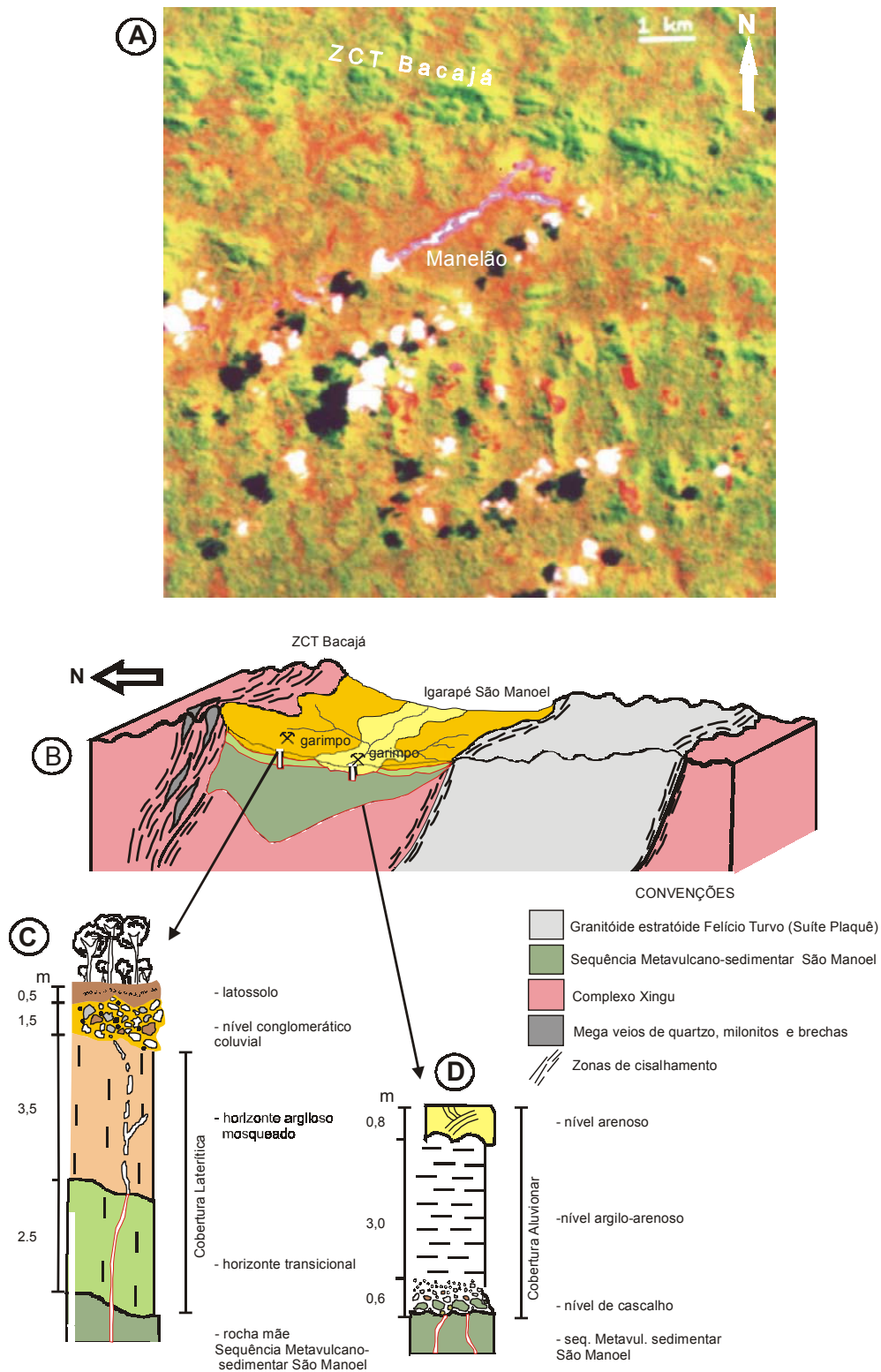
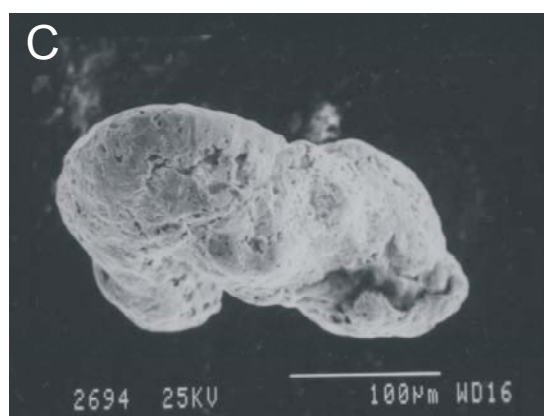
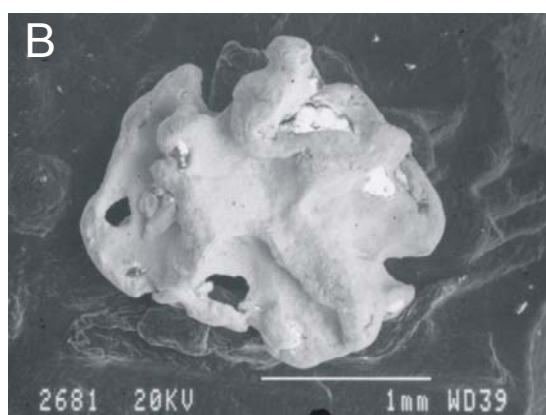
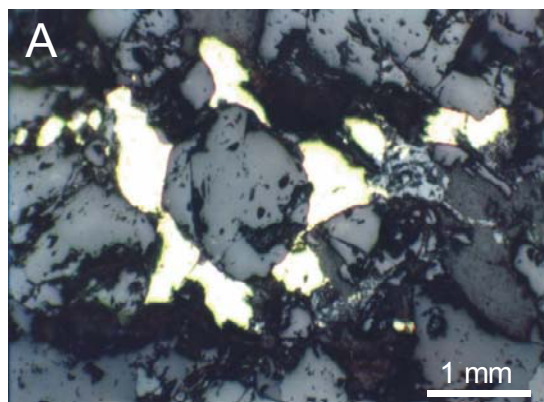


Figura 1. Em A, imagem de satélite LANDSAT da área do garimpo do Manelão; em B, bloco diagrama esquemático da geologia da área do garimpo do Manelão, ressaltando-se as coberturas cenozóicas (C e D).

DISTRIBUIÇÃO DO OURO. O ouro no garimpo do Manelão é encontrado em veios de quartzo, no perfil de alteração laterítica e nos depósitos colúvio-aluvionares, geologicamente associados ou desenvolvidos sobre a seqüência metavulcano-sedimentar São Manoel (Figuras 1C e D). Nos veios de quartzo o ouro ocorre livre, formando agregados de partículas milimétricas, preenchendo fissuras ou dispersos na ganga quartzosa e com pureza ($1000\text{Au}/\text{Au}+\text{Ag}$) média de 860, distribuído



em 85,2% Au, 13,4% Ag e 1,4% Pt, Sb, Te, Bi, Se e As (Figura 2A). No perfil de alteração laterítica o ouro é encontrado no horizonte argiloso mosqueado sob a forma de partículas delgadas e granulares com tamanho inferior a 1 mm, exibindo feições de sobrecrecimento e com pureza média de 990, distribuído em 97,6% Au, 1,6% Ag e 0,8% Pt, Sb, Te, Bi, Se e As (Figura 2B). No depósito coluvionar o ouro também é encontrado em partículas com elevada pureza, indicando sua natureza laterítica com posterior retrabalhamento pelo processo coluvial. Este ouro mostra-se distribuído de modo bastante heterogêneo, associado a matriz caolinítica mosqueada e aos fragmentos da crosta laterítica ferruginosa. No depósito aluvionar, local onde se concentram as frentes de lavra garimpeira, o ouro é encontrado livre, sob a forma de pepitas granulares subarredondadas, de tamanho milimétrico e exibindo superfície levemente polida (Figura 2C). As partículas de ouro coletadas no depósito aluvionar apresentaram, na sua maioria, elevado grau de pureza, denunciando que este metal é principalmente produto do retrabalhamento dos depósitos laterítico e coluvial.

Figura 2. Modo de ocorrência e morfologia das partículas de ouro. Em A, veios de quartzo aurífero, onde observa-se partículas de ouro intersticiais na ganga quartzosa; em B, partícula de ouro encontrada em perfil laterítico, onde nota-se feições de sobrecrecimento; e em C, partícula de ouro subarredondada encontrada em depósito aluvionar.

CONSIDERAÇÕES FINAIS. De acordo com Souza (1995), a área do garimpo do Manelão foi palco de intensa mobilidade crustal no Paleoproterozóico, relacionada à instalação da província

Maroni-Itacaiunas, imprimindo transformações tectono-metamórficas às rochas, além de favorecer a percolação de considerável volume de fluidos, canalizados principalmente ao longo da ZCT Bacajá. Tais fluidos hidrotermais carregaram o ouro sob a forma de complexos que ao entrar em contato com as rochas quimicamente reativas da seqüência metavulcano-sedimentar São Manoel precipitariam o ouro ao longo de estruturas extensionais, originando os veios de quartzo auríferos (Figura 2A). Esse mecanismo metalogenético seria semelhante àqueles propostos para regiões arqueano-proterozóicas encontradas no *Yilgran Block* na Austrália (Eisenlohr *et al.* 1989; Groves 1993) e *Superior Province* no Canadá (Roberts 1984; Robert & Brown 1986). Por outro lado, o elevado grau de pureza do ouro do perfil laterítico comparado com o ouro de veios, sugere que durante o Cenozóico o ouro nos veios foi submetido a processos de lixiviação da liga Au-Ag e outros metais ou mesmo de remobilização e reprecipitação do Au em ambiente laterítico. Tal mecanismo tem sido há tempos utilizado para explicar o elevado grau de pureza do ouro encontrado em ambientes supergênicos (Webster & Mann 1984; Benedetti & Boulègue 1991; *Bowell et al.* 1993). De acordo com Souza e Kotschoubey (2001), a presença no garimpo do Manelão de material coluvial, contendo partículas de ouro com elevada pureza, truncando o perfil laterítico na altura de seu horizonte argiloso mosqueado (Figura 1C), sugere migração do regolito acompanhado da erosão parcial da cobertura laterítica, ocorridos durante enxurradas periódicas relativas às oscilações climáticas Plio-Pleistocênicas. Já o ouro encontrado no depósito aluvial seria produto, principalmente, do retrabalhamento das coberturas laterítica e coluvial.

Referências bibliográficas

- Araújo, O.J.B. *et al.* 1988. A mega estruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. In: Anais do VII Congr. Latino-Americ. de Geol., Belém, SBG-DNPM, p.324-338.
- Benedetti, M. & Boulègue, J. 1991. Mechanism of gold transfer and deposition in a supergene environment. *Geoch. et Cosmoch. Ac.*, 55(6):1539-1547.
- Bowell, R.J. *et al.* The mobility of gold in tropical rain forest soils. *Econ. Geol.*, 88:999-1016.
- Eisenlohr, B.N. *et al.* 1989. Crustal-scale shear zones and their significance to archaean gold mineralization in western Australia. *Mineral. Dep.*, 24(1):1-8.
- Groves, D.J. 1993. The crustal continuum model for late-Archaean lode-gold deposits of the Yilgam Block, western Australia. *Mineral. Dep.*, 28(6):366-374.
- João, X.S.J. *et al.* 1987. Programa Grande Carajás, Folha Altamira AS.22-Y-D-Estado do Pará. Texto explicativo, Brasília, CPRM-DNPM, PLGB, 31p.
- Macambira, M.J.B. *et al.* 2001. Novos dados geológicos e geocronológicos para região ao norte da Província de Carajás: evidências para a estabelecimento do limite Arqueano-Paleoproterozóico no sudeste do Cráton Amazônico. In: Bol. Res. Exp. do VII Simp. Geol. Amaz., Belém, SBG-NO, Workshop I, CD-ROM.
- Oliveira, A.J. 1928. Reconhecimento geológico do rio Xingu, Estado do Pará. *Bol. Do Serv. Geol. E Mineral.*, Rio de Janeiro, 29:3-22.
- Oliveira, J.R. *et al.* 1994. Programa Grande Carajás, Folha Serra Pelada SB.22-X-C. Texto explicativo, Belém, CPRM, PLGB, 52p.
- Robert, F. & Brown, A.C. 1986. Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma Mine, Abitibi greenstone-belt, Quebec: Part 1. Geologic relations and formation of the vein system. *Econ. Geol.*, 81(3):578-592.

- Roberts, R.G. 1988. Ore deposit models: Archean lode gold deposits. *Geosc. Canada*, 14(1):37-52.
- Silva, G.G. *et al.* 1974. Levantamento de Recursos Naturais: Folha SB.22 Araguaia e parte da Folha SC.22 Tocantins. MME/DNPM. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, v.4.
- Souza, V.S. 1995. Geologia e mineralizações auríferas da área do garimpo do Manelão, região do Bacajá - Pa. Dissertação de Mestrado. CG-UFPA, Belém, 111p.
- Souza, V.S, E Kotschoubey, B. 2001. Oscilações climáticas Plio-Pleistocênicas e sua influência na prospecção de ouro na área do garimpo do Manelão (PA). *Revista Escola de Minas*, 54(3):185-190.
- Webster, J.G. & Mann, A.W. 1984. The influence of climate geomorphology and primary geology on the supergene migration of gold and silver. *Jour. Geoch. Explor.*, 22(1-3):21-42.

OS RECURSOS MINERAIS PARAENSES E O DESENVOLVIMENTO REGIONAL

João, X. S. J.

CPRM – Superintendência Regional de Belém – xafi@cprm-be.gov.br

RESUMO O Estado do Pará tem seu traçado geográfico sobre um domínio crustal em que a fenomenologia geológica possibilitou a formação de concentrações e reconcentrações metalíferas, refletindo uma alta fertilidade mineral, que o destaca no cenário mineral nacional. Com isso, o espaço paraense incorporou um portfólio de recursos minerais reais e potenciais, em que os Governos estaduais e municipais e a sociedade civil, têm ainda, dificuldades e limitações na administração e no trato das magnas questões e dos multiaspectos relativos ao seu reino mineral.

Nos domínios da Amazônia Legal, o Estado do Pará com suas 28 minas, lidera a produção e o valor da produção mineral, pela operação de suas minas de grande porte (4), de médio porte (9) e de pequeno porte (15), atingindo em 2000, a totalização em torno de US\$ 2 bilhões em bens minerais primários e transformados, denunciando a importância do setor mineral e o seu reconhecimento como o segmento econômico produtivo de maior expressividade no Estado. Essa expressividade está representada pela destacada participação do setor mineral, em 2001, nos principais indicadores macroeconômicos do Estado do Pará, em que os bens minerais primários e transformados contribuíram com 77% para a pauta de exportações, com 18% para a composição do PIB estadual e com 4% para a receita tributária (prejudicada pela Lei Kandir), revelando o Estado do Pará como um Estado dominado por uma economia mineral. Ostenta, em paralelo, a posição de sétimo maior exportador brasileiro e de gerar o segundo maior saldo na balança comercial, dentre os 26 estados brasileiros, decorrentes do seu reino mineral, o Estado Pará, contudo, ocupa o décimo sexto lugar em termos de desenvolvimento humano (IDH), revelando que o frustrante desempenho econômico como um todo, acompanha fortemente os decepcionantes indicadores sociais.

Pela visão econômica tradicional, um estado como o Pará, com abundância de recursos minerais seria afortunado, tendo em vista, que o patrimônio mineral paraense representa um capital natural oportunizado, para ser transformado em riqueza dirigido a elevação da qualidade de vida coletiva. A despeito dessa visão otimista, a relação entre a extração-transformação mineral e o desenvolvimento regional no Estado, tem se mostrada, ao longo do último decênio, pessimista e com performance decepcionante, por macrofatores diversos, dentre os quais, a ausência de uma Política Mineral como Política Pública; a qualidade da Governança nas esferas de Poder e a lógica econômica extrativista-exportadora mandatória, em que o Estado do Pará, contribui para o desenvolvimento do Brasil, mas sem passar pela lógica do seu próprio desenvolvimento. No curso do decênio 1990-99, como um todo, constata-se que o Estado do Pará cresceu economicamente, porém, cresceu menos que os demais Estados da Região Norte sem abundância de recursos minerais, revelando que o “boom” mineral e energético ocorrido no Estado, a partir da década de 80, falhou na promoção do crescimento econômico e do desenvolvimento social.

Por se tratar de um Estado inserido na geografia Amazônica, trato espacial mais periférico e mais subdesenvolvido da Federação Brasileira, a deficiência infraestrutural resultante, apresenta vários gargalos obstaculizando o desenrolar do ciclo evolutivo dos minerais, desde a fase de mapeamento geológico, passando pela extração, processamento, fabricação, manufatura e reciclagem. Essa anunciada verticalização, agregadora de valor cada vez mais econômico à medida que se pudesse desenvolver o “continuum” mineral paraense, está se perpetuando como uma retórica volátil, permitindo que as relações de troca entre o Estado e a União permaneçam cada vez mais desiguais. Para materializar o Plano de Desenvolvimento Regional, implantado a partir de 1996, o Governo do Estado estabeleceu a nova base produtiva do Estado, montada no tripé da verticalização mineral – turismo - agroindústria, com a expectativa de reverter os frustrantes indicadores econômicos e sociais, resultando, de fato, a partir dessa data, numa esperançosa mudança de tendência desses indicadores. Contudo, constatado que a produção e a comercialização para exportação, dos bens minerais paraenses, são dominadas por uma única mega-empresa privada, que se declara como uma empresa em que a mineração é a sua atividade principal, sem interesse nas etapas sucessivas da cadeia industrial, estaria o Pará destinado a servir, apenas, como fonte de matéria-prima. O Pará, um Estado com abundância de recursos minerais reais e potenciais estaria destinado ao extrativismo e impedido de hospedar as demais fases subsequentes do ciclo evolutivo dos seus minerais (processamento, fabricação e manufatura), porque a empresa concessionária está limitada pelo seu foco operacional e econômico, controlando, a qualquer custo, o seu avanço empresarial na escala da verticalização. Por decorrência, o Pará teria de incorporar o seu geodestino de almoxarife mineral, cerceado e interdito ao seu futuro mínero-industrial. Exceção a esse contexto previsível, o pólo joalheiro de Belém, vem denunciar o pífio resultado da verticalização mineral, até então, conseguida como um dos vértices da nova base produtiva no Estado do Plano de Desenvolvimento Regional do atual Governo.

O Estado do Pará está iniciando o seu quinto ciclo mineral, que certamente o colocará na posição de maior Estado minerador do país. Consolidados os ciclos do ferro, do manganês, do ouro e do caulim, o Estado despontará como o maior produtor de cobre do Brasil, e como de regra, produtor de concentrado de cobre a ser verticalizado em outras regiões. Junto com os ciclos anteriores, a sociedade paraense incorpora a certeza de que os recursos minerais paraenses, como dádiva geológica, tem divinamente se apresentado como oportunidades desperdiçadas, senão perdidas, pela não formulação de uma política mineral inserida no contexto de uma política pública, pela baixa performance das sucessivas governanças e pelo despreparo- por desinformação- das comunidades envolvidas ou afetadas.

Por estas e outras razões, formula-se a indagação se um Estado periférico e subdesenvolvido em relação aos demais estados da Federação, porém com um capital natural exuberante, deveria ou

não preservar para transferir às futuras gerações a exploração dos seus recursos reais e potenciais? Através de mecanismos fiscais e ambientais, o Governo estadual poderia administrar, para postergação, as suas riquezas minerais, objetivando que as futuras explorações, sob melhores condições de fortalecimento Institucional, de maior responsabilidade social Empresarial e de maior preparo de uma Sociedade Civil Paraense Organizada, possam gerar os maiores benefícios econômicos, sociais e ambientais para os paraenses que estão por vir?

Referências

- Auty, R & Warhurst, A Sustainable Development in Mineral Exporting Economies In Resources Policy, 1993.
- Auty, Richard M. “Sustaining development in mineral economies: the resource curse thesis” (London: Routledge),1993.
- Davis, Graham A. “Learning to love the Dutch disease: evidence from the mineral economies”. In World Development. v.23. nº23, 1995.
- Davis, Graham A. The minerals sector, sectoral analysis and economic development. Resources Policy, v. 24 (4), 1998.
- MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA. Departamento Nacional da Produção Mineral: Anuário Mineral Brasileiro. Brasília: DNPM, 2001.

**FLUID EVOLUTION IN THE PALEOPROTEROZOIC INTRUSION- RELATED
BREVES Cu-Au (Mo-W-Bi) DEPOSIT, CARAJÁS MINERAL PROVINCE,
NORTHERN BRAZIL**

¹Xavier R. P., ¹Araújo C. E. G., ^{1,2}Dreher A. M., ³Nunes A. R., ³Rêgo J. L.

¹Instituto de Geociências – UNICAMP; ²CPRM-RJ / Instituto de Geociências – UNICAMP; ³Companhia Vale do Rio Doce

ABSTRACT Fluid inclusion data indicate that a highly saline (> 30 wt% NaCl eq.) and CaCl₂-rich aqueous fluid coeval with a CO₂-rich fluid, at temperatures > 350°C, represent immiscible fluids released from felsic magma emplacement at relatively shallow depths, during the earlier magmatic-hydrothermal fluid regime of the Breves Cu-Au (Mo-W-Bi) deposit. Ore deposition may have taken place more efficiently when the fluid regime switched dominantly to lower temperature (130 °C – 230°C), moderate to low-salinity (0.2 – 26.2 wt% NaCl eq.) aqueous fluids, possibly due to dilution and mixing with meteoric fluids.

INTRODUCTION Among a series of economically important Cu-Au deposits of the Carajás Mineral Province (PMC), the Breves Cu-Au (Mo-W-Bi) deposit is one of a few that unequivocally demonstrates a spatial and genetic association with Paleoproterozoic (1.88 Ga) felsic intrusives. In such context, it is considered as a reference case study to define the fluid regime involved in the mineralizing process, compared to other Cu-Au deposits of the PMC to which a magmatic source for the fluids have been inferred. This is the main goal of this work, which is centered on a fluid inclusion study by microthermometry and Raman micro-spectroscopy.

GEOLOGY OF THE BREVES DEPOSIT The recently discovered Breves Cu-Au (Mo-W-Bi) deposit is located approximately 9 km NE of the Igarapé Bahia Fe oxide-Cu-Au deposit, in the western sector of the PMC, northern Brazil. The deposit occurs adjacent to the apical zone of a Paleoproterozoic (1.88 Ga) felsic intrusive suite emplaced in siliciclastic rocks of the Archean Rio Fresco Group/ Águas Claras Formation (2.6 Ga) (Nunes et al. 2001; Tallarico et al. in press).

The siliciclastic rocks are represented by an alternating sequence of low grade - metamorphosed coarse to fine-grained sandstones, siltites and argillites. The intrusive suite consists of fine to medium-grained rocks with compositions varying from monzo- to syeno-granites.

The Cu-Au (Mo-W-Bi) mineralization appears disseminated in strongly altered medium- to coarse-grained sandstones, as well as in vein systems that transect the felsic intrusives and the siliciclastic units. The disseminated mineralization consists of chalcopyrite ± arsenopyrite ± pyrrhotite ± molybdenite ± pyrite ± ferberite ± cassiterite ± bismutinite that,

together with chlorite, muscovite, fluorite and tourmaline, form interstitial aggregates within the quartzose matrix, conferring a mottled appearance to the mineralized sandstones.

Quartz and chalcopyrite, with variable amounts of arsenopyrite, molybdenite, ferberite, cassiterite and scheelite, together with chlorite, biotite and muscovite form the main sets of mineralized veins. Quartz-fluorite showing open-space filling textures (i.e. vugs and comb texture), and rare carbonate, represent later barren vein sets.

FLUID INCLUSION STUDIES

Sampling and analytical methods Fluid inclusions were investigated in granite quartz (sample FR84/169,1) and in mineralized (samples FR138/200,00, FR109/252,6, FR135/249,3, FR61/253,35) and barren (sample FR84/310,6) veins.

Microthermometry runs were conducted on a LINKAM THMSG600 heating-freezing stage (-180°C/+600°C), connected to a LINKAM TMS92 programmable temperature controller unit. Raman micro-spectroscopy was carried out on a multichannel Jobin Yvon T64000 laser probe.

Description and distribution of fluid inclusion populations Two main groups of fluid inclusions are present in the investigated samples: (1) aqueous inclusions represented by two-phase (liquid H₂O and vapor H₂O – LV type), three-phase (liquid H₂O, vapor H₂O and halite – LVS type) and multi-phase (liquid H₂O, vapor H₂O and several solids – LVMS type) inclusions at room temperature; (2) mixed aqueous-carbonic (LC type), with variable degree of fill, and carbonic (C type) inclusions, two-phase and monophasic, respectively, at room temperature.

Regarding the relative abundance of the fluid inclusions, the LV type is, by far, the most abundant in all the investigated samples, followed by the LVS and LVMS types. The LC type is very subordinate, whereas the C type is rare. In granite and mineralized vein quartz the inclusion types LV, LVS, LVMS, LC and C coexist in randomly oriented primary-like groups or intragranular arrays and are considered as cogenetic. The LVS and LVMS types appear frequently in the granite quartz, but the LVMS types becomes very subordinate in the mineralized vein quartz. Additionally, the proportion of the aqueous-carbonic (LC type) and carbonic (C type) inclusions drastically decreases in the mineralized veins, compared to those encountered in the granite. In the barren vein, only LV type inclusions were identified in quartz and fluorite.

Microthermometry and Raman micro-spectroscopy results In both granite and mineralized veins, initial (T_i) and final ice melting temperatures (T_{mi}) for the LV-type inclusions are highly variable ($T_i = -52$ to -23°C and $T_{mi} = -26.1$ to -0.1°C ; Fig. 1), indicating aqueous fluids with a complex mixture of Na, K, Mg, Fe and Ca chlorides and a wide range of salinity (0.2 – 26.2 wt% NaCl eq.). T_i and T_{mi} also define a marked positive correlation for the LV-type inclusions, with the more saline members tending towards CaCl_2 -rich fluids. This is similar to the highly saline inclusion fluids LVS and LVMS that display T_i values mainly concentrated within the NaCl- CaCl_2 fluid domain (Fig. 1). A similar range in salinity (0.2 – 22.8 wt% NaCl eq.) was obtained for the LV inclusion fluids in quartz and fluorite of the barren vein sample. However, their T_i values showed a strong concentration between -38°C and -20°C , indicating more CaCl_2 -poor fluids.

The total homogenization temperatures (T_{ht}) for the LV type inclusions, in the liquid state, are within the 195°C - 316°C range for granite quartz and varied broadly, from 116°C up to 300°C for the mineralized vein quartz, with a sharp peak around 150°C . The dissolution temperature of a solid phase (LVS \rightarrow LS \rightarrow L) marks the total homogenization of the LVS and LVMS inclusion types. In the granite quartz these temperatures varied from 200°C to 411°C for the LVS type and 370°C up to $> 435^\circ\text{C}$ for the LVMS type, broadly similar to those recorded in the mineralized veins, which correspond to salinity values in the 32 – 48.5 wt% NaCl eq. range.

The intervals of 100°C – 320°C , with a cluster around 200°C , and of 73°C – 170°C , with a conspicuous peak at 100°C , were obtained for the LV inclusion type in quartz and fluorite, respectively, of the barren vein sample.

The melting temperatures of the solid CO_2 ($T_{m\text{CO}_2}$) in LC and C inclusion types concentrate between -58.2°C and -56.9°C in granite quartz, indicating that pure CO_2 , or CO_2 mixed with very subordinate amounts of other volatiles, is the main composition of the carbonic phase of these inclusions. On the other hand, a lower $T_{m\text{CO}_2}$ range, between -69.1°C and -58.5°C , is shown by the few LC and C inclusion types recognized in the mineralized veins, particularly samples FR61/253.35 and FR109/252.6, suggesting a mixture of CO_2 with higher concentrations of other volatiles. This assertion is supported by Raman micro-spectroscopy analyses, which detected for the LC and C inclusion types < 5 mol% CH_4 in the granite quartz and 13.5 mol% up to 49.7 mol% CH_4 in the vein quartz. These LC and C inclusion types in the granite quartz display homogenization of their carbonic phase (T_{hc})

between 5.8°C and 22°C, to the liquid state, with a cluster around 18°C. In the case of the vein quartz, the formation of these inclusions takes place mainly to the gaseous state and in the –20.6°C – 28.8°C interval, with an important concentration of values around 23°C. In all the samples, the salinity of the aqueous phase of the LC inclusion type vary from 2 wt% NaCl eq. to 14.3 wt% NaCl eq., on the basis of clathrate melting temperatures. Although most of the LC type decrepitated close to 420°C, the formation of a few could be roughly recorded between 312°C and > 375°C, to the aqueous phase.

DISCUSSION: FLUID EVOLUTION The fluid evolution attributed to the Breves Cu-Au (Mo-W-Bi) deposit can be assessed by the correlation of the total homogenization and/or salt dissolution temperatures with salinity of the LV, LVS and LVMS inclusion fluids present in quartz of the granite, mineralized and barren veins. In this correlation shown in Figure 2, there is a general tendency of highly saline (> 35 wt% NaCl eq.) aqueous fluids, represented by the LVS and LV inclusion types, to progressively evolve, with decreasing temperature, to more diluted aqueous fluids of the LV type. Although salinity values for the more abundant LV inclusion type are within the same range (0.2 to 23 wt% NaCl eq.), temperatures > 250°C correspond to the ones in the granite quartz, compared to 130°C – 230°C interval of those of the mineralized and barren vein quartz. Temperatures < 150°C for the low to moderate-salinity aqueous fluids, recorded in LV inclusion type hosted in barren vein fluorite, may probably represent the end member of this fluid evolution, when metal deposition was no longer efficient. This is coherent with the comb texture described in the barren vein, where fluorite occupies the central part, indicating it was the latest phase to form from these fluids.

The aqueous-carbonic fluids that coexist with the high to low-salinity aqueous fluids in the granite quartz are CO₂-rich, but become a mixture of CO₂-CH₄ in the mineralized vein quartz, where they are very subordinate in comparison to the granite quartz.

CONCLUSIONS The close spatial and temporal association of the Breves Cu-Au (Mo-W-Bi) mineralization with a felsic intrusive suite implies that the higher temperature (> 350°C), highly saline (> 30 wt% NaCl eq.) and CaCl₂-rich aqueous fluid and the low to moderate salinity (< 15 wt% NaCl eq.) CO₂-rich fluid, defined in the granite quartz, probably represent immiscible fluids released from the felsic magma at the onset of this intrusion-related hydrothermal system. The predominance of the aqueous brine over the CO₂-rich fluid is suggestive of magmas emplaced at relatively shallow depths, due to the limited CO₂ solubility in felsic melts at low pressures (Baker, 2002).

During the ore deposition stage to form the disseminated and the vein-related Cu-Au (Mo-W-Bi) mineralization, these immiscible magmatic fluids were gradually replaced by a lower temperature (130 °C – 230°C) fluid regime dominated by aqueous solutions with variable concentrations of Na-K-Ca-Mg-Fe chlorides and salinities varying from nearly 0 wt% NaCl eq. up to 25 wt% NaCl eq. These fluids are interpreted as meteoric waters that evolved during infiltration at depth and progressively mixed with the magmatically derived fluids. In the latest stages of fluid evolution, related to the deposition of barren vein fluorite, only low to moderate salinity, CaCl₂-poor aqueous fluids, with temperatures < 150°C, remained. The progressive mixture process during this fluid evolution path may account for the large variation in composition, salinity and temperatures shown by the inclusion fluids, and may have had an important role in the deposition of Cu and Au at the Breves deposit.

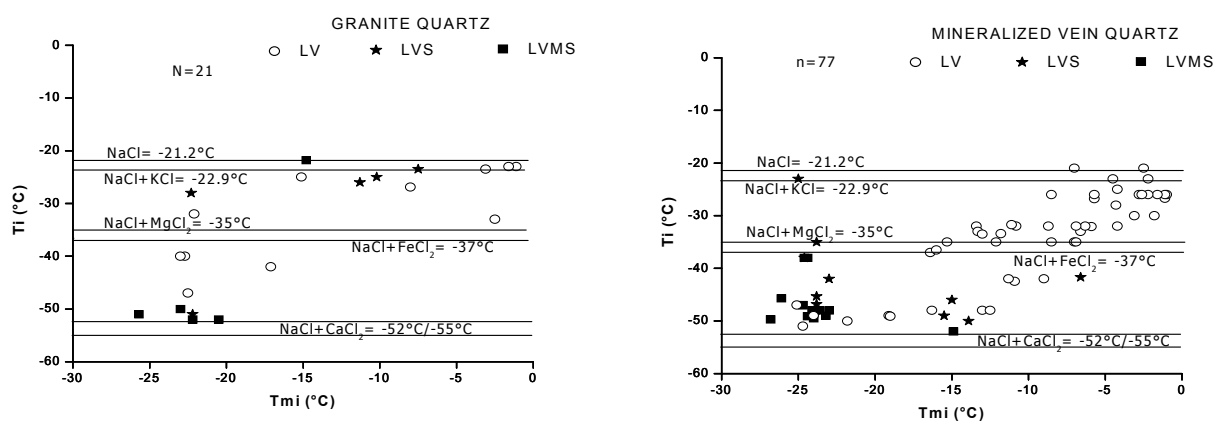
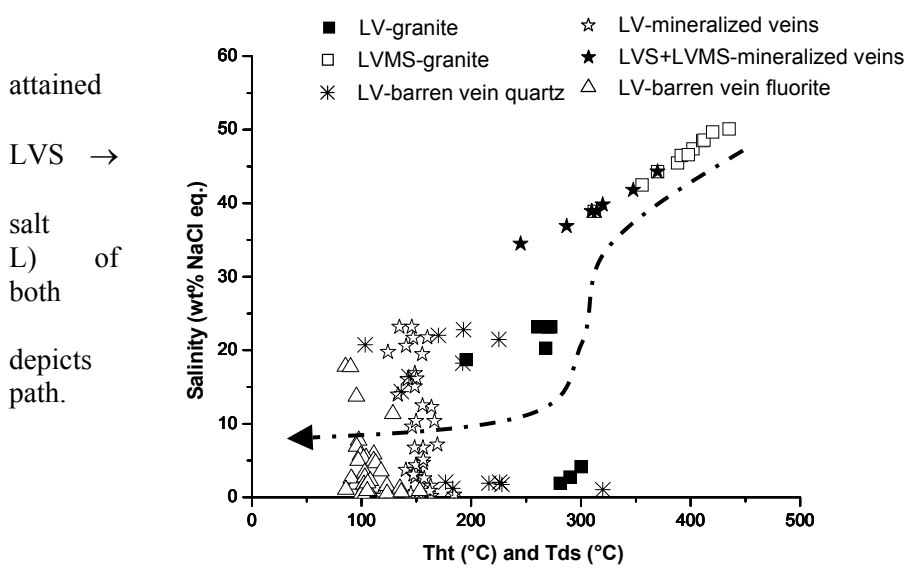


Figure 1. Initial melting (Ti) versus final ice melting (Tmi) temperatures for LV- LVS- and LVMS-type aqueous inclusions from granite (A) and mineralized vein quartz (B).

Aqueous fluids with a wide range of salinities together with low to moderate salinity CO₂-rich aqueous fluids, as defined for the Paleoproterozoic Breves deposit, were also recognized in Archean Fe-oxide Cu-Au deposits of the Carajás Mineral Province such as Igarapé Bahia (Almada and Villas 1999) and Salobo (Réquia et al. 1995), as well as at the still undated Pojuca Cu-Zn deposit (Winter 1995). Similar aqueous-saline fluids, but devoid of carbonic phases, were also identified in the Proterozoic Cu-Au Gameleira (Lindenmayer et al. 2001) and Águas Claras (Silva and Villas 1998) vein deposits. This scenario implies that similar fluid regimes, with strong magmatic signatures and diverse interactions with other fluid types, affected the Carajás region during Archean and Proterozoic times and were crucial for the Cu-Au metallogeny in the Province”.

Figure



2. Salinity and total homogenization temperatures, either by vapor disappearance ($T_{ht} = LV \rightarrow L$) and dissolution of the inclusions for which variables were measured. The arrow depicts the fluid evolution

ACKNOWLEDGEMENTS Field work at Carajás was made possible by the support of CPRM and CVRD. The research was funded by FAPESP Grant # 1999/03058-0 and SAE-UNICAMP.

References

- Almada, M.C.O. & 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.
- Baker, T. 2002. Emplacement depth and carbon dioxide-rich fluid inclusions in intrusion-related gold deposits. *Econ. Geol.*, **97**: 1111-1117.
- Lindenmayer, Z.G.; Pimentel, M.M.; Ronchi, L.H.; Althoff, F.J.; Laux, J.H.; Araújo, J.C.; Fleck, A.; Baecker, C.A.; Carvalho, D.B.; Nowatsky, A.C. 2001. Geologia do depósito de Cu-Au de Gameleira, Serra dos Carajás, Pará. In: Jost, H.; Brod, J.A.; Queiroz, E.T. (eds.) Caracterização de depósitos auríferos em distritos mineiros brasileiros. DNPM/ADIMB. Brasília. Pp:81-139.
- Nunes, A.R.; Rego, J.L.; Meireles, H.P.; Tallarico, J.B.C.; Silva, P.E.L.; Siqueira, J.B.; Stevannato, R.; Ferreira, F.J.J., 2001, A descoberta do depósito Breves na Província Mineral de Carajás. VII Simpósio de Geologia da Amazônia, Sessão Temática III – Metalogênese/Geologia Econômica, 04-09/11/2001, p.57-60, CD-ROM.
- Requia, K.; Xavier, R.P.; Figueiredo, B.R. 1995. Evolução paragenética, textural e das fases fluidas no depósito polimetálico do Salobo, Província Mineral de Carajás, Pará, *Bol. Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, **7**: 27-39.
- Silva, C.M.G.; Villas, R.N. 1998. The Águas Claras Cu-sulfides ± Au deposit, Carajás region, Pará, Brazil: geological setting, wallrock alteration and mineralizing fluids. *Rev. Bras. Geociênc.*, **28**: 331-334.
- Winter, C.J. 1994. Geology and base-metal mineralization associated with Archean iron-formations in the Pojuca Corpo Quatro deposit, Carajás, Brazil. PhD thesis, University of Southampton.

TECTÔNICA CENOZÓICA E MOVIMENTAÇÃO SALÍFERA NA BACIA DO AMAZONAS. Costa, A. R. A.

RESUMO. Este trabalho, baseado em interpretações de seções sísmicas, trata dos eventos tectônicos e do movimento de sal que ocorreu na Bacia de Amazonas durante o Cenozóico. A bacia foi dividida em três domínios estruturais, identificados como domínios Norte, Sul e Central e compreendem 8 (oito) setores estruturais. O Domínio Norte inclui os seguintes setores: Rio Negro-Trombetas e Rio Curuá; o Domínio Sul compreende os setores do Rio de Canumã, Rio Mamuru e Rio Cupari; e o Domínio Central inclui os setores Rio Madeira, Rio Abacaxis-Tapajós e Rio Jurupari. A partir das relações estruturais observadas nas seções sísmicas pode-se identificar dois eventos tectônicos um que ocorreu em épocas pré-miocênicas e outro, mais forte e com maior distribuição areal, que teria ocorrido no Mio-Plioceno.

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA. A porção ocidental da Bacia do Amazonas, antes denominada Bacia do Médio Amazonas, área de enfoque principal desta dissertação, situa-se entre os escudos pré-cambrianos das Guianas (ao norte) e Brasileiro (ao sul). Limita-se a oeste pelo Arco de Purus, que a separa da Bacia do Solimões e se estende, para leste, até a o Domo de Monte Alegre (Figura 1).

OBJETIVO. O objetivo principal deste trabalho é caracterizar, em seções sísmicas, as estruturas de idade cenozóica, que foram geradas na porção ocidental da Bacia do Amazonas.

METODOLOGIA. Os procedimentos usados para a caracterização sísmica dos estilos estruturais cenozóicos da Bacia do Amazonas foram os seguintes: 1) divisão da bacia em domínios e setores

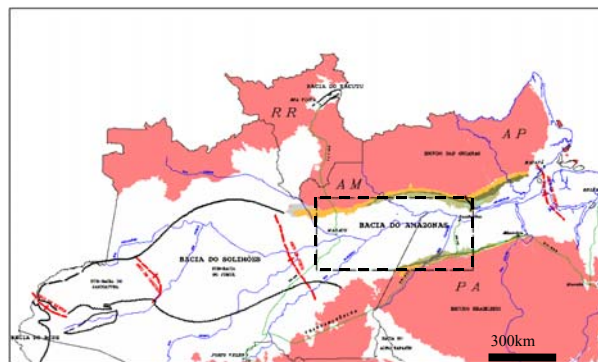


Figura 1- mapa de localização da área

estruturais; 3) seleção das seções que melhor representassem as características estruturais presentes nos diferentes setores da bacia e obtenção de suas imagens em formato GIF e 4) preparação das ilustrações (Word 2000) com as imagens das seções sísmicas e interpretação dos principais elementos estruturais e dos horizontes sísmicos importantes. Os refletores interpretados foram os seguintes: a discordância erosiva da base da seqüência cretáceo-terciária; refletores próximos às soleiras de diabásio, algumas vezes coincidindo com o topo delas, e um refletor posicionado mais ou menos na passagem da Formação Nova Olinda para a Formação Itaituba.

TECTÔNICA E ESTILOS ESTRUTURAIS. A evolução do conhecimento sobre o tectonismo cenozóico na Bacia do Amazonas, conforme será demonstrado a seguir, há muito tem se baseado na interpretação e análise dos elementos e padrões de drenagens, que freqüentemente coincidem com as direções dos principais lineamentos estruturais da bacia, identificados por outros métodos. Sternberg (1950) foi o primeiro a sugerir que os vales da planície amazônica poderiam ser tectônicos. Neste contexto, dentre outros, merecem destaque os trabalhos de Tricart (1977); Rezende & Brito (1973);

Iriondo & Suguio (1981); Campos *et al.*(1987); Hasui (1990); Travassos & Barbosa Filho (1990); Cunha (1991); Bemerguy & Costa (1991); Miranda *et al.* (1994); Fortes (1995); Costa *et al.* (1996); Bemerguy (1997) e Costa *et al.* (2001).

A análise e interpretação das seções sísmicas da Bacia do Amazonas (Costa, 2003) apontam para importante variação de estilos das estruturas de região para região. Algumas se

mostram pouco estruturadas, enquanto outras exibem complexidade estrutural significativa. Com base nesse critério, dividiu-se a bacia em três amplos domínios estruturais, representados, pelo flanco Norte, flanco Sul e calha Central subdivididos em 8 (oito) setores estruturais. O flanco Norte compreende os seguintes setores: Rio Negro – Trombetas e Rio Curuá, o flanco Sul engloba os setores Rio Canumã, Rio Mamuru e Rio Cupari e a calha Central abarca os setores Rio Madeira, Rio Abacaxis – Tapajós e Rio Jurupari. (Figura 2).

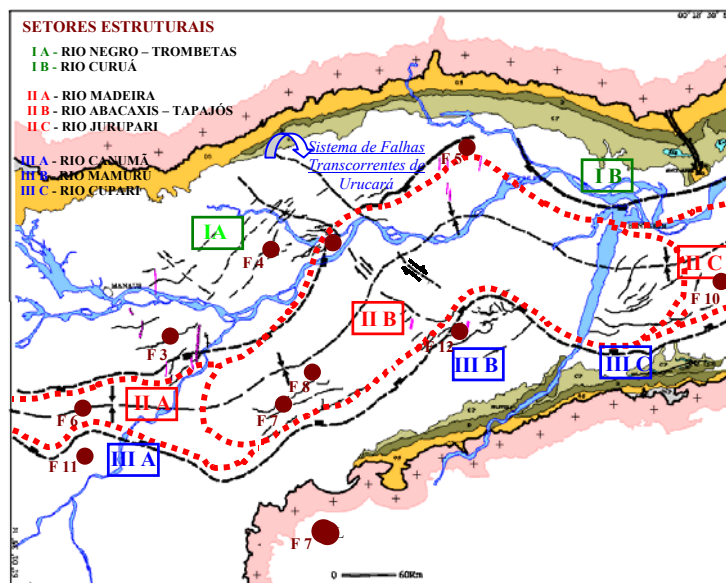


Figura 2 – Mapa de localização das seções sísmicas.

Setor estrutural IA - Rio Negro - Trombetas - As deformações não são expressivas em dimensões e quase sempre estão associadas à falhas transcorrentes com direções NE-SW e NW-SE. O comportamento quase planar da discordância pré-Neocretácea (pré-Albiana) indica que esta porção da bacia não experimentou significativas deformações no Cenozóico. Em alguns locais observa-se que algumas das falhas transcorrentes (transpressionais) de direção NE-SW do Mesozóico foram reativadas no Cenozóico (Figuras 3, 4 e 5).

Setor estrutural IB – Rio Curuá - Não há resolução sísmica para a identificação e caracterização de estruturas cenozóicas.

Setor estrutural IIA – Rio Madeira. - Neste setor a Sequência Cretáceo-Terciária acha-se praticamente sem deformação, como se pode constatar pelo comportamento planar da discordância da base dessa seqüência, que está a 400 metros de profundidade (Figura 6).

Setor estrutural IIB – Rio Abacaxis-Tapajós - Este setor, situado em grande parte na mesopotâmia dos rios Abacaxis e Tapajós, é o que possui a maior variedade de estilos estruturais decorrentes dos pulsos tectônicos e movimentação salífera que caracterizam o Cenozóico. A presença de estruturas

pretéritas, tanto de direção NE-SW quanto de direção NW-SE certamente influenciou, aqui como em toda a bacia, na dinâmica deformacional, respondendo como zonas reativadas, em maior ou menor grau, ou simplesmente como elementos capazes de ter provocado dispersão ou concentração dos esforços atuantes na época. Por outro lado, é nesta região que ocorrem a maior quantidade de sal móvel (halita), entre 200 e 500 metros. As seqüências sedimentares que contêm as camadas de halita respondem mais facilmente à deformação. Uma área caracterizada por movimentação de camadas de halita quando submetida à ação de pulsos tectônicos (halotectônica), desenvolverá um padrão de estruturas característico de um meio reologicamente mais plástico (Figuras 7, 8 e 9). Essas estruturas são tipificadas por dobras associadas à almofada de sal (Figura 8), dobras irregulares e complexas observáveis nos níveis de evaporitos (Figura 7 e 9), cortados por soleiras de diabásio da Formação Nova Olinda. A seqüência sísmica subjacente às camadas que contêm sal, quando está deformada, a intensidade da deformação é menor e o estilo das estruturas é diferente.

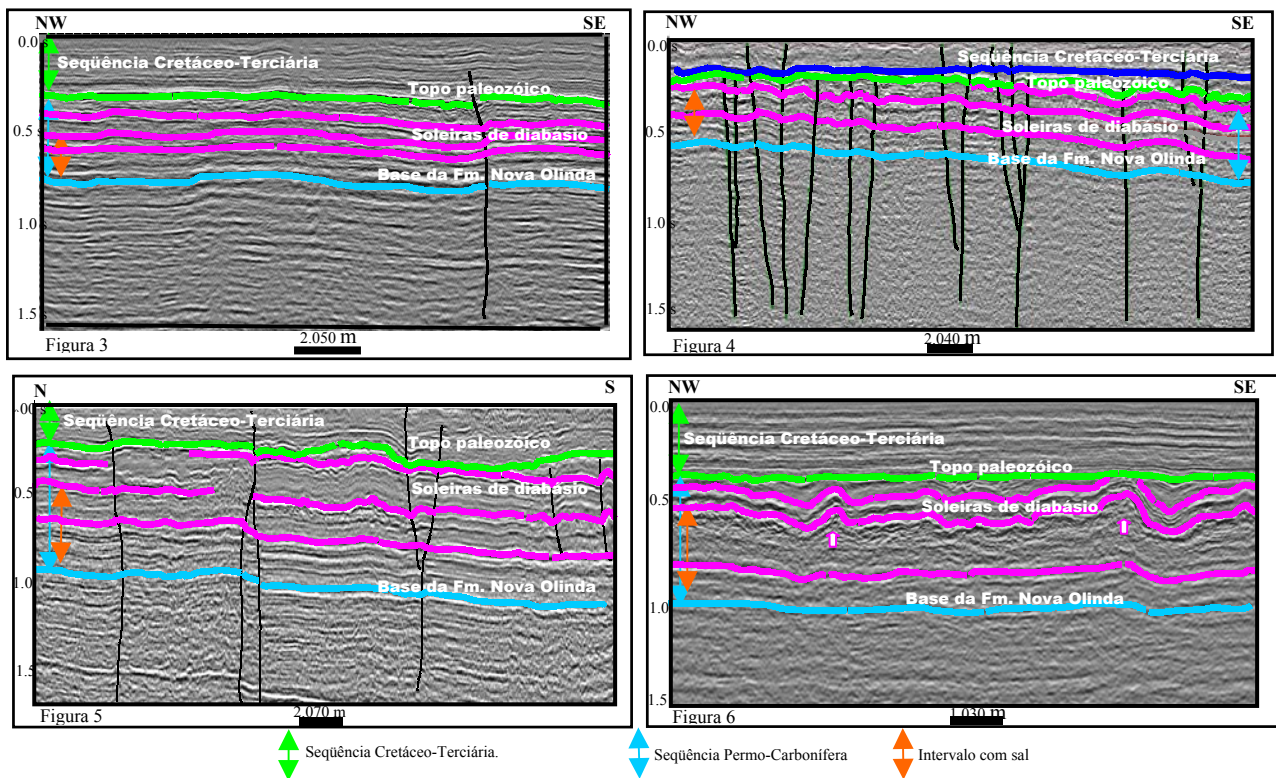


Figura 3, 4 e 5 – Seções sísmicas interpretadas do Setor estrutural Rio Negro-Trombetas.

Figura 6 – Seção sísmica interpretada do Setor estrutural Rio Madeira.

O Sistema de Falhas Transcorrentes de Urucará (indicado pela seta azul na figura 2), ativo desde o início da evolução tectono-sedimentar da bacia no Eopaleozóico até o Cenozóico, quando teve papel importante no condicionamento dos padrões de drenagem atuais. A propósito, o principal deslocamento do leito do Amazonas ocorre exatamente no trecho de ocorrência desses lineamentos

Além das falhas transcorrentes NE-SW amplamente distribuídas neste trecho da bacia, o sistema de falhas NW-SE teve desenvolvimento mais acentuado.

Setor estrutural IIC – Rio Jurupari - Esta região corresponde à extensão, para leste, da calha central da bacia, na área de abrangência deste estudo, sendo individualizada como um setor estrutural, pois, como se pode constatar na seção sísmica da Figura 10, a Seqüência Cretáceo-Terciária apresenta-se com refletores horizontais, fracamente perturbados por uma falhas transcorrentes. O comportamento planar da discordância pré-albiana é forte evidência da fraca incidência de deformação cenozóica nessa área, bem como não há mais a influência da movimentação de sal na deformação, já que não ocorre halita neste setor.

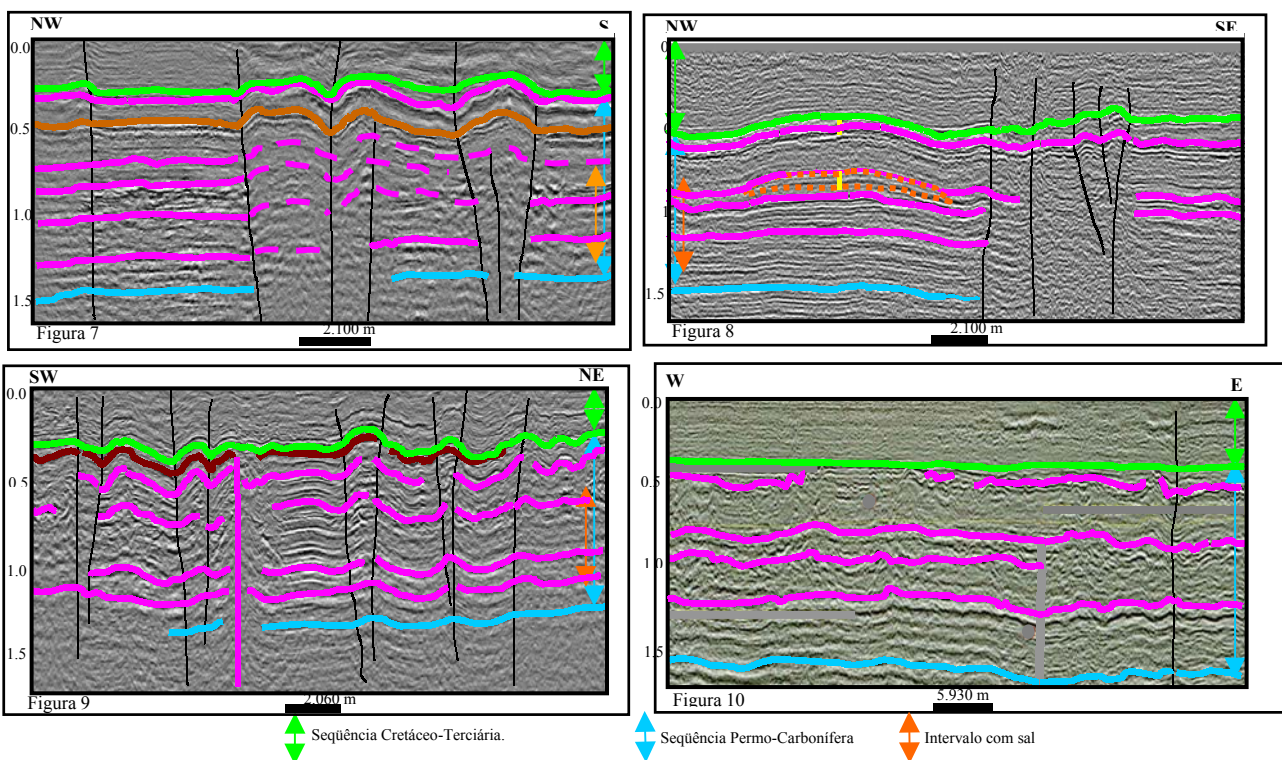


Figura 7, 8 e 9 – Seções sísmicas interpretadas do Setor estrutural Rio Abacaxis-Tapajós.

Figura 10 – Seção sísmica interpretada do Setor estrutural Rio Jurupari.

Setor estrutural IIIA – Rio Canumã - Este setor corresponde à região a sul da linha que separa o flanco sul da calha central (charneira sul), localizado entre os rios Madeira e Maués, com o Rio Canumã, na sua porção central. A área próxima ao Rio Madeira é a que apresenta melhor qualidade sísmica, onde a Seqüência Cretáceo-Terciária apresenta-se, no geral, não deformada, ainda que, algumas zonas de falhas transcorrentes, com pequenas dobras associadas, sejam mapeadas, como se pode ver na seção sísmica da figura 11.

Setor estrutural IIIB – Rio Mamuru - Esta região, corresponde à Plataforma Estrutural de Mamuru e está situada entre os rios Abacaxis e Tapajós. Por este setor passa o *Sistema de Falhas Transcorrentes*

de Urucará, de direção NW-SE. As falhas e dobras são acentuadas, decorrentes da atuação conjunta do referido sistema com o conjunto de falhas NE-SW (Figura 12).

Setor estrutural IIC – Rio Cupari – Uma estreita faixa estrutural do flanco sul, a partir do Rio Tapajós, para leste, onde a discordância pré-albiana ocorre a baixas profundidades (máxima de 150m). A baixa qualidade sísmica, a exemplo de outras áreas, não favorece a caracterização estrutural das feições cenozóicas que porventura possam existir nessa área.

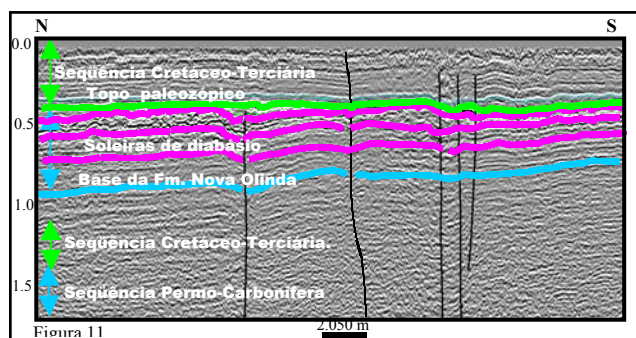


Figura 11– Seção sísmica interpretada do Setor estrutural Rio Canumã.

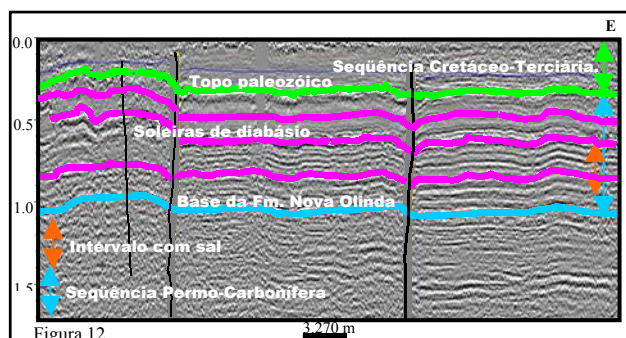


Figura 12– Seção sísmica interpretada do Setor estrutural Rio Mamuru..

CONCLUSÕES. As estruturas interpretadas nas seções sísmicas da Bacia do Amazonas foram formadas sob regime tectônico transcorrente com predominância de feições transpressionais. As direções preferenciais dos alinhamentos estruturais são NE-SW, ENE-WSW e NW-SE. O Sistema de Falhas Transcorrentes Urucará com direção NW-SE foi responsável pelo alinhamento de alguns rios importantes (Rio Negro, Preto da Eva e Urubu etc...) e deslocamento do leito de outros, bem marcados em vários trechos do Rio Amazonas, como se observa na cidade de Urucará.

A maior diversidade e complexidade estrutural ocorrem preferencialmente ao longo do setor estrutural Rio Abacaxis-Tapajós, na região entre a calha central e as linhas que delimitam os flancos norte e sul da bacia. É também neste setor que a movimentação salífera é mais expressiva.

Os principais elementos que provocaram a movimentação salífera foram os pulsos tectônicos transcorrentes que reativaram zonas de fraquezas antigas e criaram diversos outros feixes de falhas que cortam a bacia nas direções NE-SW e NW-SE; maiores espessuras das camadas de halita e instabilidade gravitacional devido ao esforço diferencial das soleiras de diabásio e pelos mergulhos mais íngremes das camadas.

Os dados sísmicos e as raras informações de idades da Sequência Cretáceo-Terciária conduziram à definição de dois eventos tectônicos cenozóicos de natureza transcorrente que afetaram a região amazônica, o primeiro pré-Mioceno e o segundo Mio-Plioceno.

O quadro deformacional cenozóico na Bacia do Amazonas resultou da ação combinada de tensões decorrentes da interação complexa entre as placas do Caribe e da América do Sul e seus reflexos no domínio intraplaca e das tensões compressionais e extensionais relacionadas ao binário dextral que resulta da roto-translação da placa Sul-Americana para NW (Hasui, 1990). A diversidade e complexidade estrutural observados são evidências de que, além das tensões relacionadas do referido binário, os esforços decorrentes da interação da Placa Sul-Americana com a do Caribe, contribuíram para o incremento da taxa de deformação durante o Cenozóico nessa bacia.

Referências Bibliográficas

- Bemerguy, R. L e Costa, J. B. S. 1991. Considerações sobre a evolução do sistema de drenagem da Amazônia e sua relação com o arcabouço tectônico estrutural. *Bol. do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 3: 75-97.
- Bemerguy, R. L. 1997. *Morfotectônica e evolução paleogeográfica da região da calha do rio Amazonas*. Belém, UFPA. CG. 200p (Tese de Doutorado).
- Campos, J. N. P. et al. 1987. Movimentos Tectônicos Rotacionais Terciários na Bacia do Baixo Amazonas. In: TECTOS- 1 – Seminário de Tectônica da PETROBRÁS, 1º, Rio de Janeiro PETROBRAS/DEPEX, p.54-76.
- Costa, J. B. S. et al 1996. Neotectônica da região: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. *GENOMOS. Revista de Geociências*, Belo Horizonte, 4 (2): 24-44.
- Costa, J. B. S. et al. 2001. Tectonics and paleogeography along the Amazon river. *Jour South Ame Earth Sc.*, 14: 335-347.
- Costa, A. R. C. 2003. *Tectônica Cenozóica e Movimentação Salífera na Bacia do Amazonas e suas relações com a geodinâmica das placas da América do Sul, Caribe, Cocos e Nazca*. Belém, UFPA. C.G. 237p. (Dissertação de Mestrado).
- Cunha, F. M. B. 1991. Morfologia e Neotectonismo do Rio Amazonas. In: Simp. Geol. Amaz., 3., Belém. *Anais...* Belém, SBG. p 193-210.
- Fortes, F. P. 1995. *Análise Estrutural e Tectônica do Mapa de Fraturas da Região do Rio Solimões em escala 1:250.000*. PETROBRAS/E&P Amazônia. v.1, 88p. (Relatório Interno).
- Hasui, Y. 1990. Neotectônica e Aspectos Fundamentais da Tectônica Resurgente no Brasil. In: Workshop sobre neotectônica e sedimentação cenozóica continental no sudeste brasileiro, 1., Belo Horizonte, *Anais...* Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia. p. 766 – 771.
- Iriondo, M. & Suguio, K. 1981. Neotectonics of amazon plain. *Bulletin of the INQUA Neotectonics Comission*. (4):72-78.
- Miranda, F. P. et al. 1994. *Integração de dados de sensoriamento remoto, aeromagnetometria e topografia na definição do arcabouço estrutural da região do Rio Uatumã (Bacia do Amazonas)*. PETROBRAS/CENPES/DIVEX/SETEC. 62 p. (Relatório Interno).
- Rezende, W. M. & Brito, C. G. 1973. Avaliação Geológica da Bacia paleozóica do Amazonas. In: Congr. Brasil. Geol., 27., Aracajú, *Anais...*, Aracajú: SBG, v.3, p. 227-245.
- Sternberg, H. O. 1950. Vales tectônicos na planície amazônica?. *Rev. Bras. Geogr.*, Rio de Janeiro, 95-166.
- Travassos, W. A. S. & Barbosa Filho, C. M. 1990. Tectonismo Terciário na Área do Rio Tapajós, Bacia do Amazonas. *Bol. Geociênc. Petrobrás*, Rio de Janeiro, 4 (3): 221-340.
- Tricart, J. L. 1977. Tipos de planícies aluviais e de leitos fluviais na Amazônia brasileira. *Rev. Brás. Geogr.*, Rio de Janeiro, 39(2): 3-40.

INDICADORES NEOTECTÔNICOS: CONCEITOS E APLICAÇÕES

Fernandes, F.¹; Igreja, H.² & Silveira, R. R.³

¹ AMAZONGEO - Geologia e Meio Ambiente Ltda (fabiof@amazongeo.zzn.com); ² Departamento de Geociências / UFAM (hligreja@argo.com.br) e ³ Programa de Pós-Graduação em Geociências / UFAM (rosemary@amazongeo.zzn.com)

Introdução. Neste trabalho são apresentados alguns conceitos e aplicações quanto a utilização dos “indicadores neotectônicos”, afim de se buscar subsídios para a identificação, enquadramento temporal e interpretação das estruturas geológicas neotectônicas, amplamente visualizadas e tão pouco estudadas

A utilização do termo “neotectônica” foi definido inicialmente por Obruchev (1948, *In*: Suguio, 1999) como o “movimento tectônico ocorrido no fim do Terciário e no Quaternário, os quais desempenharam um papel decisivo na configuração topográfica contemporânea da superfície terrestre”, sendo este posteriormente pouco modificado em sua concepção original. Em contrapartida procurou-se definir neste o termo “indicadores neotectônicos”, como sendo: “Uma evidência ou conjunto de evidências relacionadas a um evento tectônico deformacional, geradora de estruturas ordenadas e correlacionáveis espacialmente, permitindo sua detecção, quantificação e qualificação, estando definido em um intervalo temporal compreendido (na Amazônia) entre o Terciário Superior (Mioceno) e o Quaternário”.

A fim de se obter um maior entendimento quanto a utilização dos indicadores neotectônicos, deve-se tomar especial atenção quanto ao seu enquadramento temporal, para que se possa definir que tipo de investigação neotectônica pretende-se desenvolver, questionando-se quanto ao tipo de resultado pretendido (Figura 01).

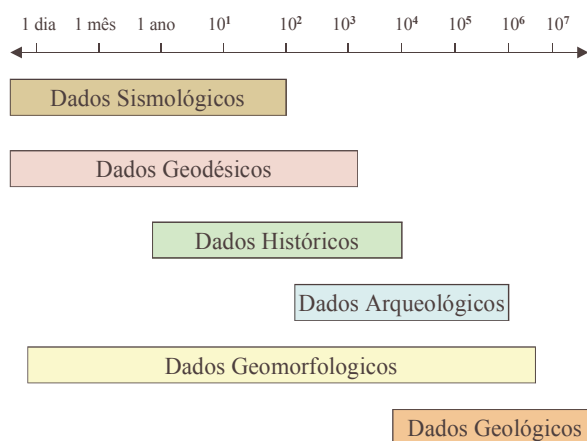


Figura 01 - Contraste entre as Escalas de Tempo em Relação ao Tipo de Investigação Neotectônica (Fonte: Modificado de Vita-Finzi, 1986).

Considerações e Conclusões. Os indicadores neotectônicos quanto a sua origem podem ser: Sismológicos/Geofísicos, Geodésicos, Históricos, Arqueológicos, Geomorfológicos e Geológicos, sendo estes geradores de inúmeros dados.

Dentre os indicadores neotectônicos de origem: Sismológica/Geofísica, pode-se destacar as falhas sísmica, sendo estas geralmente associadas aos terremotos, tendo grande importância na

caracterização de campos de esforços litosféricos; Geodésicos, estes estando relacionados direta ou indiretamente com evidências geológicas e geomorfológicas, sendo os dados obtidos por meio de medidores de adernamento (tiltmeters), de deformação (strain gauges) e de rastejo (creepmeters), dados estes resultantes da utilização de equipamentos tecnológicos de ponta, a exemplo do GPS (Global Position Sistem); Históricos, dados normalmente relacionados aos movimentos eustáticos do nível do mar (construções antigas submersas, decida de nível do mar em portos, etc...), obtidos por meio de registros antigos (mapas, pinturas, etc...), e de relatos oculares e/ou memoráveis; Arqueológicos, dados obtidos em tempos históricos ou pré-históricos, relacionados a deformações ou a situações geográficas anormais de construções feitas pelo homem, fazendo-se uso de estruturas antigas (sambaquis, etc...) e de estruturas modernas (deslocamento de níveis de pontes, estradas, muros, prédios, etc...); Geomorfológicos, dados relacionados à deformações geológicas estruturais em correlação aos processos erosionais e deposicionais, podendo-se citar os relacionados as falhas geradoras de ilhas e lagos com flancos retílinizados, drenagens encaixadas formado estruturas em cotovelo ou em caixa, e a análise de índices morfométricos; e os Geológicos, sendo estes dados fornecidos por uma infinidade de indicadores, tanto a nível local quanto regional, podendo-se fazer uso de falhas, dobras, sulcos, estrias, ravinas e voçorocas, linhas de pedra e juntas neotectônicas, dentre outros.

Quando do emprego dos indicadores neotectônicos, deve-se tomar especial atenção quanto à técnica de aquisição destes dados neotectônicos, que podem ser representativos tanto a nível local quanto regional (Figura 2).

	Local	Regional
Geodésicos	Escala de tensão	GPS
Sismológico/ Sensores Remotos	Rede de microterremotos; Fotografias aéreas	Rede sismológica mundial; Imagens termal, radar e digital
Geofísicos	Eletromagnetismo	Reflexão de sismos; Anomalias gravimétricas.
Geoquímicos	Resistividade elétrica;	Monitoramento hidrológico
Históricos	Relatos oculares; Evidências documentadas	Mapas, croquis, etc
Arqueológicos	Estruturas modernas	Terremotos Pré-históricos
Geomorfológicos	Falhas geradoras de ilhas	Índices morfométricos
Geológicos	Trincheiras, sulcos, voçorocas	Análise de Paleostress

Figura 02 - Técnicas de Aquisição Local e Regional de Dados Neotectônicos (Modificado de Stewart & Hancock, 1994).

A utilização dos indicadores neotectônicos em muito tem à contribuir na determinação e quantificação de estruturas geológicas neotectônicas, mostrando-se ser uma ferramenta bastante

eficiente, porém seu emprego ainda encontra-se bastante reduzido, ora por falta de subsídios que permitam seu estudo, ora por falta de indivíduos dispostos à estudá-los, a exemplo do próprio quadro neotectônico do Brasil.

Referências Bibliográficas

- Stewart, I. S. & Hancock, 1994. Neotectonics. In: P. L. Hancock (ed.) *Continental deformation*. Oxford: Pergamon, pg. 370-409.
- Suguio, K. 1999. Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais. São Paulo: Paulo's Comunicações e Artes Gráficas, pg. 131-137.
- Vita-Finza, C. 1986. Recent earth movements: An introduction to neotectonics. Academic Press: 226p.

ANÁLISE DAS JUNTAS GEOLÓGICAS DA GRANDE MANAUS, ESTADO DO AMAZONAS, BRASIL

⁽¹⁾ Igreja, H.; Igreja, H.; Melo, A. e ⁽¹⁾ Franzinelli, E.

1-Departamento de Geociências – UFAM, Manaus – AM – Brasil

hligreja@argo.com.br

RESUMO. Na intenção de contribuir para os estudos do Modelo Neotectônico Amazônico Atual - transcorrente dextral, elaborou-se uma análise simplificada das juntas geológicas da Cidade de Manaus, constatando-se a relação genética direta das mesmas com as direções estruturais regionais e as feições geomorfológicas de risco. As famílias de juntas são ortogonais, conjugadas e paralelas, podendo se apresentarem abertas ou fechadas, interpretadas como resultantes de movimentações neotectônicas transtensivas ou transpressivas, respectivamente. Observou-se que na área da Grande Manaus as juntas constituem os sulcos erosionais iniciais para a geração de voçorocas - sobretudo nas áreas desmatadas, os cruzamentos das juntas configuram as zonas preferenciais de erosão acelerada, constituem os planos de fraquezas para os desabamentos, e na evolução para falhas geológicas, controlam as fontes d'água e formam as escarpas das cachoeiras.

INTRODUÇÃO. Nos estudos do Modelo Neotectônico Amazônico Atual - transcorrente dextral (Igreja, 1998), elaborou-se uma análise simplificada das juntas geológicas da Cidade de Manaus, constatando-se a relação genética direta das mesmas com as direções estruturais regionais e as feições geomorfológicas de risco. As juntas podem ser definidas como descontinuidades paralelas ou subparalelas que isolam blocos rochosos e/ou de sedimentos com diferentes geometrias, em função das orientações e/ou espaçamentos das mesmas (Hasui e Mito, 1992). Considerando que localmente as juntas na área da Grande Manaus apresentam expressivos elementos cinemáticos, constituindo essencialmente importantes famílias de microfalhas, reuniu-se às juntas (conceito clássico: sem deslocamento) tais microfalhas (nítidos deslocamentos) de modo a facilitar a interpretação dos vários processos neotectônicos na região da Grande Manaus (Melo, 2002). A importância das juntas para os estudos geológicos, de engenharia civil, pedológicos e geomorfológicos é bem conhecida na literatura especializada. Destaca-se que na área de Manaus as juntas constituem os sulcos erosionais iniciais para a geração de voçorocas, observadas sobretudo nas áreas desmatadas (Figura 1A), os cruzamentos das juntas configuram as zonas preferenciais de erosão acelerada (Figura 1B), constituem os planos de fraquezas para os desabamentos, controlam as fontes d'água (e fluxo subterrâneo) que geram os igarapés (Figura 2A), e na evolução para falhas geológicas, representam as escarpas das cachoeiras (Figura 2B).

METODOLOGIA. Adotou-se uma metodologia rotineira de análise estrutural. No campo, levantamento das juntas das exposições naturais e artificiais na área da Grande Manaus: coleta das atitudes, direções preferenciais, relação com os maiores elementos tectônicos e fisiográficos. No escritório, elaboração de diagrama de roseta, definição dos eixos de tensão, elaboração dos elipsóides de tensão e deformação, e comparação com direções estruturais regionais e do Modelo Neotectônico Amazônico Atual.

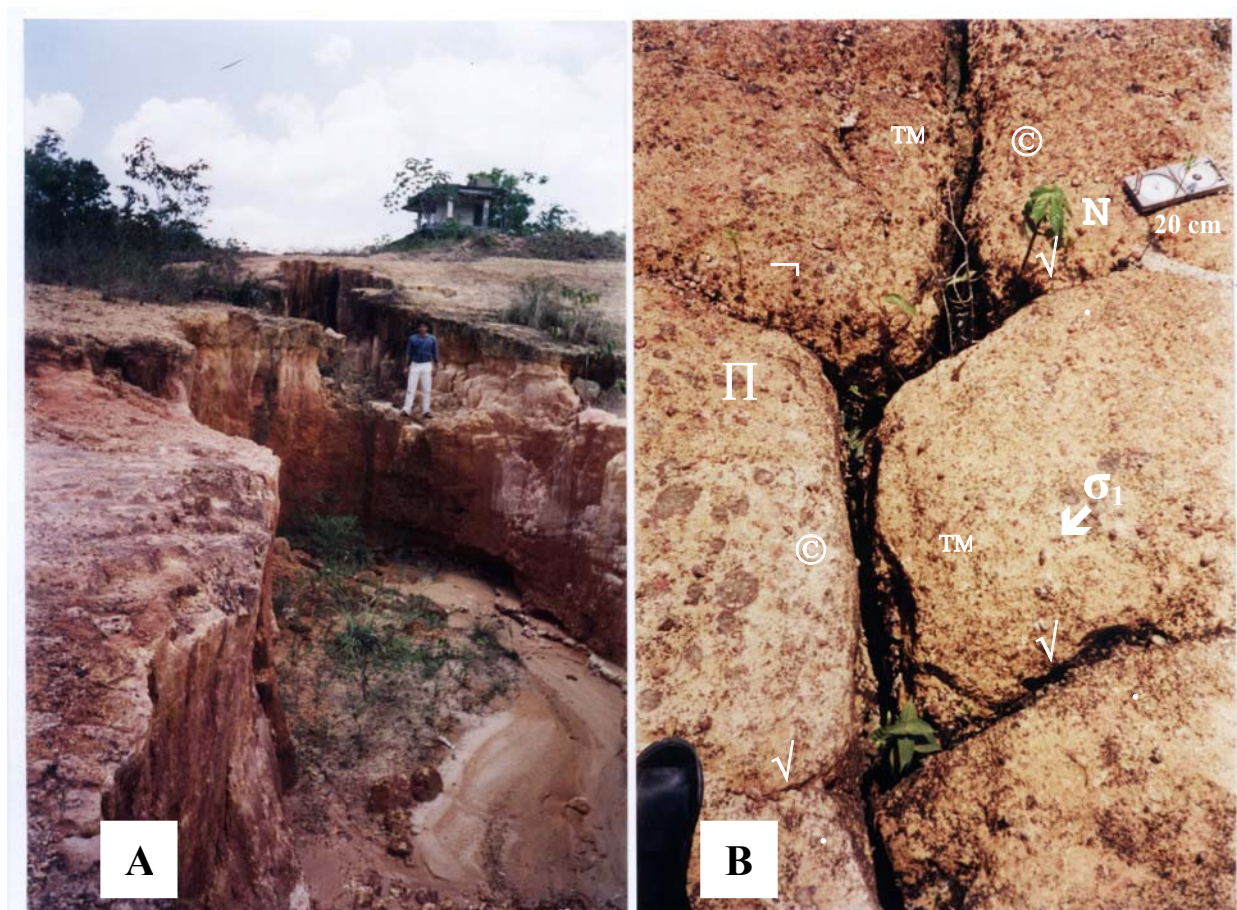


Figura 1 – Fotos da exposição natural Cachoeira Alta do Tarumã – Formação Alter do Chão, Km 8 da Estrada do Turismo – centro-noroeste da cidade de Manaus. Foto A. Voçoroca formada a partir de juntas conjugadas(60°), as quais, constituem os sulcos erosionais iniciais na área. Foto B. Os cruzamentos das juntas conjugadas ou ortogonais constituem as zonas preferenciais de erosão acelerada. σ_1 = eixo de compressão do sistema conjugado, que coincide com a Direção Estrutural Rio Negro ($N45^\circ W$).

CONCLUSÕES. Observou-se que as famílias de juntas estão relacionadas com as grandes falhas que cortam a Cidade de Manaus. Estas delimitam blocos tectônicos de diversas dimensões, que por sua vez apresentam diferentes intensidades de famílias de juntas. As famílias são ortogonais, conjugadas e paralelas, podendo apresentarem-se abertas ou fechadas, interpretadas como resultantes de movimentações neotectônicas transtensivas e transpressivas respectivamente.

A análise dos eixos tectônicos, principalmente através das famílias de juntas conjugadas, indica que o máximo tensor neotectônico (σ_1) é horizontal e está consistentemente posicionado no quadrante noroeste, condizente com outros estudos no Estado do Amazonas (e grande parte do Brasil). Com exceção de uma família de juntas curvas e mais antigas, as demais direções preferenciais das famílias de juntas coincidem com as principais direções tectonoestruturais atuais da área da cidade e da Região Amazônica, e podem ser reunidas em cinco grupos: Direção Estrutural Rio Amazonas ($N80^\circ E$), Direção Estrutural Rio Solimões ($N60^\circ W$), Direção Estrutural Rio Negro ($N45^\circ W$), Direção Estrutural Rio Madeira ($N50^\circ E$), e Direção Estrutural Rio Tarumã ($N10^\circ E$).

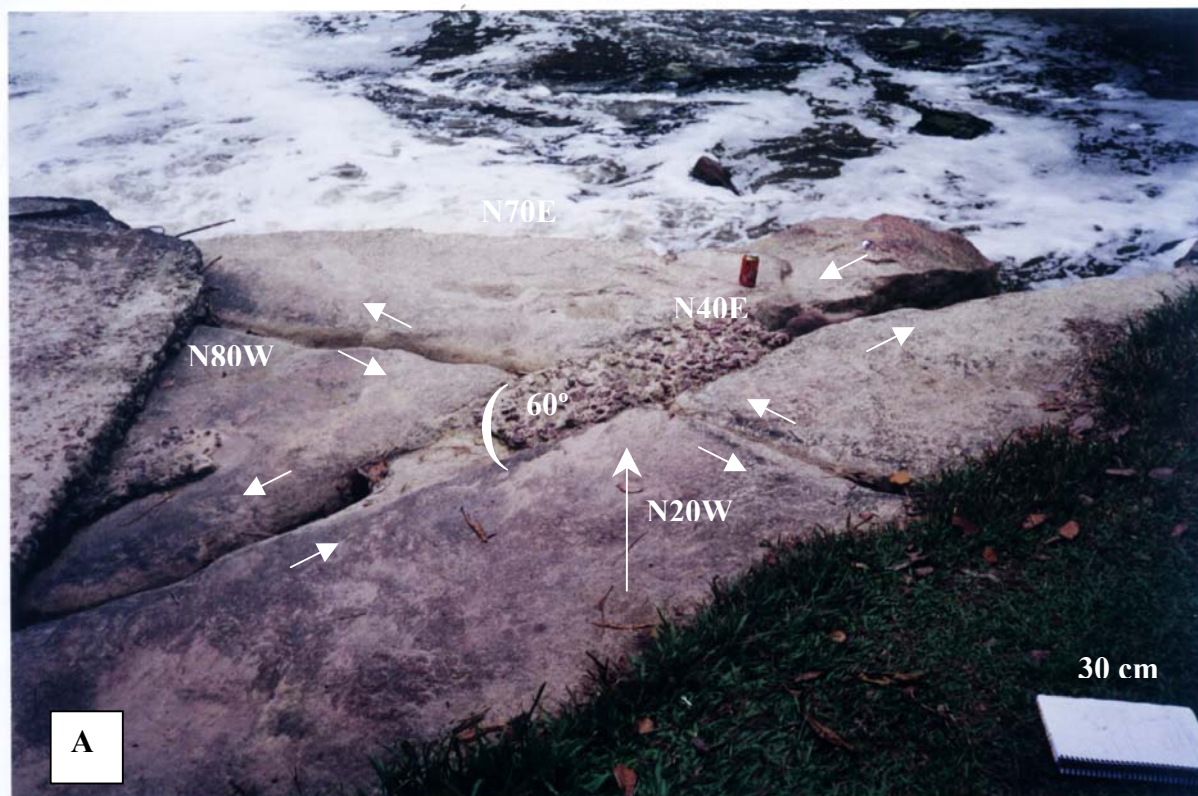


Figura 2 – Fotos da exposição natural Cachoeira do Igarapé do Mindú – Formação Alter do Chão, Parque do Mindú centro-sul da cidade de Manaus. Foto A. Família de juntas conjugadas (60°), mostrando o movimento transtensional dextral superimposto ao transpressional sinistral (Cretáceo). Foto B . Família de juntas ortogonais da cinemática atual que evoluíram para falhas que controla o Igarapé do Mindú (N20W) e forma a escarpa da Cachoeira do Mindú (N70E).

Referências

- Hasui, Y. e Mito, J. A. 1992 . coordenadores. Geologia Estrutural Aplicada. São Paulo. Associação Brasileira de Geologia de Engenharia & VOTORANTIM. 459 p.
- Igreja, H. 1998. Aspectos do Modelo Neotectônico da Placa Sul-Americana na Província Estrutural Amazônica, Brasil. Tese para Professor Titular da Universidade Federal do Amazonas. 155 p.
- Melo, A. P. de . 2002 . Estudos das Juntas Geológicas na Grande Manaus, Estado do Amazonas, Brasil. Trabalho Final de Graduação. Departamento de Geociências. UFAM. 59 p.

A GEOCOMPARTIMENTAÇÃO DO MEGAECOSSISTEMA AMAZÔNICO ATRAVÉS DE RIOS QUE FLUEM AO LONGO DE ZONAS DE FALHAS NEOTECTÔNICAS.

Igreja H., Franzinelli E.

Departamento de Geociências, UFAM – Manaus, AM – Brasil; hIgreja@argo.com.br;
elena@argo.com.br

RESUMO Este trabalho tem como objetivo apresentar os principais resultados alcançados através de estudos comparativos entre os domínios geoestruturais do Sistema Neotectônico Amazônico – Transcorrente Destral - com as maiores áreas endêmicas do Megaecossistema Amazônico, cuja congruência permitiu a caracterização de 9 geocompartimentos na grande faixa sedimentar amazônica - Província Estrutural Amazônica. Esta divisão ecológica, fundamental para o planejamento regional, poderá ser “refinada” em compartimentos menores, à medida que os estudos geológicos, biológicos, ambientais, agrônômicos e botânicos avançarem.

INTRODUÇÃO Um dos aspectos mais importantes do Sistema Neotectônico Atual da Amazônia (Transcorrente Destral) é que fornece as bases para uma geocompartimentação do Ecossistema Amazônico, através de delimitações por imensas zonas de falhas geológicas neotectônicas ao longo das quais geralmente fluem os grandes rios (Igreja, 1998).

Esta primeira tentativa de divisão ecológica está restrita a uma faixa central da Amazônia de aproximadamente 1.300.000 Km², coincidindo com a Província Estrutural Amazônica (Almeida, 1967) onde se desenvolvem essencialmente os maiores e mais piscosos rios do Sistema Fluvial Amazônico, com destaque ao maior do mundo: Rio Amazonas.

METODOLOGIA Os estudos foram elaborados através de imageinterpretação (radar e satélite) e análises morfoestruturais das redes de drenagens, além de constatações em campo. Em todos os casos examinados comprovou-se, em várias escalas, o controle estrutural dos biomas amazônicos, por zonas de falhas geológicas neotectônicas, as quais constituem os limites naturais, ora mais, ora menos distintos. Foi feita a comparação entre os geocompartimentos configurados pelos domínios estruturais e as áreas de endemismos de espécies animais e vegetais definidas por especialistas.

OS COMPARTIMENTOS NEOTECTÔNICOS Os resultados de pesquisas geológicas recentes no Ecossistema Amazônico (Igreja, 1998; Franzinelli et al. 1999) permitiram a elaboração de um modelo ecodinâmico para sua hidrografia, e configuração geo e ecocompartimentar da faixa central sedimentar da Região Amazônica. A seguir, para melhor compreensão, elaborou-se uma (perigosa) simplificação do processo evolutivo do espaço amazônico dos últimos 20 milhões de anos.

A evolução da litosfera terrestre nos 3,5 bilhões de anos de sua história, esta baseada no processo cíclico de geração e destruição de placas litosféricas com seus respectivos mares e continentes.

A Região Amazônica, inclusive seu relevo, é resultante dessa evolução sobretudo nos últimos 24 milhões de anos (desde o Mioceno).

Após a separação do Continente Africano, o Continente Sul-Americano em sua deriva para oeste, e abertura do Oceano Atlântico a 65 milhões de anos, desde então o território amazônico passou a evoluir sob condições eminentemente equatoriais. A concomitante geração do Oceano Atlântico e extinção do deserto cretáceo sul-americano, o deslocamento da Placa Sul-Americana para oeste e a colisão com a Placa de Nazca (deslocamento para leste), promoveu a saída do Mar Epicontinental Solimões (braço do Oceano Pacífico que cobria grande parte das áreas dos estados do Amazonas, Acre e Rondônia) à medida que se formava a Cordilheira dos Andes (Hoorn, 1993; Igreja, 1998).

Na parte leste da região da Amazônia, com a regressão marinha e/ou soerguimento continental pós-mioceno inferior, extinguiu-se o Mar Epicontinental Pirabas (Pará, Maranhão e Amapá).

A profusão de grandes zonas de falhas geológicas adentrando à Região Amazônica favoreceu a ingressão dos mares epicontinentais e geração de imensos rios, principalmente ao longo da Zona Principal de Deformação (ZPD), inclusive do Sistema Fluvial Amazônico Atual (SFAA). Esses rios controlados por falhas, freqüentemente delimitam compartimentos neotectônicos que têm sido gerados e transformados, obedecendo a ecodinâmica dos últimos 24 milhões de anos de um megassistema de falhas transcorrentes destrais, responsáveis por abatimentos, soerguimentos e rotação de blocos geotectônicos sobre os quais evoluem os diversos ecótopos amazônicos.

A velocidade atual de deslocamento da Placa Sul-Americana em relação a de Nazca é de 10,1 cm/a (Teixeira *et al.* 2000), certamente ocorreram ciclos de menores e maiores velocidades, que implica em fases de menores e maiores tensões induzidas para a Região Amazônica a partir da Zona de Colisão Andina Peruana e/ou da Cadeia Meso-Oceânica Atlântica Equatorial. Após a saída do mares Solimões e Pirabas, a região passou a ser “colonizada” pelas diferentes espécies do continente sul-americano, além de permitir a evolução de novas espécies no recém formado ambiente continental, já compartimentalizado pelos tectonodivisores, principalmente zonas de falhas neotectônicas. “Momento” evolutivo este “pari passu” com o processo adaptativo daquelas comunidades aquáticas que ficaram “aprisionadas” quando da extinção daqueles mares.

As principais zonas de falhas, todas superiores a 200 Km, que configuram os compartimentos neotectônicos são as seguintes: Zona de Falhas S. P. de Olivença–Fonte Boa (ZPD), Arco Divergente de Tefé (ZPD), Zona de Falhas Codajás–Manacapuru (ZPD), Zona de Falhas Manaus–Santarém (ZPD), Zona de Falhas Santarém–Mazagão (ZPD), Lineamento Rio

Negro, Zona de Falha Rio Urubu, Zona de Falhas Tapajós–Alenquer, Zona de Falhas Caxiuanã–Janauca, Megalineamento Figueiredo–Mazagão, Zona de Falhas Eirunepé, Megalineamento Madre de Deus–Itacoatiara, Zona de Falhas Canumá, Megalineamento Porto Velho.

OS COMPARTIMENTOS ECOLÓGICOS O processo geodinâmico de geração do espaço amazônico foi proposto por Igreja (1998) numa seqüência de sul para norte e de leste para oeste, dentro de um Modelo Neotectônico de Falhas Transcorrentes Destrais, resultante principalmente de tensões induzidas a partir da Faixa Colisional Andina, como resposta do encontro da Placa de Nazca, a oeste, Placa do Caribe, ao norte, com a Placa Sul-Americana em deslocamento para oeste, de tal modo que os diferentes compartimentos geológicos tende a serem progressivamente mais jovens para noroeste da Região Amazônica.

Os estudos biológicos de Amorim e Pires (1996) indicam que o processo colonizador das diferentes espécies no território brasileiro na Era Cenozóica, ocorreu de sul para norte, e deste modo concomitantemente com o desaparecimento dos mares miocênicos amazônicos, soerguimento dos Andes, geração das redes de drenagens terciárias e quaternárias, fluxo hidrológico para leste e adaptação das espécies aos novos ambientes aquáticos isolados dos oceanos.

Assim a congruência dos blocos tectônicos com as populações endêmicas representa a “corrida evolutiva” num processo bastante complexo de interação entre os movimentos tectônicos, o clima, e os processos biológicos.

Foram identificados três pulsos de movimentação tectônicas positivas na Amazônia assim denominados: Transpressão Tapajônica (Mioceno), Transpressão Manauara (Plioceno) e Transpressão Marajoara (Quaternário) (Igreja, 1998). Cada um destes pulsos implica na intensa, até mesmo completa, mudança na hidrografia, geomorfologia e climas amazônicos nos últimos 24 milhões de anos. Isto significa períodos de “explosão” com períodos de extinção de espécies, cujos fósseis podem ser constatados nos espaços (e estratos) remanescentes de antigos compartimentos ecológicos, os quais desapareceram (e/ou transformaram-se) com o processo deformacional de encontro das placas consideradas, e seu reflexo na Amazônia.

Observa-se que a geocompartimentação amazônica baseada em critérios geológicos, ultrapassa a visão limitada à superfície do megaeossistema (embora a mais importante: vida humana e relevância no contexto da biosfera mundial), pois a influência e/ou propriedades de cada geocompartimento, eventualmente atinge 1000 metros na atmosfera, e, localmente, 40 quilômetros na litosfera.

Os compartimentos ecológicos amazônicos resultantes da congruência dos compartimentos neotectônicos com as áreas de endemismo são os seguintes: 1) Madeira – Maués

– Porto Velho – Serra Madre de Dios; 2) Eirunepé–Manaus–Madeira–Guajará–Mirim–Abunã; 3) Solimões–Manacapuru–Eirunepé–Javari; 4) Rio Negro–Solimões–Iguaje; 5) Demeni– Jauaperi–Rio Negro; 6) Mazagão–Alenquer–Amazonas–Urubu; 7) Amazonas–Tapajós–Porto Velho–Maués; 8) Mazagão–Janaucu–Amazonas–Alenquer; 9) Amazonas–Caxiuanã–Porto Velho–Tapajós.

Certamente a configuração destes compartimentos em alguns aspectos representa situações idealizadas no sentido de tentar torná-los operacionais em seus fundamentos relevantes dos processos e/ou nas diferentes interações existentes entre eles.

Observa-se que a concepção de um modelo tem por finalidade facilitar o entendimento e a manipulação das relações que ocorrem entre as diversas variáveis que integram um sistema ou processo, abstraídas da realidade (Beuren, 2000), neste caso, variáveis geológicas e ecológicas. Deste modo a análise dos modelos obedece às proposições de Peleias (1992): “ a partir da escolha de um grupo de variáveis e uma especificação de suas inter-relações, projetadas para representar um processo ou sistema real, total ou parcialmente, um modelo é a descrição do funcionamento de um sistema, representando uma construção em particular, utilizando-se da teoria, a qual lhe serve como suporte conceitual” - Evolução do Megaecossistema Amazônico.

Onde a congruência era precária, os limites dos compartimentos neotectônicos, devido as características isoestruturais, passaram a governar as dimensões da área endêmica com critérios de coleta de dados e limites pouco claros, deste modo o fator geológico passou a configurar o respectivo compartimento ecológico.

DISCUSSÃO. A geocompartimentação neotectônica e ecossistêmica amazônica está fundamentada principalmente nos “trends” neoestruturais, que conjuntamente constituem domínios neotectônicos, onde grandes zonas de falhas salientam-se por governarem os rios amazônicos, que por sua vez, representam os maiores e mais nítidos limites interbiomas (áreas de endemismos – Amorim e Pires, 1996).

A Zona Principal de Deformação do Sistema Neotectônico Amazônico, ao longo da qual flue o Rio Solimões-Amazonas – megazona de falha transcorrente destal - representa o fator delimitante principal leste–oeste, configurando inicialmente dois mega-compartimentos ecossistêmicos, um ao norte e outro ao sul, sobre os quais foram definidos 5 grandes compartimentos neotectônicos na Província Estrutural Amazônica, que puderam ser subdivididos em 9 geocompartimentos de dimensões menores

Todos os compartimentos são limitados por falhas transpressionais e transtensionais atingindo centenas de quilômetros de comprimento, que cortam rochas paleozóicas, cretácicas, terciárias, lateritos, e localmente sedimentos e solos quaternários, e apresentam direções tectono-

estruturais estatisticamente peculiares, que permitem individualização relativamente rápida nos produtos de sensoriamento remoto, por controlarem redes de drenagens homólogas.

A comparação dos geocompartimentos com as maiores áreas de endemismos mostrou forte congruência revelando que as estruturas geológicas (falhas), além de governarem os rios da região, também controlam e delimitam os diferentes ecossistemas e áreas de endemismos.

Existe a possibilidade de subdivisões menores e mais “refinadas” dentro dos compartimentos neotectônico-ecossistêmicos configurados, interrelacionando-se os elementos de drenagens de menores ordens com falhas e fraturas geológicas de menores dimensões, que os aqui apresentados, porém os dados atuais geológicos, ambientais, biológicos, agrônômicos e botânicos são insuficientes, e requerem estudos inter e multidisciplinares mais avançados para caracterização de compartimentos menores (mesos e micros).

CONCLUSÃO O Sistema Fluvial Amazônico, governado por falhas neotectônicas do Sistema Transcorrente Destral Atual, delimita na Província Estrutural Amazônica geocompartimentos distintos com características geoestruturais específicas, propiciando a divisão do Ecossistema Amazônico, inclusive individualizando áreas de endemismos.

Nesta interpretação os limites (abruptos e gradacionais) dos compartimentos tectônicos pareceram mais nítidos e de mais fácil traçado, que os biológicos. Os dados geológicos e biológicos se complementam, e configuram os compartimentos ecológicos com maior segurança. Resquícios de compartimentos mais antigos interferem na delimitação dos atuais. É provável que compartimentos com geodinâmicas mais ativas implique em velocidades evolutivas maiores (biodiversidade) (?). Estas assertivas são muito importantes para a elaboração de uma política de ecodesenvolvimento regional, seja para melhor delimitação das unidades de preservação e conservação, seja como critérios para maior produtividade no manejo ambiental.

A dimensão amazônica, a imensa biodiversidade e o estágio atual de conhecimento da Neotectônica na região, implicam em décadas de intensas pesquisas para atingir-se uma razoável Geografia Ambiental a nível de mesos e microcompartimentos.

Referências

- Almeida, F. F. M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. Bol. Div. Geol.Mineral. D.N.P.M. , Rio de Janeiro, nº 241. 36 p.
- Amorim, D. S. & Pires, M. R. S. 1996. Neotropical biogeography and a method for maximum biodiversity estimation. In: Bicudo, C.E.M. & Menezes, N. A (eds.), Biodiversity in Brazil, a first approach. CNPq, São Paulo. 326p.
- Beuren, I. M. 2000. Gerenciamento da Informação – Um Recurso Estratégico no Processo de Gestão Empresarial. Editora Atlas S.A. 2ª ed. 104p.
- Horn, C. 1993. Marine incursions and the influence of Andean tectonics on the Miocene depositional history of northwestern Amazônia: results of a palynostratigraphic study. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 105 (1993): 267-309. Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam.

- Franzinelli, E.; Igreja, H.; Repolho, T. . 1999 . Fragmentation of ecosystem owing to neotectonics in the Amazon Basin. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 7th Ser. (Geogr.) 49 (2), 207-214 (Special Issue on GLOCOPH'98).
- Igreja, H. 1998. Aspectos do Modelo Neotectônico da Placa Sul-Americana na Província Estrutural Amazônica. Tese para Professor Titular apresentada na Universidade Federal do Amazonas. (Não-publicada). 155p.
- Peleias, I. R. 1992. Avaliação de Desempenho: um enfoque de gestão econômica. Dissertação de Mestrado – Faculdade de Economia, Administração e Contabilidade. São Paulo: Universidade de São Paulo.
- Teixeira, W.; Toledo, M.C.M. de; Fairchild, T.R.; Taioli, F.; (Org.). 2000 . Decifrando a Terra. Ed. Oficina de Textos, São Paulo. 557 p.

PERFIL GEOTECTÔNICO ENE -WSW DA PARTE NORTE DA PLACA SUL-AMERICANA

Igreja H., Valério C.

¹Departamento de Geociências – ICE/UFAM, Manaus – AM/Brasil; hligreja@argo.com.br & valerio_cs@hotmail.com

RESUMO Foi elaborado um perfil geotectônico aproximadamente leste-oeste (ENE-WSW) ao longo da parte norte da Placa Sul-Americana e da Placa de Nazca, através de estudos da bibliografia especializada e de análises de mapas e perfis geotectônicos. Os resultados permitiram o posicionamento em escala vertical e horizontal das principais geoestruturas, os regimes geotectônicos atuais, e a inferência das diferentes espessuras das crostas oceânica e continental.

INTRODUÇÃO Modelos de previsão da crosta do globo terrestre têm sido usados para prover e/ou justificar pesquisas em maiores detalhes nas mais diversas regiões, principalmente onde o acesso é difícil, o desenvolvimento tecnológico é pequeno, e a geologia é embrionária. Soller *et al.* (1982) apresentou um mapa de espessura crustal, sem especificações sísmicas. Hahn *et al.* (1984) apresentou um modelo crustal descrevendo as suas diversas divisões. Utilizando dados sísmicos Tanimoto (1995) apresentou um modelo da estrutura crustal do globo terrestre. Nataf & Ricard (1996) apresentaram interessantes modelos crosta - manto superior. Mooney *et al.* (1998) recentemente propôs um novo modelo crustal global (CRUST 5.1, em 5° X 5°).

As estruturas crustais na parte norte da Placa Sul - Americana começaram a ser detalhadas com a intensificação da pesquisa petrolífera. Principalmente na Faixa Sedimentar Amazônica e sua relação com o embasamento, Andrade & Araújo (1971), Caputo *et al.* (1972) e Carozzi *et al.* (1973), usando dados sísmicos foram os primeiros a discutir a influência de lineamentos pré-cambrianos no contexto evolutivo da Bacia do Amazonas (Paleozóico). Ao contrário daqueles autores, que usam como picos máximos de tectonismo os momentos de maiores deposições (subsidência - distensão), Igreja (1998) utilizou os picos máximos de tectonismo (Terciário), ou seja, os momentos de maior erosão/não-deposição (soerguimento – compressão ou estabilidade), para explicar a influencia das Zonas de Falhas Crustais (> 20 km) nos domínios neotectônicos e ecológicos na Amazônia; Em todos esses estudos são nítidas as influencias das feições do embasamento subjacente.

A Placa Sul – Americana, que possui atualmente cerca de 5.817 km de extensão, ao longo do perfil de direção ENE-WSW, esta convergindo ao norte com a Placa Caribenha, ao sul transcorre e converge com a Placa Antártica, a leste diverge da Placa Africana e a oeste converge com a Placa de Nazca, a qual possui cerca de 3.656 km de extensão (figura 1).

Este trabalho apresenta um perfil geológico com direção ENE-WSW, em parte previewal, abrangendo e delimitando principalmente a Placa Sul - Americana e a de Nazca, que

além de caracterizar os principais elementos geotectônicos da parte norte continental da Placa Sul – Americana, a qual apresenta os regimes geotectônicos, as diferentes espessuras da crosta amazônica, as diversas feições estruturais e os respectivos grupos de rochas (figura 2).

REGIMES GEOTECTÔNICOS O perfil geotectônico ENE-WSW expressa a configuração atual da Placa de Nazca e da Placa Sul – Americana (figura 2).

O Regime Tectônico Divergente (RTD) configura a Cadeia de Expansão do Atlântico e do Pacífico, caracterizada por um domínio central marcado por vulcões e domínios riftes marcados por montanhas riftes. As falhas associadas ao domínio rifte da Cadeia de Expansão do Atlântico têm direções NW-SE e mergulham cerca de 60°. As falhas associadas ao domínio rifte da Cadeia de Expansão do Pacífico possuem direções NNW-SSE. Na cadeia de expansão a espessura da crosta oceânica chega a aproximadamente a 3 km de espessura.

O Regime Tectônico Convergente (RTC) configura uma das mais extensas faixas colisionais do globo, contém o domínio Arco Magmático Andino, constituído de granitos, gabros, dioritos, riólitos, basaltos e andesitos de idades inferiores a 65 Ma. A espessura crustal chega a 55 km (Mooney *et al.* 1998). O domínio antearco e o domínio retroarco possuem sedimentos do tipo *flysch*. A fossa submarina e a cadeia de arco externo constituem a Zona de Subducção Peruana, marcada pela deposição de turbiditos, formação de serpentinitos, ardósias, xistos e gnaisses, e a incorporação de fragmentos da crosta oceânica. O intenso falhamento cavalgante secciona e soergue parte dos sedimentos da bacia antearco e forma a cadeia de arco externo. No território peruano, entre a bacia retroarco (Marañon) e a bacia antepaís (Solimões), limitada a leste pelo Tectonodivisor Iquitos, encontra-se um cinturão de cavalgamento e dobramento resultante da deformação da Bacia de Marañon, a qual é constituída de rochas mio/pliocênicas, correlatas, respectivamente, às rochas e sedimentos das formações Solimões e Pirabas, Içá e Barreiras, no território brasileiro.

O Regime Tectônico Direcional (RTDi), que marca o interior das placas, afeta os peridotitos, serpentinitos, calcários, cherts e folhelhos dos substratos dos oceanos Atlântico e Pacífico representados por zonas de falhas paralelas geradas por efeitos de tensões locais decorrentes das correntes de convecções que movimentam as placas Sul - Americana e Nazca, assim como de encurtamentos inerentes ao arrefecimento das placas ao se afastarem das dorsais (Hasui & Mioto 1992).

CRÁTON AMAZÔNICO O Cráton Amazônico está localizado na parte norte continental da Placa Sul – Americana. Tassinari & Macambira (2000) dividiram o cráton em seis províncias geocronológicas, dentre as quais, cinco estão representadas no perfil: Província Amazônia Central (>2,3 Ga), Maroni-Itacaiunas (2,2-1,95 Ga), Ventuari-Tapajós (1,95-1,80 Ga), Rio

Negro-Juruena (1,80-1,55 Ga) e Rondoniana-San Ignácio (1,5-1,3 Ga) (figura 2). No início do paleozóico o Cráton Amazônico foi afetado por processos distensivos, resultando em um enorme rifte (Bacias Solimões e Amazonas). Esta faixa sedimentar amazônica, no mesozóico, passou a ser limitada à oeste pelos cinturões de dobramentos e cavalgamentos da Faixa Colisional Andina (Igreja, 1998), e a leste pela Plataforma do Pará - Margem Passiva da Placa Sul – Americana. O Cráton Amazônico atualmente está submetido ao Regime Neotectônico Direcional Destral, onde, segundo Igreja (1998), as principais estruturas são geradas por tensões que se propagam verticalmente, e principalmente horizontalmente, reativando falhas mais antigas. Hasui & Miotto (1992) e Igreja & Catique (1997), estudando a cinemática das falhas neotectônicas na Amazônia, confirmaram o Sistema Direcional, sendo o eixo de maior tensão (σ_1) com orientação NW-SE, e o σ_2 vertical de alto ângulo. O eixo de maior deformação (X) em NE-SW.

BACIAS SEDIMENTARES A Faixa Sedimentar Amazônica, dentro dos limites do Cráton Amazônico foi dividida em Bacia do Solimões (Sub-Bacias do Jandiatuba e Juruá) e nas Bacias do Amazonas e Marajó, que segundo Costa & Hasui 1997 sobrejazzem a complexos gnáissico-granitóides e granulíticos supracrustais do arqueano, paleoproterozóico e mesoproterozóico, além de intrusivas e coberturas meso-neoproterozóicas.

Bacia do Solimões Constituída de rochas sedimentares que se desenvolveram desde o Ordoviciano até o Pleistoceno. Localizada entre o Tectonodivisor Iquitos e o Tectonodivisor Purus, a Bacia do Solimões foi dividida em duas sub-bacias, a do Jandiatuba a oeste e do Juruá a leste, separada pelo Alto de Carauari, de direção NW-SE (Cordani *et al.* 1983). As estruturas de geração da bacia foram atribuídas aos esforços transtensivos relacionados ao paroxismo Herciniano e sutura do Pangea, que individualizaram as bacias paleozóicas do território brasileiro (Igreja, 1991). Lineamentos NE-SW, NW-SE e ENE-WSW, relacionadas com zonas de deslocamento desde o limite crosta/manto, controlaram os diversos eventos deposicionais Carozzi *et al.* (1973).

Bacia do Amazonas A Bacia do Amazonas é constituída de rochas sedimentares geradas desde do Ordoviciano até o Terciário ao longo de ciclos transgressivos-regressivos, ou seja, alternância de períodos de mares epirogênicos e ambientes continentais. Localizada entre os tectonodivisores (Arco) Purus e Gurupá, a Bacia do Amazonas possui expressivos altos estruturais, dentre os quais os mais representativos são, o Alto de Itacoatiara, recentemente apresentado por Tassinari e Macambira (2000) e o Tectonodivisor Monte Alegre. Segundo Costa & Hasui (1997) as principais estruturas da bacia são falhas normais ENE-WSW e falhas de transferência/compartimentais NW-SE. O Tectonodivisor Purus (Igreja, 1998, antigo Arco de Purus) é um elemento estrutural de direção o NW-SE, descrito por Wanderley filho *et al.* (1991),

através de dados gravimétricos e amostragem em poços, como um gráben preenchido por rochas sedimentares da Formação Prosperança, que foi invertido por vários pulsos tectônicos. O Tectonodivisor Gurupá (antigo Arco de Gurupá) apresenta uma direção estrutural preferencial NW-SE, e marca o limite entre a Bacia do Amazonas e a Bacia do Marajó. O Tectonodivisor Gurupá separa domínios estruturais distintos: a leste, falhas normais de grandes rejeitos, e a oeste, falhas com rejeitos menores, de acordo com Wanderley Filho *et al.* (1991), neste domínio freqüentemente ocorrem falhas de crescimentos relacionadas à deposição da Formação Alter do Chão que foram identificadas em levantamentos sísmicos.

Bacia do Marajó Sua posição próxima a margem passiva contém os registros da evolução da Placa Sul-Americana, principalmente em oito blocos delimitados por falhas normais NW-SE e NNW-SSE e por falhas de transferência/compartimentais NE-SW e ENE-WSW, compostos mais recentemente por sedimentos flúvio-lacustres. Falhas normais sintéticas listricas NE e ENE possuem rejeitos que chegam até 12 km, falhas antitéticas planas e listricas, com mergulhos para SW, possuem rejeitos sensivelmente menores, cerca de 2 km. Costa & Hasui (1997) apresentaram três etapas evolutivas, uma envolvendo o processo de falhamento sintético e numerosas falhas de transferência/compartimentais. A segunda fase está ligada à geração das falhas antitéticas, e a terceira está relacionada com a geração de bacias *pull-aparts*, resultantes da implantação do sistema direcional.

CONSIDERAÇÕES FINAIS O perfil geológico de direção ENE-WSW, ao longo da Placa Sul-Americana mostra seus principais elementos geotectônicos resultantes dos recentes regimes tectônicos convergentes, divergente e direcional, bem como, as principais rochas inerentes a cada ambiente geológico.

O Cráton Amazônico e as bacias sedimentares a ele relacionadas são representantes ímpares na América do Sul pelas suas grandezas e seus conteúdos de cunho econômico. Esta tentativa simplificada de síntese, apresentando as principais feições geotectônicas, e principalmente, prevendo a espessura da litosfera amazônica demonstra, a necessidade de pesquisas a nível da geotectônica, para se compreender melhor as grandes estruturas da região.

Referências

- Carozzi, A. V.; Pamplona, H. R. P.; Castro, J. C.; Contreiras, C. J. A. 1973. Ambientes Depositionais e Evolução Tecto-Sedimentar da Seção Clástico-Paleozóico da Bacia do Meio Amazonas. In: Anais XXVII Congr. Bras. Geol. Aracajú, v. 3 p. 279 – 314.
- Cordani, U. G.; Brito Neves, B. B.; Fuck, H. A.; Porto, R.; Thomas Filho, A.; Cunha, F. M. B. 1983. Estudo Integrado do Pré-cambriano com os Eventos Tectônicos das Bacias Sedimentares Brasileiras. Rio de Janeiro. Petrobrás/CENPES/DIVEX/SINTEP. Série Ciência Técnica – Petróleo, nº 15, 70p.
- Costa, J.B.S. & Hasui, Y. 1996. O Pré-cambriano da Região Amazônica no Brasil. 6º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Brasília, SBG, 1997.

- Costa, J.B.S. & Hasui, Y. 1996. O Fanerozóico da Região Amazônica Brasileira. 6º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Brasília, SBG, 1997.
- Hahn, A.; Ahrendt, H. Meyer, J.; Hufer, J. H. A Model of Magnetic Sources Within the Earth's Crust Compatible With the Field Measured by Satellite Magsat. *Geol. Jahrb.*, Reihe A, 75, 125-156. 1984.
- Hasui, Y & Mioto, J. A. 1992. Geologia Estrutural Aplicada. São Paulo: ABGE & Votorantin,
- Hasui, Y. 1996. Evolução Geológica da Amazônia. In: Simpósio de geologia da Amazônia, 5, Belém, 1996. Boletim de Resumos Expandidos, SBG/NO, p.31 – 34.
- Igreja, H. L. S. 1998. Aspectos do Modelo Neotectônico da Placa Sul-Americana na Província Estrutural Amazônica, Brasil. Manaus: UFAM, 1998. Tese para Professor Titular, Curso de Geologia, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas. 155p.
- Igreja, H. L. S. 1991. Aspectos Tectono-sedimentar do Fanerozóico do Nordeste do Estado do Pará e Noroeste do Estado do Maranhão, Brasil: UFPA, 1991. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geologia, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 191p.
- Igreja, H. L. S. & Catique, J. 1997. Análise Neotectônica do lineamento de Itacoatiara–Centro–Leste do Estado do Amazonas. In: SBG/Núcleo Brasília, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 6, Prínópolis-GO, *Anais*, p.131-133.
- Moooney, W. D.; Laske G.; Masters G. 1998. A Global Crustal Model at 5° x 5°. *Journal of Geophysical Research*, vol. 103, No b1. 747p.
- Nataf, H. C. & Ricard. Y. 1992. 3SMAC: Na a priorit tomographic model of the upper mantle based on geophysical modeling, *Phys. Earth Planet. Inter.* 95, 101-122p.
- Soler, D. R.; Ray, R. D.; Brown, R. D. 1982. A New Global Crustal Thickness Model, *Tectonics*, 1, 125-149p.
- Tanimoto, T. 1995. Crustal Structure of the Earth. *Global Earth Physics: Handbook of Physical Constants*, AGU ref. Shelf, vol.1, ed. T. J. Anrens, Washington, D. C.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 2000. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. Episodes. *Journal of International Geoscience. Special Issue on Geology in South America for the 31st International Geological Congress, Brazil, Vol. 22 (3).*
- Wanderley Filho, J. R. & Costa, J. B. S. 1991. Contribuição a Estrutural da Bacia do Amazonas e Sua Relação com o Embasamento. In: *Anais do III Simpósio de Geologia da Amazônia*, Belém, Pará. p 244 – 259.

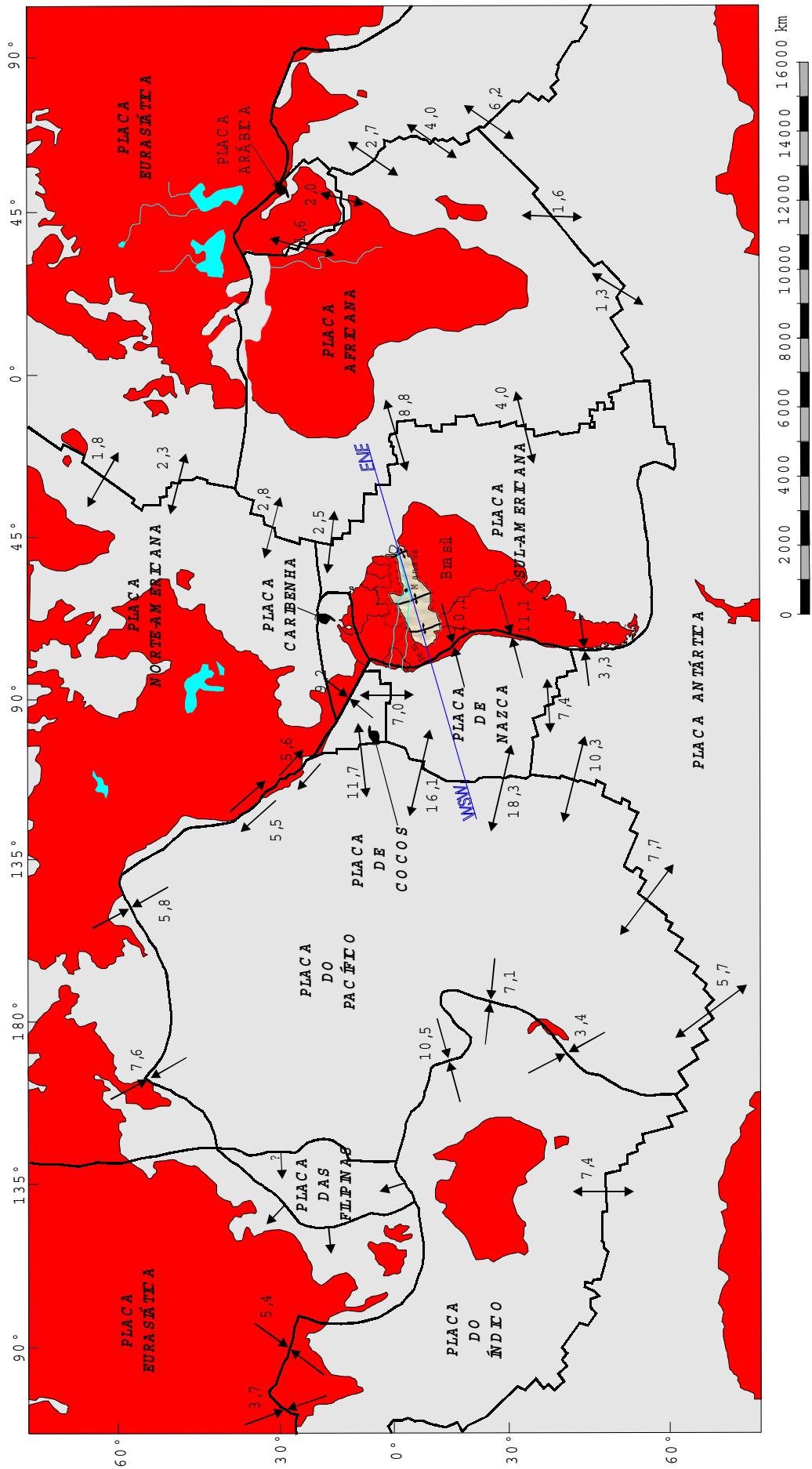


Figura 1: Placas tectônicas da crosta terrestre, mostrando a distribuição geográfica, velocidade, em cm/ano, e o sentido do movimento entre as placas tectônicas em uma localização do perfil (modificado de Texeira et al. 2000; Turotte & Schuster 1982).

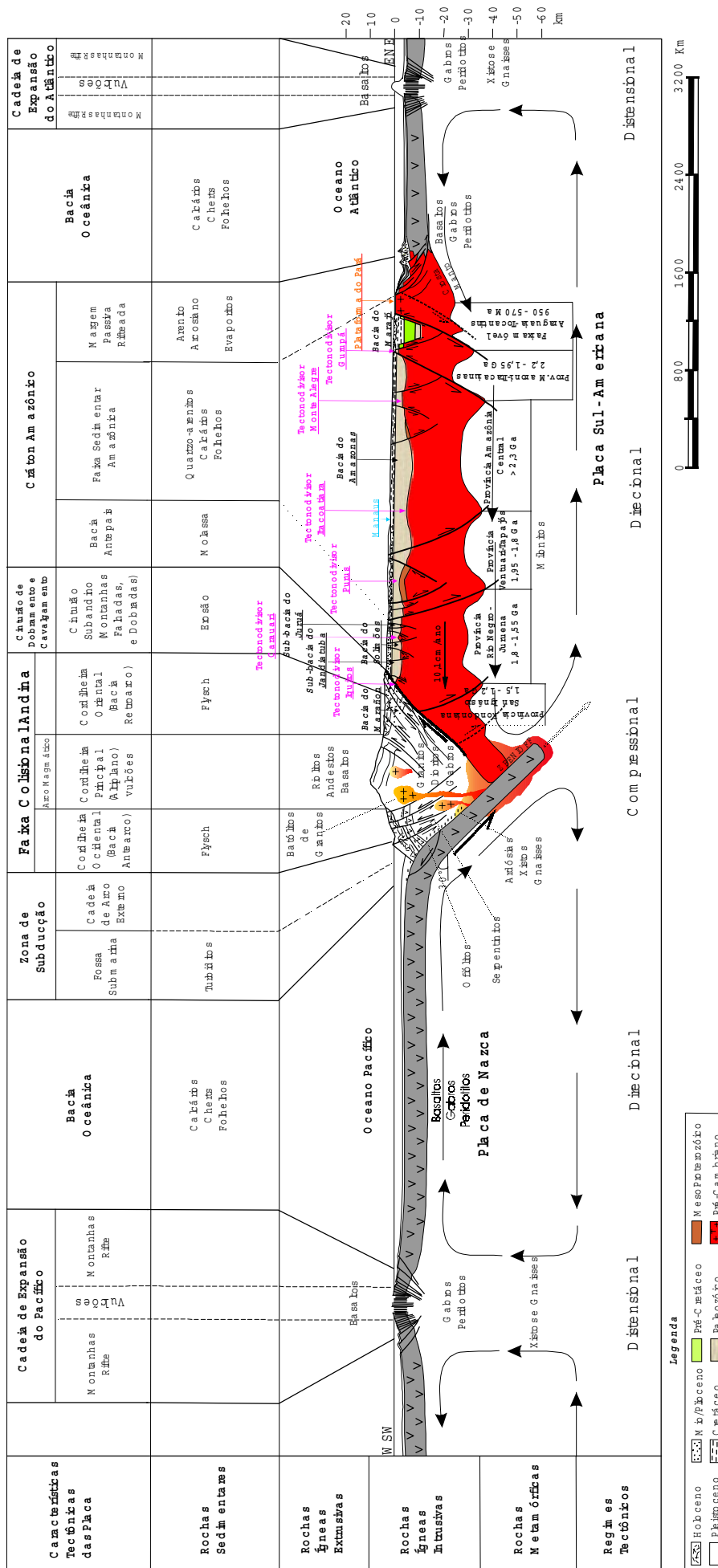


Figura 2: Regime Domínios Tectônicos e Rochas associadas da parte norte da Placa Sul-Americana (perfil E-W SW) baseado em Cunha 1991, Hasui & Mito 1992, Grej 1998, Mitchell & Carson 1976, Mooney et al 1995, Tassinari & Macambira 2000, Teixeira et al 2000 e Wanderley Filho 1991.

EVIDÊNCIAS DE ATIVIDADES NEOTECTÔNICAS NO NORTE DE RORAIMA**⁽¹⁾Costa, J. A. V.; ⁽²⁾Costa, J. B. S. e ⁽¹⁾Tavares Jr., S. S.**

1- Departamento de Geociências / UFRR, e-mail: javcosta@dgeo.ufrr.br e 2 - Departamento de Geologia – CG/UFPA

RESUMO. O quadro geométrico-cinemático do Cenozóico, do setor norte do Estado de Roraima instalou-se sobre um domínio crustal anisotrópico e evoluiu a partir da reativação de zonas de fraqueza pré-cambrianas e mesozóicas, orientadas preferencialmente nas direção E – W (reativadas em transcorrências dextrais), NW - SE (falhas normais), NE – SW (falhas inversas), em que essas estruturas decorrem da movimentação da Placa Sul-Americana para oeste, bem como da sua interação com a Placa Caribeana. A reativação dessas discontinuidades, geraram relevo montanhoso com formação de escarpas de falhas, cuestas e *inselbergs*, além do controle da rede de drenagem, deposição e retrabalhamento da sedimentação sub-recente. O quadro geológico atual é caracterizado por controle estrutural do sistema de drenagem, processos erosionais conduzindo ao recuo das vertentes, formação de depósitos aluvionares modernos, bem como incidência de sismos periódicos.

INTRODUÇÃO. O cenário neotectônico da região Amazônica é definido como um conjunto de estruturas, seqüências sedimentares, distribuição dos elementos principais das bacias de drenagem e sistemas de relevo desenvolvidos a partir do Mioceno ao Recente, em que esses elementos anômalos da paisagem têm íntima relação com dois pulsos de movimentos direcionais que marcam a dinâmica do desenvolvimento da compartimentação geomorfológica do Terciário Superior e no Quaternário, sendo separados por um período de aquiescência tectônica no Pleistoceno Médio (Costa et al., 1996 e Bemerguy et al., (2000).

Uma importante evidência de manifestações neotectônicas na região Amazônica é o registro de sismos em diversas áreas. Costa et al. (1993), apresentaram um esboço de zonas sismogênicas delineadas a partir de um mapa de epicentros cadastrados até 1990.

Dados do IAG/USP e IG/UnB demonstram a ocorrência de abalos sísmicos nas regiões centro-leste e sudeste do Estado de Roraima a partir de 1928e. Esses dados indicam instabilidades tectônicas caracterizadas por macro sismos de baixa profundidade (portanto tectônica intraplaca) no Brasil.

Costa & Costa (1996) descreveram que a bacia que alojou os sedimentos da Formação Boa Vista é definida como uma estrutura em cunha transtensiva alongada da direção ENE – WSW, limitada a norte e a sudeste por vários feixes de falhas transcorrentes dextrais orientados nas direções E – W e NE – SW respectivamente, e que essa movimentação teria controlado a deposição dos sedimentos da unidade, a esculturação do relevo, o traçado atual da rede de drenagem e o conjunto de lagos.

MORFOTECTÔNICA DA ÁREA. A investigação neotectônica no setor norte do Estado de Roraima, revelou que o gradiente morfológico e a ampla diversidade de padrões de anomalias de drenagem identificados no referido setor foram entendidos como os principais critérios neotectônicos para a área investigada.

Objetivando corroborar na investigação buscou-se identificar os elementos anômalos da paisagem, em particular os critérios relativos a rede de drenagem e às feições de relevo derivados de processos tectônicos.

Nesse setor, as estruturas cenozóicas mais importantes que compõem o arcabouço neotectônico são falhas normais, transcorrentes e inversas que foram ativas possivelmente no Plio-Pleistoceno e, provavelmente continuam incorporando movimentação, pois há registros de sismos na região (Costa, 1999).

Falhas normais são os principais elementos responsáveis pela elaboração do relevo recente na área investigada. No extremo norte, essas falhas afetam o pacote arenítico-conglomerático da Formação Arai, e respondem por alinhamentos de escarpas trapezoidais mergulhando para sul.

No domínio vulcânico, existem abundantes zonas abatidas limitadas por vales de falhas normais, a exemplo do curso médio do rio Cotingo e igarapé Cambaru. Nesse domínio, nas adjacências da fazenda Lilás, as falhas têm trende E - W e controlam o traçado da drenagem. Falhas orientadas na direção NNW - ESE impõem desníveis que resultam em trechos encachoeirados da rede de drenagem semelhante ao que ocorre no curso superior do rio Maú, na parte nordeste da área, indicando movimentos tectônicos recentes.

No domínio granítico, falhas normais orientadas principalmente na direção WNW - ESE, controlam o contato entre a superfície de aplainamento (Pediaplano Rio Branco) com a superfície do Planalto das Guianas, onde as rochas da Suíte Intrusiva Saracura estão dispostas em diferentes patamares, com desníveis da ordem de 200 a 250 metros; em alguns locais as escarpas trapezoidais evoluem devido ao recuo dos sulcos de dissecação produzindo uma série de cristas com terminações limitando planos de falhas do relevo montanhoso sob a forma de facetas triangulares e vales com formato em “U”, com declive moderado mergulhando em direção a SSW, a exemplo dos segmentos das serras do Xumina e da Memória.

Com base na orientação das falhas normais, distinguem-se dois grupos: um principal orientado na direção NW - SE e outro com direção WNW - ESE. A aplicação dos métodos de

Arthaud (1969) e Angelier & Mechler (1977) para o comportamento de falhas normais com estrias de atrito indicaram um posicionamento dos eixos de tensão σ_1 e σ_3 orientados nas direções NW - SE e NE - SW, respectivamente.

Feixes de falhas transcorrentes dextrais orientados na direção aproximadamente E - W a WNW - ESE são os principais controladores dos elementos de terceira ordem da rede de drenagem, expressos por uma notável orientação dos rios nessa direção, a exemplo dos rios Mucajaí, Uraricoera, Amajari e Surumu que possuem longos trechos com essa orientação. Extensos lineamentos de drenagem, principalmente no domínio das rochas vulcânicas, em particular o rio Surumu encontra-se orientado na direção WNW - ESE desde sua nascente ($61^{\circ}30'$ W) até o meridiano $60^{\circ}30'$ (em torno de 110 Km), onde inflete para o rumo submeridional. Essa persistente orientação do rio está relacionada a um extenso feixe de falhas transcorrentes.

Outras importantes feições indicativas de movimentos neotectônicos recentes na área são as inúmeras anomalias de drenagem, a exemplo do trecho do rio Cotingo nas adjacências da fazenda Santa Luzia, onde o referido rio escoar na direção WNW- ESE e é capturado para a direção NE - SW.

A presença de relevo de cuevas, também se constituem em outra importante feição de atividade neotectônica, sugerindo que essas podem ter sido originadas a partir da ocorrência de falhas normais situadas a uma distância relativa no reverso dos blocos, ou ainda através falhas inversas ou por falhas cegas conforme preceitos de Stewart & Hancock (1992). Uma outra feição indicativa dos movimentos neotectônicos é a presença de vales suspensos distribuídos nas bordas de grande parte das elevações.

CONCLUSÃO. Com base nas feições descritas anteriormente e nas considerações atuais, admite-se que o quadro geométrico - cinemático cenozóico, instalou-se sobre um domínio crustal anisotrópico e evoluiu a partir da reativação de estruturas pré-cambrianas e mesozóicas preexistentes. Nesse sentido, interpretou-se que o setor norte da área estudada, demonstra que as estruturas com trende NE - SW comportaram-se preferencialmente como falhas normais. Os alinhamentos de drenagem NE - SW orientados na direção NE - SW foram interpretados como falhas inversas, enquanto que as descontinuidades orientadas nas direções WNW - ESE e WSW-ENE foram definidas como zonas transcorrentes e que essa movimentação está relacionada principalmente ao binário dextral E - W ao qual a Placa Sul-Americana está sujeita. Entretanto, como a área encontra-se em uma extensa região soerguida relativamente próxima à borda da

Placa Caribeana, leva-se em consideração os argumentos de Jordan (1975), Henneberg (1983), Gordon & Jurdy (1986) e Meijer & Wortel (1992) de que a Placa Caribeana exerce uma significativa contribuição para a dinâmica da Placa Sul-Americana, em que aquela tem uma componente compressiva orientada NW - SE que é transferida para a Placa Sul-Americana, onde essa movimentação é acomodada ao longo de uma série de falhas transcorrentes dextrais aproximadamente E - W e falhas de cavalgamento com trende NE - SW se estendendo até os cavalgamentos frontais da Cordilheira Costeira Venezuelana e que essa interação deva estar ocorrendo pelo menos desde os últimos 10 Ma.

Desta forma, os lineamentos definidos na área, com trende NW - SE (falhas normais), NE - SW (falhas inversas) e E - W (falhas transcorrentes), e a definição do tensor σ_1 (Fig. 14), também podem estar relacionados a esse componente compressivo orientado na direção NW - SE da Placa Caribeana, que seria transferido para a Placa Sul-Americana, conduzindo não só a reativação de estruturas preexistentes, mas também ao desenvolvimento de uma nova estruturação vinculada aos lineamentos relacionados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANGELIER, J. & MECHLER, P.** 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Géol. France*, 7: 1309-1318.
- ARTHAUD, F.** 1969. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. Géol. France*, 7: 729-737.
- BEMERGUY, R.L.; COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BORGES, M.S.** Exemplos de indicadores neotectônicos nos rios da Amazônia. In: Simp. Geol. Amaz., VII. Belém, SBG-NN. CD-ROM. 2000.
- COSTA, J.A.V.** Tectônica da Região Nordeste do Estado de Roraima. Belém. Centro de Geociências. 1999. 315p. (Tese de Doutorado).
- COSTA, J.B.S. & COSTA, J.A.V.** O quadro neotectônico da região nordeste do Estado de Roraima. In: Simp. de Geol. da Amazônia, 5, Belém. *Resumos Expandidos*. SBG-NN, 1996. p. 284 - 86.
- COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; 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.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BEMERGUY, R.L.; BORGES, M.S.; COSTA, A.R.; TRAVASSOS, W.; MIOTO, J.A.; IGREJA, H.L.S.** Aspectos fundamentais da neotectônica na Amazônia. In: Simpósio Internacional do Quaternário da Amazônia. Manaus. Resumos. FUA/INPA/UNESCO. 1993. P.103-06.

- GORDON, R.G. & JURDY, D.M.** 1986. Cenozoic global plate motion. *J. Geophys. Res.* 91(12): 389-406.
- HENNENBERG, H. G.** 1983. Geodetic control of neotectonics in Venezuela. *Tectonophysics.* 97(1-4):1-15.
- JORDAN, T. H.** 1975. The present-day motions of the Caribbean Plate. *J. Geophys. Res.*, 80: 4433-4439.
- MEIJER, P. Th. & WORTEL, M.J.R.** 1992. The dynamics of motion of the South American Plate. *J. Geophys. Res.* 97(B8): 11915-11931.
- STEWART, I. S. & HANCOCK, P.I** Neotectonics. In: *Continental Deformation*. New York, Pergamon Press. 370-409.

BACIAS QUATERNÁRIAS AO LONGO DO RIO SOLIMÕES-AMAZONAS

^(1,2)Silva, C. L.; ⁽³⁾Horbe, M. A.; Horbe¹A. M. C.; ⁽²⁾Morales, N.; ^(1,4)Costa, S. S.; ⁽²⁾Jiménez-Rueda, J. R.; ⁽¹⁾Motta, M.; ⁽¹⁾Silva Junior, J. B. C., ⁽¹⁾Aragão, A.; ⁽¹⁾Almeida, A. A.

1- Departamento de Geociências - UFAM, 2- UNESP (Rio Claro) – IGCE, 3- CPRM – SUREG/MA, 4- IG-UNICAMP.

RESUMO O esboço morfoestrutural ao longo do sistema do rio Solimões-Amazonas mostrou a existência de vários compartimentos tectônicos da região de Coari até Manaus. Importantes feições no relevo (formação de escarpa de falha, vales e divisores d'água alinhados, assimetria e desnivelamento de blocos, terraços assimétricos) e na drenagem (modificação de padrões, encurvamentos anômalos, mudança brusca do canal, alinhamentos de drenagens) mostram relação com os compartimentos tectônicos individualizados. Esses constituem bacias tectônicas quaternárias ao longo da planície de inundação do rio Solimões que, em linhas gerais, segue o modelo neotectônico para a região Amazônica.

INTRODUÇÃO A evolução do relevo amazônico tem sido proposta segundo diferentes modelos geomorfológicos baseados em abordagens morfoclimáticas e morfoestruturais. Um marco desses estudos foi o Projeto RADAMBRASIL que até hoje possui relevância indiscutível. A partir do final da década de 1980, os estudos têm avançado consideravelmente no âmbito da geomorfologia tectônica e são vários os pesquisadores, Franzinelli & Igreja (1990), Bermeguy *et al.* (1999), Bezerra *et al.* (1999), dentre outros, que têm apontado uma série de feições estruturais quaternárias marcantes com implicações na paisagem amazônica. Isso tem contribuído para o estudo da compartimentação morfotectônica e morfotectônica que, em linhas gerais, segue o modelo neotectônico de Hasui (1990) e Costa e Hasui (1997) para a região Amazônica.

Na região de estudo, situada no contexto geológico das bacias do Solimões e Amazonas, afloram sedimentos argilosos e arenosos cretáceos da Formação Alter do Chão, nas proximidades de Manaus e Manacapuru, argilitos e arenitos quaternários que se estendem por uma ampla área até o Arco de Purus, e a oeste deste a Formação Solimões (Mioceno-Plioceno). Os depósitos quaternários, tais como, depósitos de barras de meandro e de canal, dispõem-se ao longo das planícies do rio Solimões e afluentes. Essa região está enquadrada no domínio morfoestrutural do Planalto Dissecado Rio Negro - Rio Trombetas, Planalto Rebaixado da Amazônia - Ocidental e da Planície Amazônica, conforme Radambrasil (1978 e 1978a), ou, ainda, nas regiões de Planícies, Baixos Planaltos da Amazônia e Planalto Negro - Jari, de acordo com IBGE (1993), respectivamente. O Planalto Dissecado Rio Negro - Rio Trombetas, composto por interflúvios e colinas tabulares dissecadas e topografia não superior a 100m, corresponde à área de afloramento da Formação Alter do Chão, enquanto o Planalto Rebaixado da Amazônia – Ocidental, em superfícies planas, pouco dissecadas, com cotas entre 40 e 70m, à da Formação Solimões. Na Planície Amazônica estão localizados os depósitos quaternários de planície de inundação, situados, no canal dos rios Solimões e afluentes, a uma altura inferior a 30m.

O estudo sobre a tectônica da região de Coari até Manaus (AM) é resultado de parte da pesquisa sobre “Avaliação dos parâmetros geológicos, pedológicos e geomorfológicos como subsídio para a recuperação de áreas degradadas na Província Petrolífera de Urucu” (CTPETRO-CNPq processo no. 460223/01-1). Foi realizada a análise no contexto da geomorfologia tectônica por meio de produtos de sensores remotos e levantamentos de campo durante várias etapas ao longo dos principais rios da região. O estudo sobre as feições tectônicas no relevo (formação de escarpa de falha, vales e divisores d’água alinhados, assimetria e desnivelamento de blocos, terraços assimétricos) e na drenagem (modificação de padrões, encurvamentos anômalos, mudança brusca do canal, alinhamentos de drenagens), associados ao quadro tectônico regional, permitiu a caracterização de feições estruturais importantes discriminadas em compartimentos morfotectônicos do quaternário ao longo do sistema rio Solimões-Amazonas. Esses compartimentos configuram bacias de diferentes geometrias (romboedros ou *pull-apart* e hemigrabens) e blocos tectônicos soerguidos que mostram a influência no sistema de relevo e drenagem, modificando, inclusive, a dinâmica do rio Solimões nesse setor.

MÉTODOS O método de estudo adotado corresponde à análise em cartas topográficas, produtos de sensores remotos e levantamento de campo. Foram utilizados 07 cartas topográficas na escala 1:250.000: Manaus (SA.20-Z-D), Codajás (SA.20-Z-C), Coari (SB.20-V-B), Lago Aiapuá (SB.20-X-A), Tefé (SA.20-Y-C), Rio Tefé (SB.20-V-A) e Lago Piorini (SA.20-Y-D), e imagens de satélite (Landsat TM5) e imagens de radar (JERS-1 SAR), para caracterização morfoestrutural por meio do estudo do sistema de relevo e drenagem. Com isso, mapas temáticos foram elaborados (mapas de lineamentos, de relevo e drenagem, e geológico) e, a partir dessa análise, foi possível reconhecer feições morfoestruturais importantes. A atividade de campo foi executada em diferentes etapas desde o ano de 2000, por meio de embarcações de médio porte e de apoio (voadeiras) ao longo dos principais rios da região, obtendo informações estruturais de fraturas e falhas em afloramentos, e também de informações das unidades geológicas.

RESULTADOS A análise geomorfológica, no âmbito das análises morfoestrutural e morfotectônica da região de estudo, permitiu identificar importantes feições estruturais ao longo do sistema rio Solimões. Esses elementos individualizam compartimentos tectônicos compostos por feições morfológicas no relevo e na drenagem que tiveram implicações nas mudanças de padrão e de migração do rio Solimões.

Da região de Mamirauá em Tefé, o rio Solimões dirige-se para sudeste (por cerca de 210km até as proximidades de Coari) em uma escarpa de falha situada na margem direita. A migração desse rio para o quadrante sudoeste deixou uma ampla área de planície, com cerca de 45km de largura e mais de 200km de extensão, composta por lagos, meandros abandonados,

canais menores e paranás, e terraços na margem oposta. Nessa margem, os terraços estão separados dos interflúvios do Planalto Rebaixado da Amazônia (Occidental) também por outra escarpa. O desnivelamento do bloco sudoeste na região de Tefé teve como consequência a migração do rio Solimões para sudoeste, ampliação da planície de inundação e formação de lagos por abandono de meandros, afogamento da foz, como o lago de Tefé na margem direita, ou por colmatagem como é o caso de inúmeros lagos da margem esquerda. Essas escarpas correspondem a falhas normais, com mergulhos para nordeste e sudoeste (escarpa de falha de Tefé e Amanã, respectivamente) que configuram um graben assimétrico de formato retangular e alongado na direção NW-SE denominado de Graben Assimétrico rio Solimões-Juruá, com cerca de 9.000 km² de área. Essa bacia possui limite noroeste próximo à região de Mamirauá e a sudeste na região de Coari, onde o rio Solimões apresenta uma forte inflexão no sentido ENE.

O compartimento morfoestrutural de Coari está constituído por um conjunto de lineamentos de relevo e drenagem, cujo arranjo tem reflexo na orientação dos canais e barramento dos rios Mamiá, Urucu, Coari e Arauá. Esses rios possuem orientação geral para o quadrante NE, porém ao longo dos canais vários trechos seguem as direções S-N, SE-NW e W-E, quando associados a zonas de falhas. O relevo mostra feições retangulares delimitadas por lineamentos de drenagem ou de relevo, por vezes como trechos em escarpas de falhas que compõem um formato em paralelogramo. Alguns desses lineamentos, similares aos demais compartimentos tectônicos, foram reconhecidos em campo e compõem um arranjo de falhas normais, com direção NW-SE e mergulhos tanto para nordeste quanto para sudoeste, falhas transcorrentes dextrais ou oblíquas NE-SW e/ou sinistrais N-S, compatível com o modelo neotectônico para a região amazônica. A geometria do compartimento de Coari configura um arranjo em blocos elevados onde estão situados os interflúvios e as colinas tabulares dissecadas e não apresenta amplas bacias como nos demais compartimentos.

O lineamento do lago de Acará estende-se desde o rio Arauá em Coari até as proximidades de Manacapuru, por cerca de 360km. Pode-se notar que essa estrutura desloca a escarpa de falha do lago Aiapuá (na região do Purus) por cerca de 12km, individualizando dois compartimentos tectônicos: a bacia do lago do Acará e a bacia do rio Purus. A porção do Planalto Rebaixado da Amazônia-Occidental que aparece dentro da região da Planície Amazônica é devido ao deslocamento do relevo por essa falha transcorrente, denominada de Falha Transcorrente Dextral do Lago Acará. Nesse setor o rio Solimões é um canal retilíneo (encaixado no lineamento do lago de Acará), com inflexões em cotovelo e em posição assimétrica à planície aluvial, porém encaixado na margem esquerda nas escarpas das falhas de Codajás e Anamã. Porém, antes da individualização desses dois compartimentos, esse rio divagava na escarpa de

falha que se estende do rio Badajós ao Piorini em uma ampla volta até alcançar a planície de inundação do rio Purus. A grande quantidade de lagos, paranás e depósitos aluviais e os barramentos dos rios daquele setor são devido à migração do rio Solimões para a posição atual na falha transcorrente do lago de Acará. É provável que o paraná do Badajós tenha sido um trecho do rio Solimões, hoje em processo de colmatagem.

Todo esse compartimento da margem esquerda do rio Solimões (bacia do lago de Acará) fazia parte de uma única depressão. Com a separação dos compartimentos pela falha transcorrente do lago de Acará, a zona deprimida da margem direita, delimitada pelas escarpas de falha do lago Aiapuá e de Codajás (NW-SE) e, de Anamã e a do rio Purus (NE-SW), foi denominada de bacia do Purus. Essa bacia possui um formato retangular e extensão em torno de 8.000km², cuja geometria deve-se às falhas normais (NW-SE) que mergulham para nordeste e sudoeste, e transcorrente ou oblíqua NE-SW. Esta falha controla o rio Purus de Tapauá a Beruri, até a inflexão de 90 graus que esse rio faz para encontrar o rio Solimões, já no limite da bacia. A mudança no padrão deste rio ao longo desse trecho deve-se à falha normal do lago Aiapuá.

No limite nordeste dessa bacia ocorre outro importante compartimento tectônico, situado entre as regiões de Anamã e Manacapuru, denominado de bacia *Pull-Apart* ou Romboedro de Manacapuru. Essa estrutura, com extensão em torno de 2.700km², está delimitada por duas falhas transcorrentes E-W situadas a norte e a sul dessa bacia no limite entre a planície aluvial e os interflúvios do Planalto Rebaixado da Amazônia (Occidental). Essas falhas são transcorrentes dextrais, se estendendo da região de Caapiranga até Manacapuru por cerca de 60km, na porção norte, e de Beruri até a cabeceira do rio Castanho, na parte sul. A leste e a oeste, essa bacia está delimitada por falhas normais NE-SW, com extensão de até 45km, que mergulham para noroeste e para sudeste e formam escarpas de falhas. Falhas paralelas (NE-SW) às da planície de inundação demonstram que essa bacia encontra-se num estágio avançado de abertura, enquanto outras menores, como as dos rios Unini e Jaú, afluentes da margem direita do rio Negro, encontram-se em estágio inicial de formação. Nesse setor o rio Solimões descreve uma trajetória em “S” e acompanha as falhas E-W e NE-SW em padrão retilíneo. As feições morfoestruturais, tais como, as escarpas de falhas e os barramento de rios (lagos Anamã, Arara e Caapiranga), antigos meandros e o conjunto de lagos abandonados atestam o processo de migração e mudança de forma do canal e correspondem à atuação de falhas tectônicas modernas.

Na região de Manacapuru a Manaus outros compartimentos estruturais foram mapeados por Silva *et al.* (neste simpósio). O arranjo morfoestrutural desse compartimento corresponde a depressão denominada de graben assimétrico rio Castanho-Mamori, que corresponde a um bloco de forma retangular similar à bacia do rio Purus. Essa estrutura está marcada por falhas

normais com direção NW-SE e NE-SW que estão associadas a lineamentos de relevo e drenagem. No relevo essas estruturas formam escarpas de falha (como a do rio Castanho) e orientam divisores d'água. Na drenagem produz afogamentos de rios, encurvamento anômalo, desenvolvimento de padrões retangulares e paralelos. Já na região entre Iranduba e Manacapuru o graben assimétrico do Ariaú, situado entre dois blocos assimétricos da escarpa de falha do rio Negro (NW-SE), corresponde à outra bacia tectônica moderna desenvolvida ao longo do sistema do rio Solimões. Na zona de falha do rio Negro, com extensão de 70km cujo mergulho é para nordeste, exibe vários indicadores morfoestruturais no relevo e na drenagem dentro desse compartimento, conforme descrito por Silva *et al.* (neste simpósio).

CONCLUSÕES A compartimentação morfoestrutural e morfotectônica da região de Coari a Manaus mostrou a existência de um conjunto de bacias tectônicas quaternárias desenvolvidas ao longo da planície de inundação do rio Solimões-Amazonas: graben assimétrico rio Solimões-Juruá, a bacia do lago do Acará, bacia do rio Purus, bacia *Pull-Apart* ou Romboedro de Manacapuru, graben assimétrico do Ariaú, graben assimétrico rio Castanho-Mamori, delimitadas por importantes lineamentos tectônicos. Essas estruturas compreendem falhas normais, com direção NW-SE e mergulhos para SW e NE, falhas transcorrentes dextral NE-SW, por vezes oblíquas, e falhas transcorrentes dextral E-W e sinistral N-S, e têm implicações no sistema de relevo e drenagem da região. Apesar da carência de dados sísmicos, a ocorrência de abalos sísmicos registrados na região de Codajás e do rio Negro podem atestar a atuação de falhas ativas nessa região. Pode-se concluir que a mudança de direção e do padrão do canal do rio Solimões foi devido a basculamentos tectônicos e orientação do curso em zonas de falhas. Tal característica possibilitou a mudança do canal meandrante para retilíneo. Esse quadro mostrou-se compatível com o modelo tectônico regional da Amazônia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bemerguy, R.L. *et al.* In: Simp. de Geol. da Amazônia, 6, Manaus, SBG/NO, 1999, 1: 326-329.
- Bezerra, P.E.L. *et al.* In: Simp. de Geol. da Amazônia, 6, Manaus. SBG/NO, 1999, 1: 288-291.
- Costa, J.B.S. e Hasui, Y. Contribuições à Geologia da Amazônia. Belém: FINEP/SBG, Núcleo Norte, 1997, v.1, p. 15-90.
- Franzinelli, E., Igreja, H.L.S. In: Simp. Brasil, de Sensor. Remoto, 6, 1990, Manaus: SBG/NO, 1990, v. 3, p. 641-8.
- Hasui, Y. In: Workshop sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozóica no Sudeste do Brasil, 1, Belo Horizonte, 1990, SBG/SE, p. 1-31.
- RADAMBRASIL. 1978a. Folha SA.20-Manaus. Lev. Rec. Naturais. Rio de Janeiro, MME/DNPM, v. 8.
- RADAMBRASIL. 1978b. Folha SA.19-Purus. Lev. de Rec. Naturais. Rio de Janeiro, MME/DNPM, v. 17.
- Silva, C.L. *et al.* Análise morfotectônica da região sudoeste de Manaus por meio de modelo digital de terreno (neste simpósio).

EFEITOS DO INTEMPERISMO NOS SEDIMENTOS TERCIÁRIOS-QUATERNÁRIOS DA BACIA DO SOLIMÕES NA REGIÃO DE COARI – AM

Horbe, A. M. C. e Paiva, M. R. P.

Departamento de Geociências – Universidade Federal do Amazonas, Av. Gal. Rodrigo O. J. Ramos 3000, Japiim, 69077-000, Manaus – AM ahorbe@ufam.edu.br.

RESUMO Foram estudados 8 perfis intempéricos na região central do Estado do Amazonas com o objetivo de caracterizar mineralogicamente e quimicamente as transformações superficiais dos sedimentos terciários-quaternários. Os perfis são constituídos, de baixo para cima, dos horizontes saprolítico, mosqueado e solo. São areno-argilosos a argilo-arenosos, cinzentos, amarelados, avermelhados e esbranquiçados e constituídos predominantemente de quartzo, caulinita, muscovita e illita. Segundo suas características são divididos em três grupos: A- ocorrem nas colinas tabulares, são arenosos a areno-argilosos, tem altos teores de SiO₂, Hg e Zr; B- também ocorrem nas colinas tabulares, são pelíticos, têm os teores mais elevados em illita e muscovita, Al₂O₃ e teorese de elementos-traço variáveis; C- ocorre na planície alagável, é argilo-arenoso, e tem os teores mais elevados em Al₂O₃, K₂O, CaO e MgO em relação aos demais. Essas características mostram que são perfis pouco evoluídos e marcam os efeitos do intemperismo recente na Amazônia.

INTRODUÇÃO A Amazônia desde o final do Paleozóico é palco de intenso intemperismo que gerou perfis lateríticos ferruginosos, alumino-ferruginosos e sílico-ferruginosos. Esses perfis, que atualmente representam relictos de períodos climáticos que se alternaram entre secos e úmidos, estão recobertos por solos, estendem-se por vastas áreas e sustentam os relevos mais elevados em formas de platôs. Quando truncados ocorrem nas zonas de colinas e via de regra os relictos da crosta forma as linhas de pedras.

A Bacia do Solimões nesse período era palco de sedimentação marinha de modo que não apresenta perfis lateríticos como os que ocorrem a leste na Bacia do Amazonas (Costa 1991, Truckembrodt *et al.* 1994, Fernandes Filho *et al.* 1996, Horbe *et al.* 2001, entre outros), que nessa época era uma área emersa, bem como nas rochas do embasamento ao norte e ao sul. O conhecimento sobre as unidades superficiais dessa região é muito restrito. O único levantamento sistemático regional foi realizado pelo projeto RADAMBRASIL, executado durante as décadas de 70 a 80 e que envolveu estudos geológicos, geomorfológicos, pedológicos, de vegetação e uso do solo. Com o objetivo de caracterizar os perfis resultantes do intemperismo tardio na região Amazônica foi selecionada a região de Coari, localizada na porção central do Amazonas.

MATERIAIS E MÉTODOS Devido a dificuldades de acesso ao interior do município a maior parte dos perfis selecionados para estudo localizam-se ao longo das principais drenagens da área. Dos 44 perfis descritos foram selecionados 8 para estudos mais detalhados, 6 em terra firme (lago de Coari – 1, 2, 3 e 4; lago Mamiá - 5; lago Urucu - 6) e um na várzea (rio Solimões - 7). Para os estudos escolheram-se os perfis com maior número de horizontes aflorantes e com melhor diferenciação na textura e estrutura.

Após coleta as amostras foram secas e descritas, observando suas características texturais e cor. Em seguida foram homogeneizadas e quarteadas e submetidas a análises granulométricas, mineralógicas via DRX e químicas. A análise granulométrica consistiu, inicialmente, na retirada

do material pelítico com peneira 0,062 mm. As duas frações obtidas (<0,062 mm e >0,062 mm) foram secas em estufa e o material maior que 0,062 mm foi submetido a novo peneiramento a seco nas seguintes faixas granulométricas: 1mm, 0,5mm, 0,25mm, 0,125mm e 0,062mm.

As análises para os óxidos maiores totais foram feitas utilizando abertura por fusão alcalina e determinado: por gravimetria, o silício e PF (perda ao fogo); por titrimetria, o alumínio e carbono orgânico; por calorimetria o ferro total, titânio e fósforo, abertura ácida com espectrometria de absorção atômica de Na₂O, K₂O, CaO e MgO. Essas análises foram realizadas no Laboratório de Geoquímica da Universidade Federal do Amazonas. Os elementos traços Cu, Pb, Zn, Zr, Ni, Co, Cr, B, Ba, Be, Bi, Cd, Li, Mo, Sc, Sr, Sn, V, W e Y foram analisados por plasma de indução acoplada, Ag, As e Sb por absorção atômica, sendo os dois últimos por geração de hidretos, todos pela Lakefield Geosol Ltda. O Hg foi analisado também por absorção atômica a partir da geração de vapor frio nos laboratórios da Fundação Evandro Chagas-Pará.

GEOLOGIA, GEOMORFOLOGIA E ASPECTOS FISIOGRAFICOS Há controvérsias sobre qual a unidade geológica aflorante na região, se a Formação Solimões ou Içá ou ambas. Até a execução do Projeto Carvão no Alto Solimões, toda a extensa cobertura sedimentar da bacia do rio Solimões era representada por uma única unidade de idade terciária/quaternária denominada Formação Solimões (Caputo et. al. 1971). Maia *et al.* (1977) subdividem esses sedimentos considerando os pliocênicos e miocênicos, caracterizados litologicamente por argilitos cinza, cinza-esverdeados, intercalados com bancos de arenitos, camadas de linhito e gipsita como pertencentes à Formação Solimões, enquanto os pleistocênicos, predominantemente arenosos, à Formação Içá. Essa diferenciação é reforçada pelo padrão de drenagem entre as duas unidades, enquanto a Formação Solimões pela sua natureza pelítica, este é excepcionalmente denso, nos terrenos da Formação Içá (arenitos e níveis lateríticos) a drenagem é bastante aberta, com vales também amplos e com relevo interfluvial tabular.

Com base nesses dados, Maia *et al.* (1977) estabeleceram o limite ocidental da Formação Içá coincidente com o Arco de Iquitos, em contato discordante com a Formação Solimões e o limite oriental com o Arco de Purus, em contato discordante com a Formação Alter do Chão. Os limites meridionais encontram-se sobre a área cratônica do Acre e Rondônia, enquanto na direção norte a Formação Içá adentra pelo estado de Roraima e parte central do Amazonas, jazendo sobre rochas do embasamento. Nesse contexto a região de Coari está enquadrada na Formação Içá.

A drenagem é do tipo dendrítica, a localmente retangular e paralela. Os principais afluentes do rio Solimões na região são o Mamiá, Coari, Urucu e Arauá cujos cursos superiores e

intermediários são meandranes providos de seções retilíneas e com lagos. A foz desses rios está colmatada apresentando lagos de barragem.

Na área o domínio climático é caracterizado por ausência de período seco no ano e chuvas mais intensas entre dezembro e maio com totais anuais de 2300 mm (IBGE 1999). A cobertura é do tipo floresta tropical densa.

CARACTERÍSTICAS DOS PERFIS INTEMPÉRICOS Foram identificados basicamente dois tipos de perfis: 1- localizados em terra firme não tendo influência das enchentes e apresentam coloração avermelhada, amarelada e esbranquiçada a cinzenta e 2- ocorrem nas áreas de deposição recentes de sedimentos do rio Solimões e, portanto, associado ao ambiente das várzeas sobre influência da variação anual do nível das águas, são predominantemente cinzentos.

O saprólito dos perfis do primeiro grupo, quando aflorante, é argilo-arenoso a areno-argiloso, com espessura mínima de 0,5 m geralmente cinzento a amarelado, localmente, avermelhado ou creme, coeso e duro. Em geral apresenta abundantes manchas de óxi-hidróxidos de ferro com tamanho variando de 5 mm a 15 mm. Neste horizonte ocorrem níveis de ironstones constituídos por goethita e, subordinadamente, hematita cimentando grãos de quartzo de até 2 mm de diâmetro, formando placas sinuosas com 1 cm a 5 cm de espessura. Ocorrem filmes de goethita recobrando as superfícies de percolação de água. No perfil de várzea o saprólito é de coloração cinzenta e contém manchas amareladas goethíticas dispersas preservando também a estratificação sedimentar.

O horizonte mosqueado mantém a textura areno-argilosa a argilo-arenosa do horizonte saprolítico, espessura de 1,0 m a 5,5 m. É friável, maciço, cinza, alaranjado a avermelhado com filmes de goethita marrom-amarelados. Em relação ao saprolítico as manchas passam a ser mais intensas e com distribuição mais abundante.

Em direção ao topo os perfis de terra firme tornam-se, em geral, mais arenosos, mais claros, mas intensificando o tom nos mais avermelhados. Nas várzeas a diferenciação entre o mosqueado e o solo é tênue, marcado por manchamentos amarelados e de coloração cinza clara. A deposição dos sedimentos quaternários sobre os perfis mais antigos nas áreas de várzea, configuraram a formação de paleossolos avermelhados que apresentam restos de raízes preservados e preenchidos por material mais arenoso que a encaixante.

O solo tem textura similar ao mosqueado mas com cor marrom a cinza escuro e espessura de 0,2 m a 1,0 m, estruturação entre microagregada, em blocos a prismática colunar e anisotrófica. Filmes de goethita descontínuos e milimétricos são comuns. Somente em dois perfis foram encontradas concreções de 0,5cm a 1cm de diâmetro sugerindo maior enriquecimento em ferro.

GEOMORFOLOGIA Todos os perfis de terra firme estão localizados nas escarpas ao longo dos rios da região que marcam o relevo colinoso. As colinas têm aspecto textural mais rugoso, segundo os sensores remotos, topo plano e gradam para a superfície tabular de textura mais lisa no interior dos interflúvios. A superfície tabular marca a superfície de pediplanação com altitude máxima de 50 m, extensão em torno de 1.000 m, com entalhamento dos vales menor que 20 m. As colinas têm as mesmas cotas da superfície tabular, indicando íntima relação com os processos de denudação que afetaram a área. Na área as drenagens de 2^a. e 3^a. ordens são marcadas por vales longos, em torno de 100 m, especialmente para jusante com entalhamento inferior a 10 m com fundo achatado. Na época de vazante formam-se pequenas praias nos vales.

CARACTERÍSTICAS GRANULOMÉTRICAS E MINERALÓGICAS Em quase todos os perfis predomina a fração pelítica (< 0,062 mm) que representa pelo menos 38% do material. A areia fina (0,25mm – 0,125mm) a muito fina (0,125mm – 0,062mm) perfaz no máximo 52% no saprólito e 47% no solo. A areia grossa (> 1mm) representa menos que 1% exceto na zona de ironstones onde alcança 70% do material que compõe seu saprólito. Neste caso essa fração é formada de fragmentos de óxi-hidróxidos de ferro derivados de ironstone.

O quartzo e a caulinita são, em geral, os minerais mais abundantes seguidos de illita e muscovita. A hematita e goethita, em baixas proporções, são suficientes para dar aos perfis as cores que variam entre amarelada e avermelhada. Os minerais com os mais baixos teores são o anatásio e apatita.

CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS. Óxidos Maiores e Menores. Os resultados das análises químicas indicam SiO₂, entre 47% e 79%, como principal componente, especialmente nos perfis de terra firme, seguido de Al₂O₃ (11% e 27%) e Fe₂O₃ (0,9% e 35%) estes sem diferenciação segundo o modo de ocorrência dos perfis. A perda ao fogo (PF) varia entre 2% e 10% com os teores em geral mais elevados no saprólito. Dentre os álcalis o MgO apresenta os teores em média mais elevados seguido do Na₂O, K₂O e o CaO todos presentes na muscovita, apatita e illita. Dentre os perfis destacam-se o 1 (em terra firme) e o 7 (de várzea) por conterem os teores mais elevados desses óxidos.

O TiO₂, que representa o anatásio, tem teores máximos de 4,3% (solo do perfil 4), enquanto P₂O₅, em geral com menos de 1%, destaca-se somente no 6 e 7 onde alcança 3% no solo. O carbono varia entre 0,15% e 8,8%.

Os perfis não apresentam clara diferenciação química entre os horizontes e os teores variam pouco, exceto Fe₂O₃ que nos níveis de ironstone do saprólito alcança 36%, e nas concreções do solo 9% (Tab.7).

Elementos-Traço Dos elementos analisados, As, Mo, Sb, Ag, B, Be, Bi, Cd, Sn e W apresentam teores próximos ou abaixo do limite de detecção e somente Pb está acima da média crustal. Co, Li, Y e Zn são mais elevados que esta no perfil 1, e em parte Li no 6 e este e o Zn no 7.

Com base na concentração dos elementos-traço é possível diferenciar três grupos de perfis: A- 3, 4 e 5, que apresentam as menores concentrações de elementos-traço; B – 2 e 6 com concentrações intermediárias; e C- 1 e 7 com as maiores concentrações, especialmente em Ba, Co, Li, Ni, Sr (principalmente no 7), V e Zn. Nos perfis com baixas concentrações em elementos-traço, os teores são mais elevados em Hg e Zr. Considerando-se a mineralogia dos perfis a maioria dos elementos-traço estão preferencialmente associados a illita contudo a afinidade de As, Hg, Co, Cu, Ni, V e Zn com o Fe sugere a correlação deste com a hematita+goethita

DISCUSSÃO E CONCLUSÃO Com base no modo de ocorrência e nos resultados granulométricos, mineralógicos e químicos (óxidos maiores e elementos-traço e no tratamento estatístico), pode-se agrupar os perfis em:

A- 2, 3, 4 e 5: ocupam as colinas tabulares, apresentam textura arenosa a areno-argilosa, tem altos teores de SiO₂ em consequência da predominância de quartzo e caulinita. Hg e Zr apresentam as maiores concentrações nestes perfis, indicando, no caso do Zr, maior lixiviação do material já que este elemento compõe a estrutura de minerais resistentes, como o zircão, que tende a se enriquecer residualmente à medida que o perfil evolui.

B- 6 e 1: ocupam também as colinas tabulares. São de textura pelítica, tem a mesma mineralogia do grupo anterior, mas diferenciam-se pelos teores mais elevados em illita e muscovita. Têm teores mais elevados de Al₂O₃ e secundariamente CaO, MgO e Fe₂O₃ em relação ao grupo anterior. Apesar do perfil 1 conter teores mais elevados em Ba, Co, Li, Ni, Sr, V, Y e Zn, o perfil 6 tem concentrações intermediárias entre aquele e os do primeiro grupo.

C- 7: ocupa a planície alagável. É argilo-arenoso, predomina caulinita, illita e muscovita em relação ao quartzo e tem os teores mais elevados em Al₂O₃, K₂O, CaO e MgO em relação aos demais. Essas características o assemelham ao perfil 1.

A diferença geoquímica observada nos perfis descritos está relacionada à heterogeneidade faciológica da rocha sedimentar terciária e quaternária que lhes deu origem. Assim os do grupo A representam o intemperismo das fácies mais arenosas e os do B dos mais argilosos dos sedimentos terciários. O perfil 7, que configura o terceiro grupo, tem como rocha-mãe os sedimentos quaternários, que apesar de serem produto do intemperismo após deposição dos sedimentos em suspensão na calha do rio Solimões, tem uma assinatura química relativamente similar aos formados a partir dos materiais terciários. A presença de minerais

primários como muscovita e apatita e dos elementos Ba, Cu, Li, Ni, Pb, Sr, V, Y e Zn, incomuns quando comparados com perfis lateríticos sobre rochas Pré-Quaternário a leste, são indicativos da pouca evolução dos perfis. Esse fato é atestado, também pela presença de illita que é um mineral formado a partir de silicatos com potássio e é bem preservada em locais com clima mais seco onde a lixiviação é mais lenta mas não em clima quente e chuvoso como o da região de Coari (2300 mm/ano).

Agradecimentos Os autores agradecem a Petrobrás, CNPQ, CTPETRO-CNPq, processo no. 460223/01-1, e a CAPES pelo apoio financeiro e pela concessão de bolsas de pesquisa e mestrado.

Referências Bibliográficas

- Costa, M.L. 1991. Rev. Bras. Geol., 21:146-160.
Fernandes Filho *et al.*. 1996. Geociências, 16: 9-33.
Horbe *et al.*. 2001. Contribuições a Geologia da Amazônia 2:148-176.
Maia *et al.*. 1977. Projeto Carvão do Alto Solimões. DNPM/CPRM. 11 v.
Truckenbrodt *et al.* 1991. Geologische Rundschau, 80:591-610.

CONTRIBUIÇÃO À MINERALOGIA E À GEOQUÍMICA DE SEDIMENTITOS DE PERFIL LITOLÓGICO (ILHA DE MOSQUEIRO, PA)

¹Barros, A. E. F.; ²Lima, W. N.; ³Costa, W. A.; ⁴Távora, V. A.

1 Mestranda em Geoquímica, CPGG/CG/UFPA, 2 Orientador, CPGG/CG/UFPA, 3 Geóloga, CG/UFPA, 4 Paleontólogo, CG/UFPA.

RESUMO. Os sedimentitos marinhos aqui estudados abrangem litologicamente uma seqüência de calcários fossilíferos, margas, arenitos e folhelhos, que definem a unidade geológica reconhecida como Formação Pirabas, de idade eomiocênica. Os sedimentitos encontrados entre as profundidades de 141 e 244 m caracterizam a ocorrência da mesma no perfil estudado. A associação fossilífera reconhecida na perfuração, constituída por briozoários, bivalvíos e espinhos de equinóides, tipificam a ocorrência da ecofácies Capanema da Formação Pirabas na ilha de Mosqueiro, representativa de subambiente lagunar, de borda de bacia.

INTRODUÇÃO. O Cenozóico marinho, no norte do Brasil, está bem representado na zona costeira do estado do Pará e sobre a plataforma continental, estendendo-se por toda a costa paraense. Esses sedimentitos marinhos são constituídos, predominantemente, por calcários fossilíferos, margas, arenitos e folhelhos, e constituem a Formação Pirabas (Terciário, Mioceno Inferior, mais provavelmente). Suas rochas sedimentares exibem afloramentos significativos na microrregião do Salgado, manifestando-se, porém, em sub-superfície, na região metropolitana de Belém e adjacências, a profundidades superiores a 100 m, fazendo parte do pacote sedimentar da bacia do foz do rio Amazonas, sotopostas aos sedimentitos do Grupo Barreiras (camada intermediária) e ao material bastante alterado do Pós-Barreiras, mais superficial (Góes et al. 1990; Rossetti et al., 1989; Ferreira, 1982; Ferreira & Francisco, 1988).

Neste estudo objetiva-se a caracterização química e mineralógica de material selecionado em perfil litológico referente aos trabalhos de perfuração e instalação de poço tubular em terreno de topografia elevada situado na falésia da praia do Bispo, ilha de Mosqueiro (PA). Com esses subsídios pretende-se estabelecer breve abordagem geoquímica sobre a ocorrência dos minerais detectados.

MATERIAL E MÉTODOS. As amostras, testemunhos do perfil litológico de um poço de profundidade total de 275 m, foram submetidas à secagem ao ar e, após minuciosa seleção manual de fragmentos e grãos minerais (observação feita com auxílio de lupa), parte desse material foi levada aos trabalhos de trituração e pulverização para posterior análises química e difratométrica. Amostras relacionadas com maior ocorrência de matéria orgânica foram também separadas manualmente, de modo a garantir, tanto quanto possível, isolamento de seus componentes litológicos. Finalmente, separou-se restos de material fóssil (microfauna).

RESULTADOS. A tabela 1 resume resultados analíticos para as amostras selecionadas.

Tabela 1. Resultados analíticos para o material selecionado em perfil litológico de pacote sedimentar da bacia da foz do rio Amazonas (falésia situada na praia do Bispo, ilha de Mosqueiro, PA)

(1) Análises químicas de fragmentos selecionados ¹								
Amostras ^{2,3}	147-150	175-182	183-186	187-192 branca	187-192 escura	221	228-229	231
Componentes (%)								
SiO ₂	61	49,1	65,8	6,5	41	37,8	35,8	18
Al ₂ O	4,8	6,48	10,68	3,94	4,0	4,06	4,06	3,96
Fe ₂ O ₃	6,2	4,3	5,2	2,52	4,33	5,9	4,27	2,8
MnO	0,043	0,22	0,11	0,325	0,47	0,35	1,0	0,52
CaO	11,5	14,4	4,56	42	17	18,5	18,7	31,9
MgO	1,5	2,28	1,0	3,5	7,2	5,2	7,7	5,60
Na ₂ O	0,1	0,2	0,15	0,11	0,12	0,3	0,2	0,17
K ₂ O	0,1	0,62	0,82	0,11	0,41	0,65	0,4	0,28
P.F	13	21	10	40	25	26,7	28	36,18
Soma	98,243	98,6	98,32	99,0	99,53	99,46	100,13	99,41
(2) Análise difratométrica de grãos minerais selecionados								
Amostras	Minerais identificados							
142-144	quartzo (dominante); caulinita (subordinada); gipsita (subordinada)							
173-174	calcita e quartzo (dominantes); ankerita (subordinada); pirita (subordinada)							
220-230	pirita (dominante); marcassita (dominante)							
230-244A	quartzo (dominante); magnetita (subordinada)							
230-244B	quartzo (dominante); hematita (subordinada)							
(3) Análise paleontológica preliminar (microfauna, fragmentos)								
141	fragmentos de carapaças de bivalvíos (Crassostrea, Chlamys)							
151-156	fragmentos vegetais; fragmentos de carapaças de bivalvíos (Crassostrea)							
175-182	fragmentos de colônias de briozoários (Metrahabdotos)							
183-186	espinho de equinóide (Phyllacanthus)							
187-192	fragmentos de colônias de briozoários (Steginoporella, Metrahabdotos)							
228-229A	carapaças; fragmentos de colônias de briozoários (Metrahabdotos, Lichenopora)							
228-229B	calcário afossilífero							

OBS. (1) Intercalações de calcário/calcarenito (creme-esbranquiçado) e folhelho (cinza-esverdeado) e fragmentos milimétricos de material ferruginoso (avermelhado) dispersos; (2) a identificação numérica das amostras corresponde ao intervalo de profundidade do perfil (unidade, o metro); (3) nas amostras dominam calcita e quartzo, exceto para as amostras 183-186 (onde CaO tem percentual de 4,56) e 187-192 (onde o percentual de quartzo é de 6,5), ficando a ankerita e a caulinita como minerais subordinados; (4) P.F., perda ao fogo.

DISCUSSÃO. Além do quartzo (com percentuais, em geral dominantes), uma breve observação da tabela 1 parece revelar, de imediato, a predominância de calcita [CaCO₃] em quase todas as amostras. No entanto, nem todo o Ca está associado somente à calcita, pois aparece, também, a ankerita [Ca(Mg,Fe,Mn)(CO₃)₂]. Aliás, os percentuais de Fe₂O₃ e MgO são expressivos nas amostras 187-192, escura (MgO 7,2 e Fe₂O₃ 4,33), 221 (Fe₂O₃ 5,9 e MgO 5,2), 228-229 (MgO 7,7 e Fe₂O₃ 4,27) e 231 (MgO 5,60). Acrescente-se, porém, que os percentuais de Fe₂O₃ se encontram também associados à hematita (situação mais geral) e à magnetita (mais restrita).

Estabelece-se, de imediato, a correlação da calcita com o calcário da Formação Pirabas. Já a presença de ankerita sugere profundas interações diagenéticas, envolvendo componentes químicos de sedimentos do Grupo Barreiras (Fe e Mn, por exemplo) com os sedimentos marinhos de Pirabas (Ca e Mg).

Dentre os argilominerais, apenas a caulinita foi detectada de modo inconfundível. No entanto, percentuais algo mais expressivos de K_2O (0,82 na amostra 183-186; 0,65 em 221 e 0,62 em 175-182) sugerem especulação sobre provável ocorrência de illita.

Ainda na tabela 1 aparecem dados de identificação de componentes nos grãos minerais selecionados. No grão areno-argiloso contendo folhelho cinza-esverdeado (amostra 142-146) aparece quartzo (como dominante) e caulinita (subordinada), contendo, ainda, gipsita e traços de calcita. O ambiente marinho característico de Pirabas justifica a ocorrência de um mineral de evaporito como a gipsita associado ao folhelho.

No calcarenito cinza e duro, contendo grãos de quartzo e restos de folhelho (amostra 173-174) identifica-se calcita e quartzo dominantes, e revela-se ocorrência de ankerita subordinada e pirita [FeS_2], esta em baixo percentual, provavelmente. A associação da pirita com sedimentos Pirabas é bem conhecida (Ferreira, 1982; Góes et al., 1990).

A pirita é um mineral comum e largamente distribuído como componente autigênico de sedimentos e rochas sedimentares, onde, na maioria das vezes, se encontra associado à matéria orgânica (Berner, 1970).

No material negro-acinzentado, separado de um fragmento milimétrico contendo microesferas brilhantes, foram identificadas a pirita e a marcassita $2[FeS_2]$. A pirita sedimentar tem ocorrência registrada de modo inconfundível nos sedimentitos Pirabas. A presença de marcassita mostra etapa de alterações diagenéticas envolvendo minerais de Fe e S. Aliás, para Berner (1970) o monossulfeto FeS , precursor da pirita, pode também produzir o polimorfo marcassita.

Finalmente, na tabela 1 resume-se observações e estudos efetuados no material separado ocorrente nesse perfil a diferentes profundidades. Os vegetais fósseis e as carapaças em geral são indicativos do ambiente primitivo característico da deposição sedimentar da Formação Pirabas. A Formação Pirabas é uma das unidades geológicas do Cenozóico marinho brasileiro mais estudadas, notadamente sob o ponto de vista paleontológico e bioestratigráfico (Ferreira & Francisco, 1988 e suas referências pertinentes). Tem-se discutido sua paleoecologia (como ambiente redutor tipicamente de mangue) e sua paleofauna (foraminíferos, briozoários, bivalvíos, equinóides).

As amostras aparentemente ricas em matéria orgânica apresentaram teores variáveis de carbono orgânico, nitrogênio orgânico e valores diferenciados para a razão C/N. Um percentual máximo (cerca de 21%) de matéria orgânica foi obtido para a mostra 112-116 (folhelho negro-acinzentado, com teor de carbono orgânico de 11,96%); seu quociente C/N de 117 sugere estágio de maturação mais elevado do que, em geral, se obtém para a turfa. Por sua vez, a amostra 92-93 (também um folhelho cinza) com percentual de matéria orgânica da ordem de 14, exibe uma razão C/N em torno de 43,3, evidenciando um estágio de maturação mais recente.

CONCLUSÃO - Considerando os minerais identificados é possível caracterizar, geoquimicamente, o ambiente sedimentar de deposição, sob diferentes condições óxicas e anóxicas; nas condições óxicas, aparece hematita (e, muito provavelmente, goethita e minerais de Mn e Ti); nas condições anóxicas não-sulfídicas, a magnetita, enquanto nas sulfídicas ocorrem a pirita e a marcassita, possibilitando interessante discussão sobre a diagênese da matéria orgânica associada.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Berner, R. A., 1970. Sedimentary pyrite formation. *Amer. Journ. Sci.* 268: 1-23.
- Ferreira, C. S. 1982. *Notas estratigráficas sobre o cenozóico marinho do estado do Pará*. In: Simp. de Geol. da Amazônia, 1. Anais, SBG. Núcleo – Norte. Belém, p. 84 – 88.
- Ferreira, C. S. & Francisco, B. H. R. 1988. *As relações da Formação Pirabas (Oligoceno-Mioceno) com as formações continentais terciárias do NE do Pará*. In: Cong. Bras. Geol. 35, Belém, Anais..., Belém, Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte, v.2. p.761-764.
- Góes, A. M; Rossetti, D. F. ; Nogueira, A. C. R. e Toledo, P. M. 1990. *Modelo deposicional preliminar da Formação Pirabas no nordeste do estado do Pará*. Bol. Mus. Par. Emílio Goeldi, 2 : 3-15.
- Rossetti, D.F., Truckenbrodt, W.; Góes, A.M. 1989. *Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na região Bragantina, nordeste do Pará*. Bol. Museu Paraense Emílio Goeldi, Belém. 1 (1): 25 – 74. (Série Ciência da Terra).

DISTRIBUIÇÃO DOS METAIS Cd, Cu, Fe, Mn, Ni, Pb e Zn NO RIO NEGRO, ORLA DE MANAUS

^(1,2) Pinto, A. G. N.; ⁽²⁾ Horbe, A. M. C.; ⁽²⁾ Oliveira, L. G. S. e ⁽¹⁾ Silva, M. S. R.

⁽¹⁾ Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, antoniap@inpa.gov.br e ⁽²⁾ Universidade Federal do Amazonas,

RESUMO: Os metais Cd, Cu, Fe, Ni, Mn, Pb e Zn foram determinados na água e nos sedimentos de fundo do Rio Negro, na orla de Manaus, Amazonas. As amostras foram coletadas nos meses de novembro de 2002 e junho de 2003, referentes aos períodos máximos de vazante e cheia desse rio. Os resultados mostraram distribuição irregular dos metais entre os dois períodos, nos sedimentos de fundo, com valores entre 1 e 10 mg/g para o Fe, Mn e Zn, no período de estiagem. O Ni, Cd e Cu tiveram maiores valores no mês de junho, com variação entre 227,48 a 1147,79 μ g/g, para o Ni; 51,36 a 87,01 μ g/g, para o Cd e 144,02 a 280,5779 μ g/g para o Cu. A distribuição dos metais na água foi regular, entre os pontos de amostragem, nos dois períodos, com menores concentrações no mês de junho. O Fe teve as maiores concentrações, nos dois períodos, com variação de 0,30 a 0,73 em junho e 0,81 a 1,17 mg/L, em novembro.

INTRODUÇÃO: Manaus, capital do estado do Amazonas, tem população estimada em 1.500.00 habitantes, cerca de 48% da população do estado. Grande parte dessa população ocupou as margens das bacias que cortam a cidade, a do Educandos e do São Raimundo, a partir da década de 70 e, mais recentemente, a bacia do Tarumã. Todos esses cursos d'água, desde sua nascente até a confluência com o rio Negro, recebem despejo de lixo e esgotos domésticos. O igarapé do Quarenta, tributário da bacia do Educandos, drena o Distrito Industrial, e a partir daí passa a receber, também, efluentes com altos teores de metais pesados Silva (1996). Os contaminantes metálicos mais comuns em cursos d'água de área urbana são cádmio, chumbo, cromo e níquel segundo Gibbs (1984) provenientes de efluentes industriais. Este trabalho visa quantificar e avaliar a distribuição de metais provenientes das drenagens degradadas da área metropolitana de Manaus, que deságuam no rio Negro.

MATERIAIS E MÉTODOS: Coletaram-se amostras de água e sedimentos de fundo do rio Negro a montante, a jusante e na foz do igarapé Tarumã (MIT, IT, JIT); foz dos igarapés São Raimundo (ISR) e Educandos (IED); e em pontos a jusantes destes dois igarapés, em frente a Praia do Amarelinho (PAM) e em frente ao porto da Ceasa (CEA), nos meses de novembro de 2002 e junho de 2003, (Fig.01). As amostras de água foram coletadas, em duplicata, na superfície em garrafa coletora tipo *Van Dorn* para a determinação de variáveis físico-químicas pH, Eh, OD, condutividade, amônia e os metais dissolvidos, segundo técnicas descritas em APHA (1985). As amostras de sedimento foram coletadas no amostrador tipo CORE, peneiradas a úmido (63 μ m), para a separação de silte e argila e após secas digeridas com solução de ácido

fluorídrico e perclórico na proporção 10:1, e a leitura feita em EAA no Laboratório de Laboratório de Geoquímica do DEGEO-UFAM.

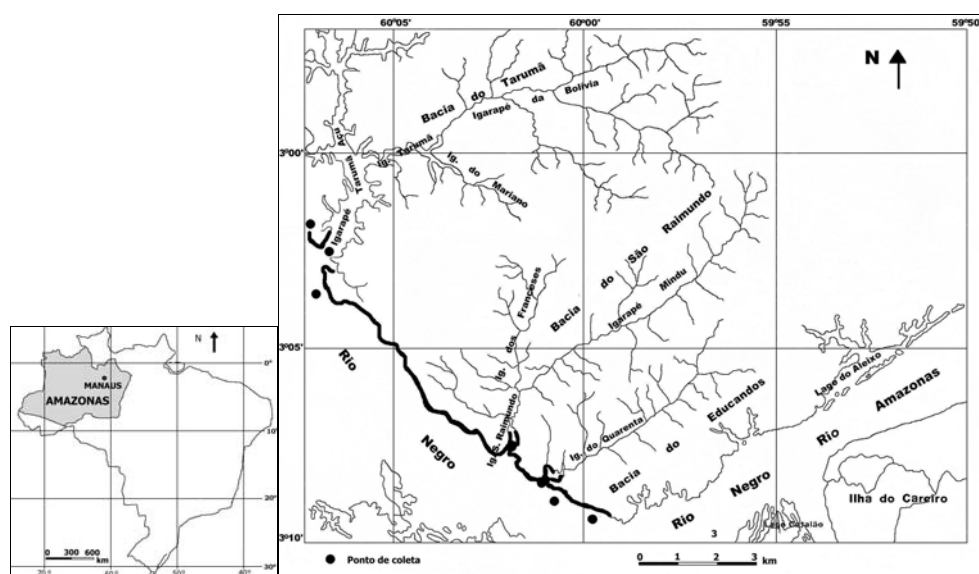


Figura 01: Localização dos pontos de coleta na orla de Manaus

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Variáveis físico-químicas na água: Verificou-se aumento nos valores de pH, condutividade elétrica, oxigênio dissolvido e íon amônio nas duas amostragens de água do rio Negro a partir da confluência com os igarapés do São Raimundo (ISR) e Educandos (IED), confirmando a alteração dessas variáveis em virtude da contribuição antrópica. (Tab. 01). No mês de novembro percebe-se maior oxigenação da água, maior concentração do íon amônio, em relação ao mês de junho, e o potencial redox não mostrou variação significativa, mostrando ambiente com baixo potencial de oxidação nos dois períodos.

Metais dissolvidos: Os metais mostraram variação sazonal com acréscimo da concentração no mês de novembro, de forma regular em todas as estações (Tab. 02). As concentrações de Cd, Cu, Fe, Mn, Ni e Pb estão acima do limite mínimo estabelecido pela Resolução no. 20 do Conama, nos dois meses, que são 0,001; 0,02; 0,3; 0,1; 0,025 e 0,03mg/L, respectivamente. Somente o Zn está abaixo desse limite que é de 0,18 mg/L, também nos dois meses.

Metais totais: Dos metais, nos sedimentos de fundo Fe, Mn e Zn tiveram maiores variações sazonais, com maiores concentrações no mês de novembro, cujos valores máximos e mínimos foram, para o Fe de 6,28 mg/g (MIT) e 18,41mg/g (JIT); Mn de 2,99 (IT) e 14,96mg/g (CEA) e o Zn 6,48 (PAM) a 12,58mg/g (ISR).

Tabela 01: Variáveis físico-químicas nas águas do rio Negro na orla de Manaus, nos meses de Novembro 2002 e Junho de 2003.

Estação	Novembro de 2002					Junho de 2003				
	pH	Eh	Condutividade	OD	NH ₄	PH	Eh	Condutividade	OD	NH ₄
	-	mV	□S/cm	mg/L	mg/L	-	mV	□S/cm	mg/L	mg/L
MIT	5,5	147	7,3	8,30	0,35	5,1	195	15,9	5,21	0,47
IT	5,8	191	9,5	8,99	0,32	4,8	255	14,8	5,64	0,49
JIT	5,6	201	7,1	8,16	0,35	4,7	279	14,9	5,32	0,45
ISR	6,9	155	214,0	0,45	6,03	6,4	179	129,2	0,36	5,14
IED	6,9	105	286,0	0,71	9,24	5,9	225	38,8	0,47	1,12
PAM	6,6	146	593,0	7,17	2,45	4,8	168	17,6	4,69	0,51
CEA	5,6	182	7,8	7,67	0,33	4,7	189	16,3	4,82	0,49

Tabela 02: Metais dissolvidos (mg/L) na água do rio Negro, orla de Manaus, nos meses de Novembro de 2002 (fim da estiagem) e Junho de 2003 (fim da estação de chuva).

Estação	Novembro de 2002							Junho de 2003						
	Cd	Cu	Fe	Mn	Ni	Pb	Zn	Cd	Cu	Fe	Mn	Ni	Pb	Zn
MIT	0,26	0,61	0,92	0,10	0,23	0,01	0,04	0,00	0,05	0,31	0,06	0,04	0,00	0,02
IT	0,23	0,53	0,89	0,10	0,16	0,67	0,06	0,00	0,01	0,30	0,04	0,05	0,00	0,02
JIT	0,23	0,45	0,81	0,12	0,16	0,38	0,03	0,00	0,03	0,73	0,05	0,05	0,00	0,04
ISR	0,26	0,18	1,17	0,12	0,29	0,30	0,04	0,01	0,02	0,73	0,06	0,10	0,02	0,02
IED	0,29	0,55	0,68	0,14	0,29	0,38	0,03	0,01	0,00	0,22	0,05	0,10	0,04	0,01
PAM	0,26	0,61	0,80	0,11	0,36	0,01	0,02	0,01	0,01	0,34	0,08	0,12	0,00	0,03
CEA	0,36	0,67	0,87	0,16	0,16	0,09	0,05	0,00	0,02	0,33	0,04	0,10	0,00	0,02

O Ni mostrou distribuição também regular na maioria dos pontos, entre os dois meses, com valores ligeiramente maiores em junho; porém houve aumento acentuado na confluência com o

igarapé Educandos (IED) nos dois meses. O Cd e Cu também apresentaram maiores concentrações no mês de junho, como foi observado por Silva (1996), o que se deve à lixiviação da área drenada pela bacia. Os valores mínimos e máximos são de 51,36 $\mu\text{g/g}$ (MIT) e 87 $\mu\text{g/g}$ (IED), para o Cd e de 144,02 (MIT) a 280,57 $\mu\text{g/g}$ (PAM), para o Cu respectivamente. As concentrações de todos os metais nos pontos de confluência dos igarapés são superiores aquelas encontradas por Silva (1996) e semelhantes aos encontrados por Elias (2001) rio Negro. Os dados estão demonstrados nas tabelas 03 e 04.

Tabela 03: Metais Fe, Mn, e Zn (mg/g) e Cd, Cu, Ni e Pb. $\mu\text{g/g}$ nos sedimentos de fundo do rio Negro no mês de Novembro/02 (fim da estiagem).

		Novembro de 2002						
Estação		Cd	Cu	Fe	Mn	Ni	Pb	Zn
MIT		33,85	87,42	6,28	4,84	205,89	76,28	10,32
IT		30,81	83,38	7,94	2,30	166,05	61,69	8,24
JIT		35,88	73,28	18,41	5,58	219,14	47,10	9,16
ISR		45,02	125,78	15,30	4,52	192,63	76,29	12,57
IED		38,92	166,12	16,89	3,68	912,83	105,46	12,34
PAM		35,88	85,41	17,84	4,66	338,65	90,88	6,48
CEA		31,83	107,62	12,72	14,96	325,39	47,10	9,70

Tabela 04: Metais Cd, Cu, Fe, Mn, Ni, Zn e Pb. $\mu\text{g/g}$ nos sedimentos de fundo do rio Negro no mês de Junho/03 (fim da estação de chuva).

		Junho de 2003						
Estação		Cd	Cu	Fe	Mn	Ni	Pb	Zn
MIT		51,36	144,02	451,29	215,5	227,48	16,21	46,43
IT		52,28	206,78	398,18	128,9	296,34	89,02	61,46
JIT		56,46	164,18	693,62	216,1	423,06	16,26	150,12
ISR		76,66	204,59	636,09	261,8	751,23	88,08	215,42
IED		87,01	265,28	578,06	188,0	1147,8	160,52	361,76
						0		
PAM		70,81	280,57	568,62	243,9	484,26	87,02	115,62
CEA		67,16	266,02	640,62	413,8	427,92	16,44	89,56

CONCLUSÃO: O aporte de esgotos domésticos e de efluentes das indústrias, pelos tributários urbanos, começa a causar alteração na composição física e química da água do rio Negro. As altas concentrações do íon amônio, elevação do pH e queda no teor de oxigênio dissolvido, bem como concentrações dos metais dissolvidos acima dos níveis mínimos permitidos para ambientes naturais e aumento nos sedimentos, comprovam as mudanças nesse rio. Isso requer medidas de

fiscalização nas indústrias para o controle dos efluentes bem como dos esgotos domésticos e campanhas de conscientização da população para o problema.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- American Public Health Association – APHA 1985. Standard Methods of the Experimentation of Water and Wasterwater. 14 ed., New York, 1268p.
- Silva, M do S.R da. 1996. Metais pesados em sedimentos de fundo de igarapés (Manaus - AM). Dissertação de Mestrado em Geologia e Geoquímica. Universidade Federal do Pará .
- Gibbs, R. J., Transport Phasis of Frasition Metals in the Amazon and Yukon Rivers. Geol. Soc. Am Bull. 88, 829-843.
- Elias, S. S. 2001. Hidroquímica das águas e quantificação de metais nos sedimentos de fundo das bacias hidrográficas de área urbana de Manaus que deságuam no rio Negro. X Jornada de Iniciação Científica. CNPq/ PIBIC/INPA. Manaus, 04 a 06 de Julho de 2001.

O JADE ARAGUAIA

^{1,2} Costa M.L., ¹ Hoehn H., ³ Faraco M.T.L.

¹Grupo de Mineralogia e Geoquímica Aplicada, CG/UFPA, Belém-PA; ²Pesquisador-Bolsista CNPq, (mlc@UFPA.br); ³CPRM – Serviço Geológico Nacional

ABSTRACT The Araguaia jade is composed mainly of chlorite and corresponds to chloritite or chlorite-quartz schist belonging to Achaean Rio Maria granite greenstone terrains. Mineralogically they can not be classified as a jade but the name is well accept for commercial purpose. The material is suitable for handcraft artifacts as whole.

INTRODUÇÃO Com a inauguração em 2002 do espaço cultural e museológico “São José Liberto” em Belém do Pará, o qual dá sede ao “Pólo Joalheiro” começa nesta cidade a divulgação e comercialização, entre muitos outros produtos relativos a jóias e artesanato mineral, de artesanatos confeccionados em material geológico denominado *jade Araguaia* (Figuras 1 e 2). A matéria-prima geológica é de uma beleza singular, dada pelo entrelaçamento complexo e/ou por bandeamento de tonalidade das cores verdes e marrons, que em conjunto com o trabalho artístico com bom acabamento com motivos da fauna e flora Amazônica geram produtos muito atraentes. Chama a atenção o fato de que estes produtos de singular beleza provêm de Floresta do Araguaia, cidade situada no sul do Estado do Pará, e elaborado por aprendizes de sua Escola de Lapidção. A beleza do material geológico, denominado de jade Araguaia, a sua aparente raridade, e o pouco conhecimento existente sobre a mesmo, despertaram o interesse em conhecê-lo em mais detalhe, *in loco*, a fim de subsidiar os artesãos e empresas do Pólo Joalheiro com informações técnicas precisas, agregando assim maior valor a estes produtos, uma exigência e um prazer dos adquirentes. O presente trabalho apresenta os principais resultados parciais já obtidos.

MATERIAIS E MÉTODOS O trabalho consistiu inicialmente de visitas às Lojas de Consignação do São José Liberto, onde estão expostas peças em jade Araguaia. Após entrevistas com as senhoras Francinete Correa e Ana Cristina Resque, do São José Liberto, foram adquiridas peças para estudo e exposição no Museu de Geociências (CG) da Universidade Federal do Pará (UFPA). Os resultados das entrevistas levaram a realizar trabalhos de campo em Floresta do Araguaia. Na cidade visitou-se a Escola de Lapidção e Artesanato de Floresta do Araguaia - ELAFA, dirigida pelo Sr. Wagner Luiz Pereira e sob os auspícios da Associação Comunitária dos Artesãos e Lapidários de Floresta do Araguaia. Wagner Pereira gentilmente apresentou o seu trabalho e dos seus alunos e profissionais. Adquiriram-se várias peças por doação e compra, tanto de produtos acabados como de minerais e rochas. Em seguida, sob orientação do Sr. Wagner, muito prestativo e empolgado, conheceu-se a “jazida”, na verdade a exposição geológica de jade Araguaia. Coletaram-se amostras e visitaram-se

as instalações abandonadas da mina de ouro de Babaçu. Em Belém as amostras geológicas e as peças do artesanato foram fotografadas com câmara digital, descritas, e selecionadas para análises mineralógicas por difração de raios-X e petrográficas por microscopia ótica em lâminas delgadas. As peças e amostras de minerais e rochas estão expostas em vitrines especiais do Museu de Geociências da UFPA, em Belém, aberto ao público em geral.

A DESCOBERTA O Sr. Wagner Luiz Pereira, mineiro e experiente lapidador de pedras, e com tino para descobrir pedras e minerais para o artesanato mineral chega ao Pará no momento certo: na instalação do Pólo Joalheiro, e faz daqui a sua morada, instalando-se na bela região do sul do Pará, mais precisamente em Floresta do Araguaia, sede do município homônimo, recém-criado. Este logo se tornou famoso pela sua primeira posição no ranqueamento da produção de abacaxi. Nas suas peregrinações para descobrir pedras deparou-se com as rochas verdes no caminho para o Babaçu. Viu que não eram talco, ou seja pedra sabão, e ao trabalhá-las constatou sua adequação a lapidação e polimento. Os resultados têm sido cada vez mais surpreendentes, e seus produtos já alcançaram o cenário nacional, em muito pouco tempo. O termo “jade Araguaia” foi aparentemente empregado pela primeira vez pelo geólogo Dr. Taylor Collyer da Secretaria de Indústria e Comércio e Mineração (SEICOM).

CONTEXTO GEOLÓGICO. A área do município de Floresta do Araguaia segundo Faraco *et al* (2003) está instalada sobre duas grandes unidades geológicas: 1.) os terrenos arqueanos integrantes do Terreno Granito *Greenstone* de Rio Maria de Medeiros *et al* (1987) a oeste, representando apenas 10 % de sua área; 2.) os terrenos neoproterozóicos do Cinturão Araguaia de Hasui *et al.* (1980) cobrindo os demais 90 %, formados por mica xistos, anfíbolitos; ardósias, filitos; intrusivas máfico-ultramáficas.

A ocorrência de jade Araguaia situa-se no extremo norte-ocidental do município de Floresta do Araguaia, cujo relevo se manifesta através de terrenos planos arrasados com morros arredondados e serras nas cercanias (Figura 3). A vegetação compreende savanas e florestas em zona de transição e estão parcialmente ocupadas por campos de agricultura e pecuária. Afloramentos de rochas se destacam em toda paisagem. Este quadro se aplica a todo município.

O jade Araguaia é parte das litologias do Grupo Babaçu, que pertencem aos terrenos Granito *Greenstone* de Rio Maria. São rochas tipicamente ultramáficas alteradas e integrantes da zona aurífera do Babaçu, lavradas até recentemente pela CVRD.



Figura 1 – Diferentes objetos trabalhados em jade araguaia.



Figura 2- Detalhe de objeto trabalhado em jade araguaia.



Figura 3 – Área de ocorrência do jade araguaia, próximo ao Babaçu. Na foto o Sr. Wagner Pereira.



Figura 4 – Detalhe do afloramento de jade araguaia.

COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA E PETROGRÁFICA As análises realizadas por DRX e microscopia ótica mostram que o material mais típico do jade Araguaia é formado por clinocloro, um mineral do grupo das cloritas, constituindo verdadeiros clorititos (Figura 4; Figuras 1 e 2). Ocorrem ainda clorita xistos (clorita + quartzo), clorita-antofilita xistos e talco xistos.

Cloritito É a principal rocha representante do jade Araguaia. É de cor verde clara entremeada ou em bandamento com tonalidades marrons (Figura 4), em contatos abruptos ou gradativos ou formando cenários de difusão iônica. Apresenta-se microcristalino, daí o aspecto geral maciço e compacto, denso, que sob o microscópio, no entanto, é anisotrópica, lepidoblástica fina. Constitui-se fundamentalmente de clorita, tendo ainda opacos, epidoto e raros zircões. Ocorrem também clorita-antofilita xistos, em textura nematoblástica-lepidoblástica fina. Ainda que não contundente tem sido informado aos lapidários de Floresta do Araguaia e das lojas de consignação do Pólo Joalheiro de que se trata de *leuchtenberguita*, um termo ultrapassado para designar minerais esverdeados, silicatos magnesianos, que se confundiam com as cloritas.

Clorita Xistos São também utilizados como jade Araguaia. Constituem-se de clorita, quartzo, antofilita e opacos como acessórios. A textura é lepidoblástica com o quartzo formando micro-bandas com 0,02 mm de espessura, às vezes como micro-vênulas. Mostra-se claramente cisalhado.

Talco Xistos São rochas associadas, mas não empregadas como jade Araguaia. São também lepidoblásticas finas, contendo cummingtonita, clorita e opacos.

Rochas Intemperizadas As rochas mencionadas anteriormente, entre outras, podem ocorrer ligeiramente intemperizadas, mas coesas, e pela sua riqueza em tonalidades de cores (amarelo, vermelho, marrom e roxo) em bandas, difusões e venulações são exploradas com galhardia no artesanato da ELAFA. Os oxi-hidróxidos de ferro e mais restritamente de Mn e os argilominerais (esmectita, illita e caulinita) dão o toque especial a esses materiais, surgindo até feições de *chert* e formações ferríferas bandadas.

Outros Materiais Na ELAFA também são empregados outros materiais geológicos como biotita granodiorito, recristalizado por metamorfismo de fácies xisto verde ou hidrotermalizado, como parte do plutonismo sintectônico do Tonalito Arco Verde de Souza & Dall’Agnol (1994) in Althoff *et al* (2000). Também são trabalhados cristais de quartzo bi-terminados, centimétricos a métricos, bem formados, com muitas inclusões e incrustações de clorita, por vezes desenvolvendo aspecto espectral nas terminações romboédricas do quartzo; mas raramente são hialinos.

APLICAÇÕES NO ARTESANATO Os clorititos e ainda os clorita xistos de Babaçu em Floresta do Araguaia, pela sua natureza micro-cristalina e conseqüentemente maciça e compacta, apenas microscopicamente anisotrópica, de cor verde clara a marrom, com dureza baixa, mas superior a do talco, se apresentam adequados para trabalhos de entalhes, facetamento, esculturas e polimento, como mostram os resultados dos trabalhos da ELAFA (Figuras 1 e 2). Aí estão sendo produzidas peças de boa qualidade materializando animais da fauna Amazônica, objetos de apelo esotérico (bolas, pirâmides, “cristais”, amuletos, pingentes), cenas amazônicas, vasos e porta-objetos em geral, em peças centimétricas a sub-métricas.

CONCLUSÕES O jade Araguaia, embora seja um termo bonito e de forte apelo, não corresponde ao que se conhece como jade, principalmente nos tempos atuais, os quais são constituídos, sejam do anfibólio tremolita-actinolita ou do piroxênio jadeíta. Portanto o termo jade não é adequado para sua descrição. No entanto sem ele faltaria, num primeiro momento, um termo que provocasse a atenção dos amantes das pedras, artesanatos e jóias. O jade Araguaia é tão somente um cloritito ou clorita xisto, que pela sua natureza microcristalina e textura homogênea, coesão, dureza e pelo padrão de cor, se deixa trabalhar em várias formas, permitindo a formatação de vários elementos de arte e do

artesanato mineral, com relativa simplicidade e facilidade. É uma matéria-prima aparentemente abundante, que produz resultados atraentes, incluindo seus produtos de alteração intempérica. Isto mostra que, com idéias simples, mas arrojadas, materiais aparentemente comuns, podem assumir realces de importância artística, econômica e social muito grande, e com isto ajudar a promover o bem-estar da população da Amazônia .

AGRADECIMENTOS Ao Banco da Amazônia S.A., BASA, pelo apoio financeiro (Convênio 148 BASA/FADESP) e ao Sr. Wagner Luiz Pereira, diretor da ELAFA, pela presteza e empolgação, ao prefeito de Floresta do Araguaia, médico Carlos Belizário pela acolhida, e ao Sr. Pedro Paulo Barbosa pela amabilidade, sabedoria em tupinologia e brasilidade e à ingenuidade das crianças que afloraram a ELAFA.

Referências

- Althoff F.J., Barbey P., Boullier A.M. 2000. 2,0 - 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
- Faraco M.T.L. *et al.*, 2003. *Folha SB.22 – Araguaia*. In: Schobbenhaus, C. *et al.* (eds). Carta do Brasil ao Milionésimo, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, CPRM, Brasília.
- Hasui Y., Tasinari C.C.G., Siga Jr. O., Teixeira W., Almeida F.F.M., Kawashita K., 1980, Datações Rb-Sr e K-Ar do centro norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 31, Camboriú, Santa Catarina. *Anais* 5: 2659 – 2667

JARINA, A PALMEIRA DO MARFIM VEGETAL DE PLANÍCIES DE INUNDAÇÃO DA AMAZÔNIA OCIDENTAL

Costa M.L.¹, Hoehn H.²

¹Pesquisador CNPq, Universidade Federal do Pará, Augusto Correa 1, 66075-110, (mlc@ufpa.br); ²Grupo de Mineralogia e Geoquímica Aplicada/UFGA, Augusto Correa 1, 66075-110, (hhorn@amazon.com.br)

ABSTRACT The semi-quantitative (MEV/EDS) and wet chemical composition, mineral composition and textural features (MEV/EDS,) of jarina (tagua) nut, seeds of the *Phytelephas macrocarpa* palms, just called jarina, found in Acre/Brazil, are reported. The knowledge of these items is useful for the value aggregation processes like polishing and painting, to the “vegetable ivory”, contributing directly to the viability of self-sustained agro-florestal- systems on the amazonian region. The jarina palm occurs naturally alongside of the river floodplains mostly in the States of Acre and southwest of the Amazonas, where it build big agglomerate, the most important found through the Envira river, well known for its high soil fertility.

INTRODUÇÃO A luta contra a devastação e o mau uso dos recursos naturais constitui um dos grandes desafios para a humanidade. No caso da Amazônia brasileira, carente ainda de infraestrutura, tecnologias e estudos mais aprofundados, este problema se apresenta de maneira drástica: por um lado deve ser dada prioridade para tirar grande parte da população do ainda persistente sistema de exploração humana e conseqüente miséria, implantada há séculos na região pelos colonizadores, por outro lado, os recursos naturais aqui encontrados devem ser utilizados com sabedoria e parcimônia. Urgentemente devem ser oferecidas opções que, minimizando os possíveis impactos negativos, ao mesmo tempo garantam a sobrevivência digna. Uma destas opções pode ser a introdução da palmeira jarina (Gênero: *Phytelephas*.Espécie: a) *Phytelephas macrocarpa* Ruiz & Pavon, característica dos jarinais do Acre / sudoeste do Amazonas (Brasil 1944); b) *Phytelephas microcarpa* Ruiz & Pavon, típica de regiões do rio Javari (Brasil 1944)) em sistemas agro-florestais integrados. Entre os produtos comerciais desta palmácea estão artigos elaborados com suas sementes (conhecidas comercialmente como “jarina” , “marfim vegetal” ou, em inglês, *tagua nut* ou *corozo*).

TRABALHOS DE CAMPO E ANALÍTICOS Os levantamentos de campo foram feitos nos arredores da cidade de Rio Branco, capital do Acre, a partir de 1998 e nos barrancos do rio Envira, no município de Feijó-AC. As sementes estudadas foram coletadas em viagens sucessivas a Rio Branco e os trabalhos artesanais em Rio Branco (Micro-Empresa Florestar) e Belém (Estação das Docas). As análises físicas, químicas e mineralógicas foram realizadas nos laboratórios do Centro de Geociências da UFGA e no Laboratório de Microscopia Eletrônica do Institut fuer Geowissenschaften, em Halle-Alemanha. Foram feitos trabalhos de consultas exaustivas junto a Internet, principalmente no que concerne a comercialização de produtos da jarina (sementes ou amêndoas, botões,entalhes, bijuterias, objetos de arte, jóias, etc.).

RESULTADOS OBTIDOS A palmeira jarina, *Phytelephas macrocarpa* Ruiz & Pavon, é dióica, de estirpe baixa, alcançado 5 m de altura, ombrófila (Fig.1). Uma árvore produz de seis a oito cachos, cada um com até 12 frutos, e cada fruto com quatro a nove sementes ou amêndoas. A massa (endosperma) das amêndoas maduras é de cor branca, fibrosa e de brito similar ao marfim animal. Tem contorno triangular, revestido com uma casca autodestacável e outra marrom aderente à massa. Seu comprimento maior varia de 26 a 45 mm e o menor de 19 a 35. A massa inicialmente varia de 11 a 30 g e após dois anos perde de 1 a 7 % em peso, sem aparentemente representar colapso externo da semente. A densidade medida é de 1,43, enquanto a dureza é de 2,5, pode aparentemente demonstrar 5 a 6. Leite (1993) mostra as semelhanças entre as propriedades físicas do marfim vegetal e o animal.

Submetidas à radiação ultravioleta de onda longa, as amostras fluoresceram, apresentando cor branca azulada intensa. Gotas de ácido sulfúrico concentrado colocadas em contato com objetos elaborados à partir de marfim vegetal, resultaram em uma coloração rósea nestas peças, removida após lavagem com água corrente.

Através da cromatografia em camada delgada de silício foi verificado que o marfim vegetal é insolúvel em solventes como: hexano, acetona, diclorometano, clorofórmio, acetato de etila, etanol e metanol. Com o tempo a massa branca das sementes adquire ligeiramente tonalidade amarela.

Estrutura cristalina e composição química Análises químicas de sementes de jarina mostram que 99,05 % constituem-se de material volátil a 1000 °C (celulose e água). O resíduo é constituído de SiO₂ (1,67 %) e P₂O₅ (0,24 %). Alumínio está abaixo de 0,10, FeO < 0,01 e TiO₂ < 0,03 %. Esses mesmos elementos foram confirmados por MEV/EDS. Os teores de P₂O₅ mostram a relação com os teores observados nos solos-sedimentos das planícies de inundação e das praias dos rios do Acre. Submetidas a difração de raios x as jarinas se mostraram amorfas, mas indicando picos de substâncias cristalinas não identificadas. Imagens de MEV de secção longitudinal a estrutura fibrosa (Fig. 2) mostram a clara presença de cristalitos ao longo das cavidades existentes entre as fibras da massa, que segundo as análises semiquantitativas de EDS correspondem a aluminossilicatos. Estas estruturas tubulares paralelas em cujos espaços vazios aparecem cristalitos (Fig. 2) são as responsáveis pela condução de substâncias utilizadas para tingir o marfim vegetal e devem ser consideradas quando dos processamentos de tingimento e polimento.

Modo de ocorrência A palmeira jarina, do gênero *Phytelephas macrocarpa* Ruiz & Pavon, é endêmica do Sudoeste da Amazônia (estados do Acre, Amazonas, Rondônia; Bolívia e Peru) (Henderson *et al.* 1995). Desenvolve-se em terrenos de planícies de inundação de rios de águas

brancas ou barrentas, que são eutróficas, ou seja férteis, a exemplo dos rios Purus, Juruá e seus tributários na referida região. A fertilidade destes sedimentos tem sido demonstrada pela antiga sabedoria das populações ribeirinhas, por historiadores e administradores (Araújo, 1943) e pelas pesquisas recentes de Costa *et al.* (2003). Verdadeiros jarinas se desenvolvem principalmente às margens do rio Envira (Andrade, 1937), um dos tributários que forma planícies e praias mais férteis do Acre (Costa *et al.* 2003). Os teores relevantes de P₂O₅ nas sementes de jarina e sua ocorrência restrita à região de rios de águas barrentas, mostra sua forte dependência a terras férteis recentes.

CONCLUSÕES Embora existam enormes jarinais naturais (ex. ao longo do rio Envira/AC) disponíveis no Brasil, o conhecimento acerca da jarina e seus produtos ainda é muito reduzido, sendo reconhecidos até o momento dois pólos incipientes de artesanato de jarina: um deles em Rio Branco/AC e o outro em Belém/PA.

Os resultados obtidos sobre a composição química e as feições internas do marfim vegetal têm importância e aplicação imediata no entendimento do tratamento que pode ser dispensado ao mesmo durante os processamentos de agregação de valor, como o polimento e o tingimento para citar somente alguns. O *plus* alcançado pelos produtos finais é de suma importância para viabilizar economicamente qualquer iniciativa relacionada à eco-economia.

Estão sendo projetados estudos específicos sobre alumínio, sílica e outros elementos detectados e que aparentam estar presentes na forma de cristalitos, desenvolvidos nos espaços vazios das estruturas tubulares que se formam no interior da amêndoa.

Está em projeto também um estudo sobre a ecologia dos jarinais, utilizando, entre outros, a geoquímica de solos e águas para tentar elucidar o porque dos jarinais ocorrerem na natureza somente em áreas muito bem delimitadas.

AGRADECIMENTOS Ao BASA (convênio 148 BASA/FADESP e projeto “Identificação e caracterização mineral e gemológica de materiais gemológicos e do artesanato mineral na Amazônia) pelo financiamento de parte desta pesquisa”.

Referências

- Andrade O. de 1937 – Amazônia, esboço histórico, geographia physica, geographia humana e ethnographia do rio Juruá. Maceió, Off. Graph. Da Casa Ramalho. 160 p.
- Araújo R.A. de 1943, Relatório-Prefeitura Municipal de Feijó - exercício de 1939. Livraria Carioca, Belém-PA, 29p.
- BRASIL 1944 – Amazônia Brasileira. Excertos da “Revista Brasileira de Geografia”. Rio de Janeiro. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 479p.
- Costa M.L. *et al.* 2003. Projeto SelenMerAs-ACRE: geoquímica de ecossistemas praianos e avaliação da inter-relação substrato (solo-praia), cultivar (dieta vegetal) e saúde humana.
- Henderson A. *et al.* 1995. Field guide to the palms of the Americas, 3^a ed. Princeton, New Jersey, PrincetonUniversity Press. p. 236 a 238. 352 p. il.

Leite W. M. 1993. Marfim vegetal (Jarina). IBGM – Instituto Brasileiro de Gemas e Metais Preciosos, Nota Técnica.



Fotos acima do acervo de M. L. da Costa



Fonte: www.armstrong.com



Fonte: Acervo M. L. da Costa

Figura 1- Palmeira jarina (*Phytelephas macrocarpa* Ruiz & Pavon) e seu fruto, linha superior. Disposição das sementes no fruto e semente seccionada, linha inferior.

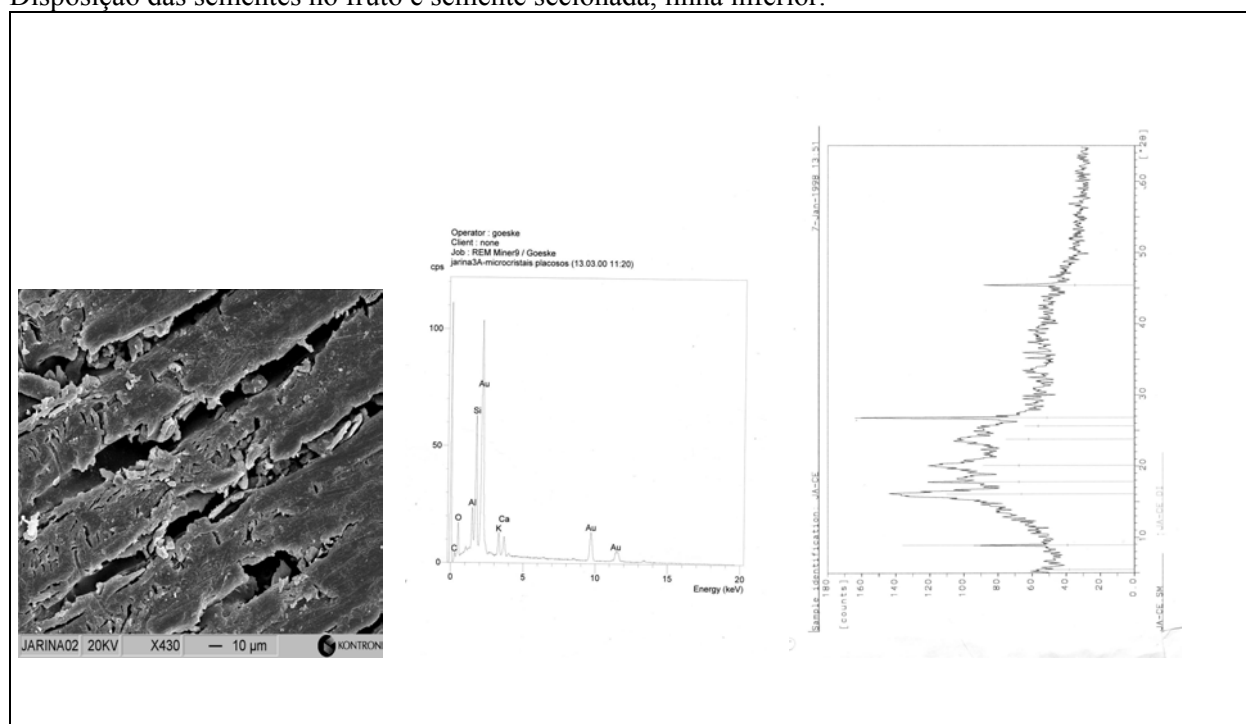


Figura 2 – Da esquerda para a direita: imagem MEV, composição química semi-quantitativa, e difratograma de raio-x (DRX), de uma amostra de marfim vegetal do Acre.

PROJETO SELENMERAS: GEOQUÍMICA DE ECOSISTEMAS ATUAIS PRAIANOS, DE MANGUEZAIS E DE TERRA PRETA E AVALIAÇÃO DA INTER-RELAÇÃO SUBSTRATO (SEDIMENTO-SOLO), CULTIVAR (DIETA VEGETAL), CRUSTÁCEO-PEIXES (DIETA ANIMAL) E SAÚDE HUMANA.

^{1,2}Costa M.L., ¹Almeida H.D.F., ¹Rego J.A.R., ¹Carmo M.S., ¹Vilhena M.P.S.P., ³Brabo E.S., ^{1,4}Kern D.C., ³Jesus I.M., ¹Berredo J.F., ¹Viana E.C.A., ¹Martins M.M.M., ¹Angélica R.S., ³Santos E.O., ³Sá G.C.

¹Grupo de Mineralogia e Geoquímica Aplicada, CG/UFPA, Belém-PA, (mlc@UFPA.br); ²Pesquisador-Bolsista/CNPq; ³Instituto Evandro Chagas, Belém-PA; ⁴Museu Paraense Emílio Goeldi, Belém-PA.

ABSTRACT The project SelenMerAs-Acre is an interinstitutional and multidisciplinary investigation in order to get geological, mineralogical and chemical information about actual ecosystems of the Amazon used for production of food in family scale. Three ecosystems were selected: the beach sediments of the rivers of the state of Acre; the archaeological dark earth of Caxiuanã and the mangrove sediments of Marapanim. The researches aim to seek the origin of the fertility of the sediments and dark earths, of the geological source of its materials, of its relationship with the waters of the rivers, lakes and still of the interaction soil(sediment)-cultivate-crab/fish-man, through the study multi-elementary geochemistry of solid fraction, waters, plants and animals emphasizing mainly the heavy elements (metals). The obtained results look like to be very instigate and they demonstrate that there are close relationship between sediments, soils, flora and fauna, even with so young materials

INTRODUÇÃO A região amazônica é conhecida como um dos maiores e o mais importante ecossistema tropical úmido do mundo, caracterizado por sua floresta úmida com alta biodiversidade, grande biomassa e seu denso e volumoso padrão de drenagem. Esse grande ecossistema aparentemente homogêneo, no entanto é formado por outros, que têm distintas aptidões para produção de alimentos, muitos deles utilizados em escala familiar, como terras agriculturáveis ou como fonte de extrativismo animal. Tendo em vista essa importância alimentar, as informações sobre concentrações anômalas de metais pesados no meio físico e na biota, inclusive no ser humano, além das áreas consideradas modificadas antropogenicamente, foi que surgiu o presente projeto “SelenMerAs” no sentido de investigar as concentrações de origem natural e sua relação com a biota, até chegar ao final da cadeia alimentar, o homem. O Projeto SelenMerAs – *Geoquímica do selênio, mercúrio, arsênio e outros metais (Cd, Pb, U) de impacto ambiental em sedimentos quaternários da Amazônia Brasileira* - (Processo 476.874/01, Edital Universal/2001-CNPq) iniciou suas atividades em dezembro de 2001. Três ecossistemas amazônicos foram selecionados inicialmente: 1) as praias fluviais do Acre pela sua importância para a agricultura de subsistência e sua importância cultural (SelenMerAs-ACRE); 2) os manguezais do estuário de Marapanim na região do Salgado no Pará, grande fonte de extração de caranguejo (SelenMerAs-SALGADO); 3) e as terras pretas arqueológicas (TPA) da região de Caxiuanã no Baixo Amazonas, Pará, utilizadas

para agricultura familiar de subsistência (SelenMerAs-CAXIUANÃ). O presente trabalho apresenta as atividades já realizadas e avalia os resultados parciais obtidos, no sentido de mostrar como a geoquímica e mineralogia podem contribuir para o estudo de ecossistemas, disponibilizando subsídios para ações de monitoramento e uso sustentável dos mesmos.

INSTITUIÇÕES ENVOLVIDAS O Projeto SelenMerAs está sendo desenvolvido por pesquisadores e alunos de graduação e pós-graduação do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará (CG-UFPA) e do Museu Paraense Emílio Goeldi, e pesquisadores e técnicos do Instituto Evandro Chagas-IEC, todos com sede em Belém-PA. Está prevista a participação do biólogo e palinólogo Dr. Hermann Behling da Universidade de Bremen e da CPRM-Belém a partir do segundo semestre do corrente ano.

ATIVIDADES DE CAMPO Foram abrangidas as três áreas: Estado do Acre (Figura 1), regiões de Caxiuanã (Figura 2) e Marapanim (Figura 4) no Estado do Pará. No Estado do Acre tentou-se cobrir trechos de rios com influência urbana: o eixo do rio Acre, de Assis Brasil a Porto Acre, e o eixo da BR-364 de Rio Branco a Cruzeiro do Sul (Figura 1). Aqui a equipe de campo foi constituída por pesquisadores, técnicos e alunos do CG-UFPA e técnicos e pesquisadores do IEC. O deslocamento da equipe foi feito por via aérea, por automóveis e barcos.

Levantamento Geológico e Amostragem Consistiu de estudos geológicos das praias e respectivos barrancos no Acre e coleta de sedimentos, cultivares feijão (*Vigna Unguiculata*) e milho (*Zea Maiz*), e água fluviais; medidas de parâmetros físico-químicos (T, pH, Eh, OD, TDS, resistividade, condutividade e salinidade); mapeamento de terrenos com terra preta e terrenos vizinhos, com amostragem de solos em perfil, de cultivares como mandioca (*Manihot esculenta Crantz*) e artefatos arqueológicos; mapeamento de área de manguezal, coleta de sedimentos, água intersticial, caranguejos (*Ucides Cordatus*) e medidas de parâmetros físico-químicos. Um idéia sobre amostragem é dada pela Tabela 1.

Levantamento Epidemiológico e Amostragem de Cabelo Humano Foi realizado na periferia das cidades do Acre, próximo a amostragem geológica. Após entrevista minuciosa e aplicação de documento de consentimento foram coletadas 798 amostras de cabelo (uma mexa com cerca de uns 100 fios de cabelos de cada indivíduo a 1 m do couro cabeludo) da região occipital da cabeça de indivíduos de diferentes faixas etárias. Procedimento similar foi realizado em Caxiuanã e Marapanim, em menor escala.

ANÁLISES REALIZADAS E RESULTADOS PARCIAIS OBTIDOS Nestes dezoito meses de desenvolvimento do projeto SelenMerAs conseguiu-se obter muitas informações que estão sendo

tratadas e divulgadas, inicialmente, através de eventos (IX Congresso Brasileiro de Geoquímica), Revista da Escola de Minas de Ouro Preto e Revista Brasileira de Geociências, e como parte de dissertações de mestrado e teses de doutorado. Os estudos estão mais avançados no Estado do Acre. Os resultados envolvem a caracterização sedimentológica, mineralógica e química dos sedimentos de praia, sua fertilidade e aptidão para agricultura, bem como a caracterização físico-químicas das águas fluviais e geoquímica de seus cultivares (Figura 1). Em Caxiuanã os dados prévios e os obtidos neste projeto também são muito interessantes e visualizados parcialmente na Figura 3. Por outro lado a região de Marapanim tem sido após a do Acre a melhor estudada, sendo abrangida por estudos geológicos, sedimentológicos, mineralógicos e geoquímicos para sedimentos, águas e crustáceos (Figura 5).

Tabela – 1 Quantidade de material amostrado no SelenMerAs-ACRE

Material	SELAC-1	SELAC-2	SELAC-3
Sedimentos de praia	20	5	22
Sedimentos barranco	12	17	7
Águas	22	10	14
Folhas de feijão	9	5	6
Grãos de feijão	-	2	5
Folhas de milho	1	4	3
Grãos de milho	-	2	-
Outras gramíneas	1	-	13
Entrevistas epidemiológicas	299	175	324
Cabelos humanos	299	175	324

CONCLUSÕES Os resultados multidisciplinares obtidos pelo projeto SelenMerAs-mostram claramente que as praias e terrenos do Acre constituem um ecossistema muito distinto do grande sistema Amazônico, sendo de fato férteis, cuja origem se encontra em terras pré-andinas. As terras pretas conhecidamente como férteis, um legado do homem pré-histórico, também influenciam a química dos cultivares e conseqüentemente a humana, porém não apresentam concentrações naturais com risco a saúde humana, da mesma forma que os sedimentos de mangue e seus crustáceos em Marapanim. Esses dados ao mesmo tempo mostram que ainda há muitos estudos a serem realizados no sentido de entender os processos de formação e funcionamento e o seu papel como motor de continuísmo da espécie humana e de outras formas de vida.

AGRADECIMENTOS Ao CNPq pelo apoio financeiro ao projeto SelenMerAs e as bolsas de pesquisas e de estudo aos membros de sua equipe.

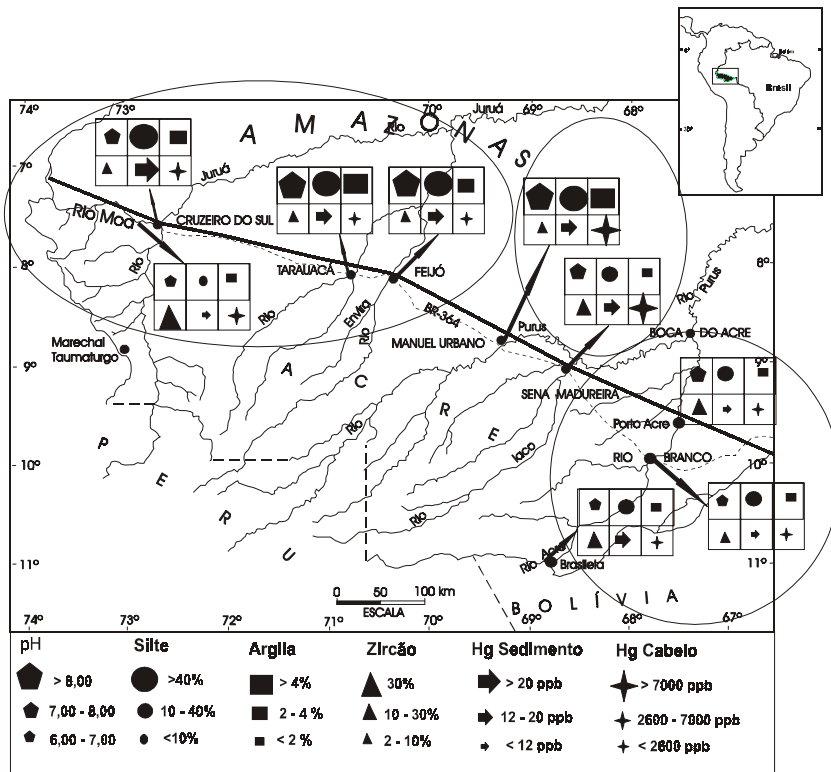


Figura 1- Mapa com distribuição dos valores pH, silte, zircão, argila, Hg-sedimentos e Hg-cabelo em sedimentos de praia e da população circunvizinha no Estado do Acre.

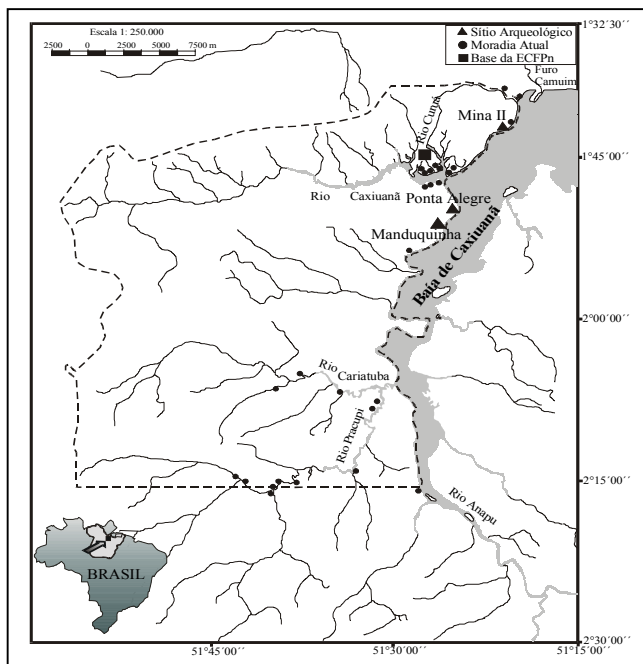


Figura 2 – Localização da região de Caxiuana.

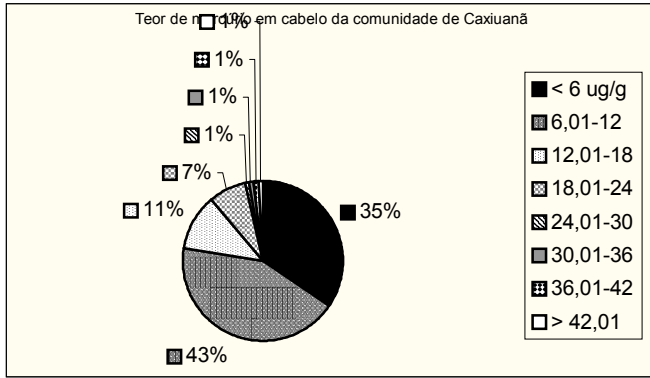


Figura 3- Concentrações de mercúrio em cabelo humano da região de Caxiuanã nas comunidades: a) Pedreira b) Laranjal c) Caxiuanã.

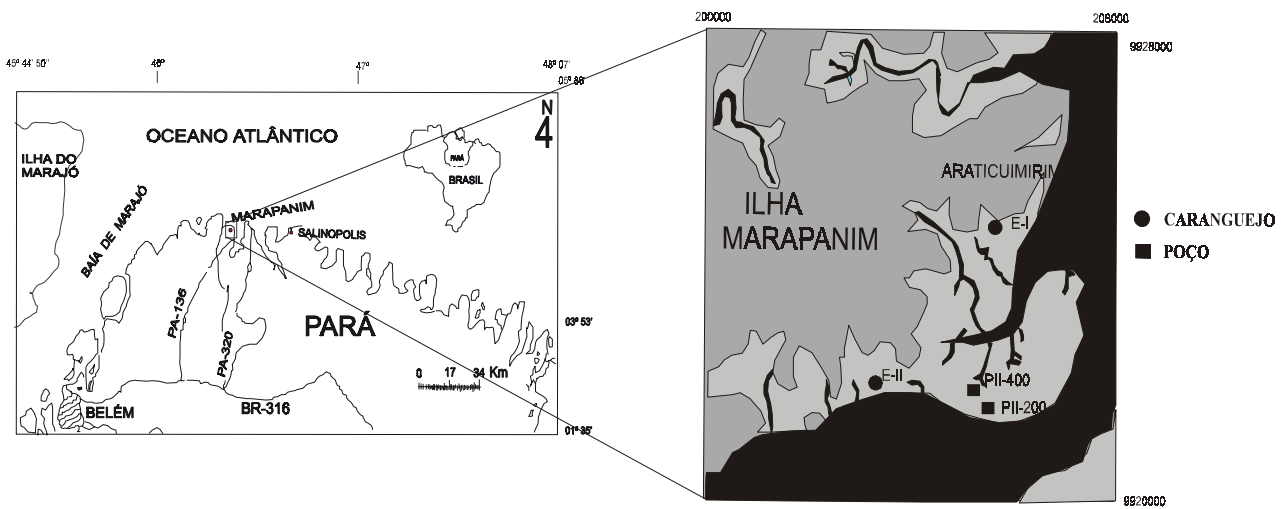


Figura 4 – Localização dos manguezais da região de Marapanim, nordeste do Pará.

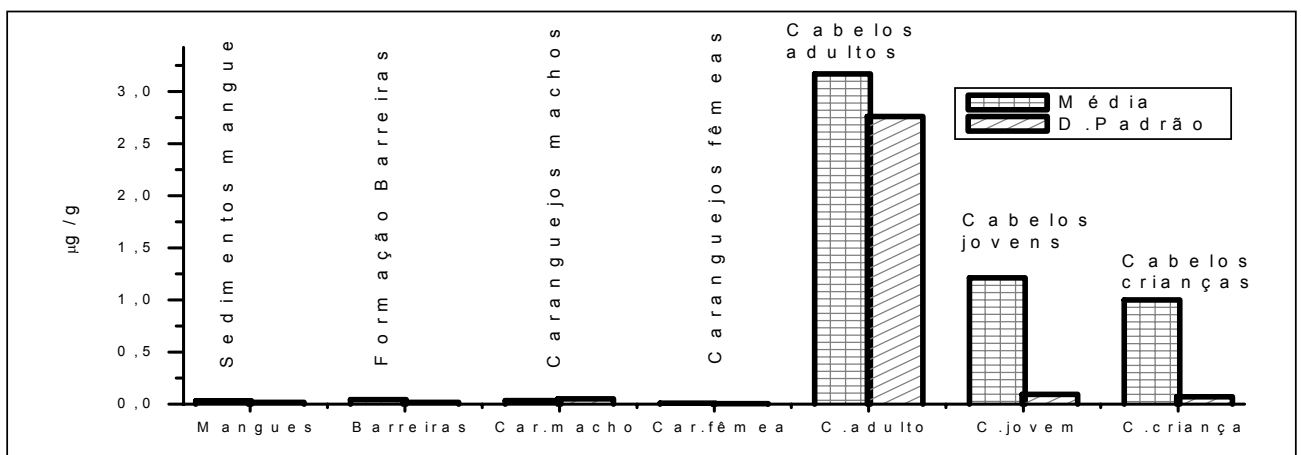


Figura 5 -Concentração média de Hg em sedimento, caranguejo e cabelo humano na região de Marapanim, Pará.

PROCESSOS HIDROTÉRMICOS ASSOCIADOS A MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS: O EXEMPLO DO DEPÓSITO SÃO JORGE, PROVÍNCIA TAPAJÓS

^(1,2)Dall'Agnol, R.; ^(1,2)Lamarão, C. N.; ^(1,3)Figueiredo, M. A. B. M., ^(1,2)Borges, R. M. K.;
^(1,3)Leite, A. A. S.; ^(1,2)Barros, C. E. M. e ^(1,4)Costi, H. T.

¹Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides (GPPG); ²Centro de Geociências/UFPA; ³Atualmente na Companhia Vale do Rio Doce; ⁴Museu Paraense Emílio Goeldi

RESUMO. Quatro associações minerais foram identificadas no depósito de ouro São Jorge: A associação 1 foi formada no estágio magmático e a associação 2 resulta da alteração hidrotermal incipiente da mesma; a associação 3 é dominada por clorita e plagioclásio albitico, com micas e clorita subordinadas; a associação 4 resulta de uma alteração filica com carbonatização e sulfetação associadas. A mineralização aurífera está vinculada aos processos hidrotermais formadores das associações 3 e 4, com temperaturas estimadas em torno de 300 ± 40 °C e baixas pressões (~1 kbar). A fugacidade reinante na zona hidrotermalizada foi elevada, superior às condições do tampão NNO. O depósito São Jorge pode corresponder a um modelo do tipo pórfiro ou, eventualmente, *Low-Sulphidation Epithermal*.

INTRODUÇÃO, MATERIAIS E MÉTODOS. O presente estudo foi realizado em amostras de testemunhos de uma malha de sondagem realizada pela empresa Rio Tinto Desenvolvimento Minerais (RTDM) no depósito São Jorge. Além dos trabalhos de campo, com descrição sistemática e amostragem de testemunhos de cinco furos de sondagem, a pesquisa envolveu estudos petrográficos macro e microscópicos, análises modais e análises químicas das principais fases minerais magmáticas e hidrotermais em microsonda eletrônica, seguidos de tratamento e interpretação dos dados.

CONTEXTO GEOLÓGICO. O pluton granítico São Jorge aflora a leste do Rio Jamanxim, ao longo da BR-163, a norte de Novo Progresso e nas proximidades de Vila Riozinho. A folha SB.21-Z-A, Vila Riozinho, foi mapeada recentemente pela CPRM, que redefiniu a estratigrafia da Província do Tapajós (Klein & Vasquez 2000). A região de Vila Riozinho foi estudada com mais detalhe por Lamarão et al. (2002). Um número expressivo de novos dados geocronológicos sobre a Província do Tapajós foi recentemente divulgado (Klein & Vasquez 2000, Santos et al. 2000, Lamarão et al. 2002), confirmando que a evolução da mesma deu-se essencialmente no final do Paleoproterozóico.

Lamarão et al. (2002) e Lamarão & Dall'Agnol (2002) demonstraram que o corpo granítico São Jorge é formado por dois granitos distintos. Um deles, com idades de 1981 ± 9 Ma e 1981 ± 2 Ma, constitui a maior parte do corpo, tendo sido designado como Granito São Jorge Antigo e incluído na Suíte Creporizão. O segundo, com idade de 1891 ± 3 Ma, ocorre em subsuperfície na zona mineralizada e em exposições localizadas em superfície e foi denominado Granito São Jorge Jovem. O depósito São Jorge está associado a este último granito. Também foram identificadas no domínio do corpo diversas ocorrências de granitos pórfiros. O Granito

São Jorge Antigo é formado por biotita-anfibólio-monzodioritos a quartzo-monzodioritos, anfibólio-biotita-monzogranito a quartzo-monzonito, fácies dominante no corpo, e biotita-leucomonzogranitos a sienogranitos.

Na parte central deste corpo, em uma área rebaixada topograficamente, recoberta por espesso manto de intemperismo, localiza-se o garimpo de ouro São Jorge. Neste local foi identificado em subsuperfície o Granito São Jorge Jovem, petrograficamente semelhante ao Granito São Jorge Antigo, porém com características geoquímicas contrastantes e idade Pb-Pb em zircão mais jovem. A zona mineralizada, conforme observado em testemunhos de sondagem, encontra-se intensamente fraturada e hidrotermalizada. Nos locais onde se encontra menos afetado pelos processos hidrotermais, ocorre um anfibólio-biotita-monzogranito que apresenta coloração acinzentada, além de mineralogia e feições texturais similares às identificadas no Granito São Jorge Antigo.

PETROGRAFIA E ASSOCIAÇÕES MINERAIS DA ÁREA MINERALIZADA. Foram definidas quatro associações minerais representativas dos diferentes estágios de evolução das rochas estudadas.

Associação 1 – Definida pela presença de anfibólio juntamente com biotita marrom, plagioclásio (andesina sódica a oligoclásio; An₃₂₋₁₂, com zoneamento marcante), opacos e titanita automorfos a subautomorfos. Essa associação seria a que mais se aproxima daquela formada em condições magmáticas. A rocha da associação 1 corresponde macroscopicamente ao granito cinza a cinza rosado.

Associação 2 – O anfibólio encontra-se inteiramente pseudomorfizado e substituído por clorita + carbonatos + óxidos de Fe e Ti e titanita ± biotita ± epidoto; a biotita magmática acha-se parcialmente cloritizada; o plagioclásio preserva sua textura, mas a saussuritização é mais intensa e generalizada. A titanita e os opacos primários encontram-se ainda preservados. O granito assume coloração rosada.

Associação 3 – Nestas rochas, além da substituição total do anfibólio, ocorre alteração da biotita. Ambos minerais são pseudomorfizados e a clorita, acompanhada por carbonatos e micas brancas, passa a ser o principal mineral ferromagnésiano. O plagioclásio sofre alteração intensa, sendo descalcificado e substituído por micas brancas e carbonatos. Assume coloração avermelhada, responsável pela cor vermelha das rochas desse estágio. A titanita, magnetita e ilmenita, mostram evidências de substituição e/ou corrosão.

Associação 4 – Essa associação possui elevados conteúdos modais de micas brancas, carbonatos e pirita. Em amostra de mão, essas rochas assumem colorações rosa esverdeada ou verde rosada e se associam com as principais zonas mineralizadas em sulfetos. O plagioclásio

não mostra zoneamento e geralmente encontra-se impregnado por micas brancas e carbonatos, mas tem aspecto límpido, sendo um plagioclásio albitico resultante de processo de descalcificação. Em muitas amostras, os feldspatos potássicos também foram amplamente substituídos por micas brancas e carbonatos, sendo notável a redução de seu conteúdo modal. O epidoto é inteiramente ausente nestas rochas.

QUÍMICA MINERAL. As análises de anfibólios, plagioclásios primários, e diferentes variedades texturais de biotitas, micas brancas e cloritas, foram obtidas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da UFRGS, utilizando-se uma microsonda CAMECA SX-50.

Anfibólios – Os anfibólios analisados provêm de amostras da associação 1, pouco afetadas pelos processos hidrotermais. As composições obtidas deveriam, portanto, ser, em princípio, representativas do anfibólio formado durante o estágio magmático. São anfibólios cálcicos com teores relativamente elevados de Si e baixos de Al, altas razões $Mg/(Mg+Fe)$, classificados como magnésio-hornblenda, transicionando para actinolita. Os conteúdos de Al total indicam formação em baixas pressões, de acordo com os geobarômetros baseados no Al em hornblenda, as composições dos anfibólios do Granito São Jorge Jovem indicam pressões próximas ou inferiores a 1 kbar para a colocação do granito e, conseqüente, para as rochas portadoras das mineralizações. As baixas razões ($Fet/Fet+Mg$) dos anfibólios estudados indicam que os mesmos formaram-se em condições de fugacidade de oxigênio relativamente elevadas, o que é consistente com os seus conteúdos expressivos de magnetita modal e valores elevados de suscetibilidade magnética (Figueiredo 1999).

Biotitas – As diversas variedades texturais de biotitas identificadas na petrografia foram analisadas sendo todas elas biotitas magnesianas. Constatou-se que os conteúdos de Ti e as razões $Fe_t/(Fe_t+Mg)$ decrescem gradualmente da biotita magmática para as biotitas hidrotermais, ocorrendo o inverso com o seu grau de reequilíbrio. No diagrama Al total-Mg, a biotita magmática situa-se ao longo do limite entre os campos dos granitóides subalcalinos e cálcico-alcalinos. A biotita magmática das amostras da área hidrotermalizada apresenta razões $Mg/(Mg+Fe_t)$ muito similares às das biotitas das várias fácies do Granito São Jorge Antigo.

Cloritas – A clorita apresenta composições bastante similares, independente da variedade textural e da associação hidrotermal. Possui baixas razões $Fe/(Fe+Mg)$ e é classificada como picnoclorita gradando para ripidolita pobre em Fe. Embora não haja uma relação constante entre o tipo textural de clorita e as temperaturas, os geotermômetros empregados sugerem superposições entre os intervalos de temperatura para os diferentes tipos texturais. Conclui-se que as diferentes variedades texturais de clorita formaram-se em intervalos de temperatura

próximos, havendo tendência de decréscimo de temperatura no sentido da clorita de veio, para aquelas dos pseudomorfos de anfibólio e, finalmente, da oriunda da biotita. As cloritas das associações hidrotermais dos tipos 3 e 4 teriam se formado muito provavelmente em intervalos de temperatura próximos e parcialmente superpostos.

Micas Brancas – Foram analisados diferentes tipos texturais de micas brancas. Com exceção de uma amostra, as micas brancas analisadas exibem composições muito similares com deficiência intercamaçada e outros parâmetros químicos que permitem classificá-las como illita. Esta possui teores expressivos de Mg e Fe e razões Fe/(Fe + Mg) entre 0,38 e 0,56. O relativo enriquecimento em Fe e Mg destas micas sugere temperaturas relativamente baixas para a sua formação, possivelmente da ordem de 300° C ou menos.

CONCLUSÕES. O estudo da área mineralizada do Granito São Jorge permitiu a caracterização de quatro associações minerais: a associação 1 corresponde à associação magmática primária, comparativamente pouco transformada, tendo como minerais mais representativos o anfibólio e o plagioclásio andesina-oligoclásio; a associação 2 é similar à anterior, porém nela o anfibólio encontra-se inteiramente pseudomorfizado, o plagioclásio mais intensamente saussuritizado e a biotita parcialmente alterada; as associações 3 e 4 são aquelas efetivamente associadas aos processos geradores das mineralizações; a associação 3 corresponde a granitos fortemente hidrotermalizados de cor avermelhada, enriquecidos em clorita, com biotita, anfibólio e plagioclásio primário inteiramente substituídos, mas preservando a textura original da rocha; a associação 4 é do tipo sericítica, com carbonatação superimposta ou associada, destacando-se illitas (micas brancas deficientes no sítio intercamaçadas) e carbonatos, estando presente em rochas cuja textura original foi muitas vezes obliterada. A mineralização em sulfetos, à base de pirita com rara calcopirita e esfalerita, tendo ouro associado, vincula-se a esse estágio do hidrotermalismo.

Os geotermômetros de clorita, os elevados conteúdos de Fe e Mg das illitas e os baixos conteúdos de Ti das biotitas tardias sugerem temperaturas em torno de 300 ± 40 °C para a formação das associações 3 e 4. Os baixos conteúdos de Al total nos anfibólios dos granitos da associação 1 da área mineralizada indicam baixas pressões para a formação dos granitos portadores das mineralizações, porém não permitem definir esta pressão com rigor. A fugacidade reinante na zona hidrotermalizada foi elevada, bem superior às condições próximas dos tampões NNO e HITMQ estimadas para os granitos encaixantes das mineralizações (Figueiredo 1999).

A alteração sericítica com carbonatação intensa associada observada em São Jorge, difere daquela descrita nos garimpos Joel e Davi (Dreher et al. 1998) e o desequilíbrio do epidoto na zona mineralizada do depósito São Jorge contrasta com a freqüente ocorrência expressiva

desse mineral em muitos depósitos do Tapajós (Klein & Vasquez 2000). Isso evidencia que os estilos de alteração hidrotermal com mineralizações auríferas associadas na província foram bastante diversificados, embora estudos detalhados em um número maior de áreas sejam indispensáveis para uma conclusão definitiva. O depósito São Jorge poderia corresponder a um modelo do tipo pórfiro ou, eventualmente, *Low-Sulphidation Epithermal* (Juliani et al. 2002). Os dados disponíveis não indicam analogias do mesmo com depósitos do tipo *Olympic Dam*.

Agradecimentos. Esta pesquisa contou com o apoio da empresa Rio Tinto Desenvolvidos Minerais (RTDM) que forneceu apoio logístico e recursos, além de repassar informações inéditas. A empresa Target – Geologia e Mineração Ltda. (Grupo Homestake) e o Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM) também forneceram recursos para o presente projeto. Este foi financiado por FINEP-PADCT (PADCT III – Chamada GTM-01/97-02/02) e contou com a sustentação da Agência para o Desenvolvimento da Indústria Mineral Brasileira (ADIMB). UFPA, CNPq e CAPES também apoiaram a presente pesquisa através de auxílios e bolsas aos pós-graduandos (CNL, MABMF, ASL, HTC, RMKB). Este trabalho é uma contribuição para o Núcleo PRONEX/CNPq (Proc. 66.2103/1998-0).

Referências

- Dreher, A.M., Vlach, S.R.F., Martini, E.S.L., 1998. Adularia associated with epithermal gold veins in the Tapajós Mineral Province, Pará state, northern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 28, 397-404.
- Figueiredo M.A.B.M. 1999. Minerais óxidos de Fe e Ti e suscetibilidade magnética em vulcânicas e granitóides proterozóicos de Vila Riozinho, Província Aurífera do Tapajós. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 171p.
- Juliani, C., Corrêa-Silva, R.H., Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S., Nunes, C.M.D., 2002. The Batalha Au – granite system – Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil: hydrothermal alteration and regional implications. *Precambrian Research* 199(1-4), 225-256.
- Klein, E.L., Vasquez, M.L., 2000. Projeto especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da folha SB.21-Z-A – Vila Riozinho, Estado do Pará, escala 1:250.000. Nota Explicativa. CPRM – Serviço Geológico do Brasil (CD-ROM).
- Lamarão C.N., Dall’Agnol, R., Lafon, J.M., Lima, E.F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Prec. Res.*, **119**: 189-223.
- Lamarão, C.N., Dall’Agnol, R., 2002. Granitóides São Jorge Antigo e São Jorge Jovem: petrografia e geoquímica de magmatismo cálcico-alcálico alto-K paleoproterozóico na Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. In: Klein, E.L., Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T. (Eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Sociedade Brasileira de Geologia Núcleo Norte, Belém, vol. 3, p. 53 – 66.
- 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.

VARIAÇÕES COMPOSICIONAIS DE ORTOPIROXÊNIO, PLAGIOCLÁSIO E OLIVINA NO COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DA SERRA DA ONÇA - SUL DO PARÁ

⁽¹⁾ Macambira, E. M. B. e ⁽²⁾ Ferreira Filho, C. F.

1 – CPRM-Belém: emacambira@yahoo.com.br; 2 – IG-UnB: cesarf@unb.br

RESUMO - O Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça é uma intrusão, acamadada, paleoproterozóica e de ambiente intraplaca. Estratigraficamente está constituído por uma Zona Ultramáfica representada por serpentinitos (dunitos e peridotitos) e piroxenitos e, sobrejacente, a Zona Máfica essencialmente formada por gabronoritos. Análises de olivina indicam uma natureza primitiva a moderadamente fracionada, e a sua descontinuidade na Zona Ultramáfica sugere injeções de magmas durante o fracionamento. O padrão de fracionamento do ortopiroxênio é indicativo de que a diferenciação ocorreu em uma câmara magmática dinâmica, marcada por injeções de magma parental. A variação composicional do plagioclásio através da Zona Máfica é semelhante a do ortopiroxênio, exibindo contudo uma maior variabilidade composicional. A integração dos resultados sugere que a Serra da Onça é produto de fracionamento de um magma primitivo submetido a uma cristalização fracionada associada a um processo de múltiplas intrusões.

INTRODUÇÃO. O Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça (CMSO) está situado na porção sudoeste da Província Mineral de Carajás, no contexto geocronológico da Província Amazônia Central. Associados ao CMSO ocorrem vários complexos máficos-ultramáficos acamadados reunidos na Suíte Intrusiva Cateté (Macambira & Vale 1997).

O CMSO tem aproximadamente 23 km de extensão segundo a direção leste-oeste. Os dados de campo sugerem que se trata de um corpo tabular, com um mergulho de 40° a 45° para sul (Macambira 1997). A largura é variável, com cerca de 4km na porção oeste, a qual estreita-se continuamente em direção a extremidade leste. A sequência de cristalização da Serra da Onça é caracterizada por Ol+Chr; Ol+Opx+Chr; Opx+Chr; Opx; Opx+Cpx+Pl; Pgt+Cpx+Pl; Pgt+Cpx+Pl+Mag+Ilm (Macambira e Ferreira Filho 2002). A repetição de camadas com minerais cúmulus distintos, observada tanto na Zona Ultramáfica como na Zona Máfica do CMSO, sugere a existência de injeções sucessivas de magma parental na câmara magmática, ocasionando inversões na sequência de cristalização. No presente trabalho são apresentados dados de variação composicional de minerais magmáticos através da estratigrafia do CMSO. Os resultados são discutidos com relação às suas implicações para a dinâmica de diferenciação da câmara magmática na qual se formou o CMSO.

CONTEXTO GEOLÓGICO. Os corpos da SIC situam-se no Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas. Apresentam-se dispostos segundo a direção leste-oeste, como a Serra da Onça e a Serra do Puma; ou na direção norte-sul, exemplificados, pela Serra do Jacaré e o Igarapé Carapanã. Em ambos os casos, obedecem aos principais *trends* estruturais do Cinturão Itacaiúnas.

As encaixantes do CMSO (Fig. 1) são constituídas pelas unidades arqueanas (Avelar 1996) do Complexo Xingu (gnaisses e migmatitos) e do Granito Plaquê (monzogranitos).

As diversas unidades litológicas que compõem o CMSO apresentam um ordenado e sequencial paralelismo, que fornecem ao corpo um padrão acamadados e caracterizam-se por uma grande homogeneidade textural e mineralógica. Neste sentido, observa-se, da base para o topo do empilhamento estratigráfico, a sucessão de serpentinitos, peridotitos, piroxenitos e gabronoritos.

Os serpentinitos apresentam-se como uma faixa, disposta na borda norte do CMSO. Está constituída essencialmente por lizardita, com textura *mesh* e localmente, observa-se a crisotila, preenchendo fraturas. Nos exemplares mais preservados do processo de serpentinição é possível observar cristais cúmulus de olivina e cromita, formando uma textura adcumulática e originada de uma pretérita massa dunitica (Ol+Chr cumulosos – abreviaturas segundo Kretz 1983). Os serpentinitos gradam ascendentemente para uma seqüência de peridotitos, caracterizados por Ol+Opx+Cpx cúmulus. Sobrejacente observa-se um conjunto de ortopiroxenitos (Opx cumulosos) formando uma textura adcumulática. As camadas de serpentinitos e piroxenitos repetem-se em ascendência estratigráfica. No topo do empilhamento estratigráfico observa-se a presença de gabronoritos, os quais constituem o tipo litológico mais abundante. Estão formados essencialmente de Pl+Opx+Cpx cumulosos, em texturas adcumuláticas e mesocumulática.

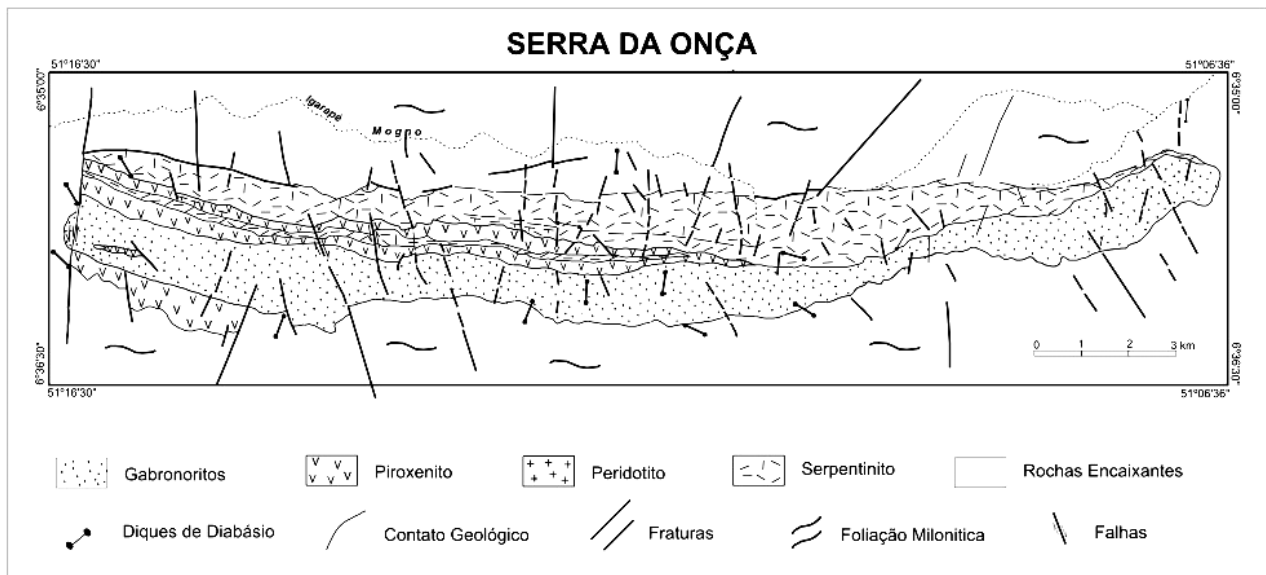


Figura 1 - Mapa geológico simplificado do Complexo Máfico-Ultramáfico de Serra da Onça.

Pelas características apresentadas o CMSO pode ser considerado como um corpo intrusivo, em posicionamento intraplaca, produto de diferenciação magmática associada a um processo de

múltiplas intrusões. Nos vários exemplares rochosos, particularmente nos ortopiroxenitos e nos dunitos preservados da serpentinização é possível observar que os cristais cúmulus apresentam contatos retilíneos, atectônicos, muitas vezes formando junções tríplice, sem qualquer evidencia de metamorfismo e de deformação. Estudos geocronológicos realizados por Macambira & Tassinari (1998) determinaram uma idade de $2.378,2 \pm 55$ Ma (Sm/Nd) para o CMSO. Trabalhos prospectivos (Macambira, 2001) revelaram um favorável potencial metalogenético para depósitos magmáticos particularmente para Elementos do Grupo da Platina (*PGE reef*).

QUÍMICA MINERAL. Análises químicas quantitativas (WDS) de olivina, ortopiroxenio e plagioclásio em amostras do CMSO foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica, do Instituto de Geociências, da Universidade de Brasília. As amostras selecionadas para estudos de química mineral foram coletadas em uma seção representativa da estratigrafia do Complexo Serra da Onça, localizada em sua porção central. Todas as amostras analisadas apresentam texturas e minerais magmáticos preservados e, portanto, são apropriadas para estudar o fracionamento magmático do CMSO. Para cada amostra foram realizadas no mínimo 5 análises quantitativas de cada mineral investigado. A variação composicional de ortopiroxenio, plagioclásio e olivina através da estratigrafia do CMSO está esquematicamente representada na Figura 2.

A olivina está totalmente serpentinizada na maioria das amostras de dunitos e harzburgitos da Zona Ultramáfica (ZU), inviabilizando o estudo detalhado da sua variação através da estratigrafia. Apresenta composições com Fo entre 92,5 e 86,3 indicando a variação desde composições muito primitivas (i.e. com alta razão $Mg/MgO+FeO$) até moderadamente fracionadas. A composição da olivina com Fo mais elevado (Fo = 92,5) indica que o magma parental do CMSO tem razão $Mg/MgO+FeO$ muito elevada, aproximadamente 0,675 utilizando o coeficiente de distribuição Mg-Fe de Roeder & Emslie (1970). A variação composicional da Ol não é contínua na ZU sugerindo que novas injeções de magma primitivo ocorreram concomitantemente ao fracionamento.

O ortopiroxenio tem composições com En entre 89,8 e 88,7 na ZU e entre 76,0 e 54,3 na Zona Máfica (ZM). O Opx na ZU ocorre em ortopiroxenitos (Opx cumulado) e sua composição primitiva é compatível com a composição das olivinas dos dunitos e harzburgitos interacamadados. A variação composicional do Opx na ZM indica a existência de sucessivas injeções de magma primitivo. O Opx tem composição com menores valores de En nas rochas com magnetita cúmulus, o que é consistente com a sequência de cristalização estabelecida por Macambira & Ferreira Filho (2002). A variação composicional do Opx (Fig. 2) mostra um padrão de fracionamento normal (i.e.

diminuição na razão $Mg/MgO+FeO$ em direção ao topo da estratigrafia) nos primeiros 500 metros. Neste intervalo a composição do Opx varia continuamente desde En 76 até En 55. Estratigraficamente acima ocorre um intervalo com cerca de 1000 metros marcado por sucessivas reversões no fracionamento normal. A amostra localizada no topo do complexo apresenta composição com En entre 55,3 e 54,3, indicando a ausência de termos fortemente fracionados que caracterizam o produto final do fracionamento de complexos máficos-ultramáficos. O padrão de fracionamento do Opx é indicativo de que a diferenciação do CMSO ocorreu em uma câmara magmática dinâmica, marcada por sucessivas injeções de magma parental.

O plagioclásio cúmulus na ZM tem composições com An entre 63,7 e 47,5. A variação composicional do plagioclásio através da estratigrafia da ZM mimetiza os resultados indicados pelo Opx, caracterizando-se contudo por uma maior variabilidade composicional para cada amostra.

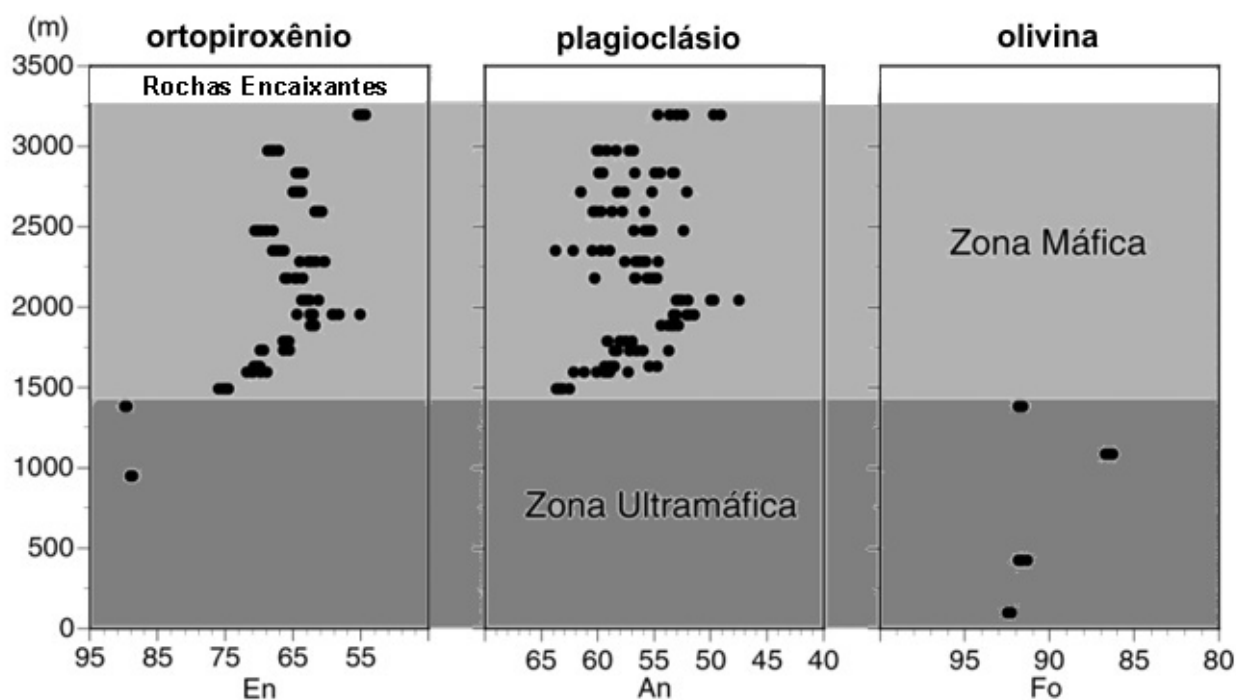


Figura 2 - Variação composicional de ortopiroxênio, plagioclásio e olivina em uma seção do CMSO. A escala vertical representa a distância em metros das amostras com relação à base da Zona Ultramáfica.

CONCLUSÕES. O Corpo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça apresenta-se constituído de uma Zona Ultramáfica, representada por serpentinitos (dunitos e peridotitos) e piroxenitos e sobrejacente uma Zona Máfica constituída por gabronoritos. Trata-se de um corpo intrusivo em ambiência intraplaca, anorogênico, não metamorfisado, não deformado e de idade paleoproterozóica. As

análises químicas quantitativas de olivinas (Fo entre 92,5 a 86,3) indicam composições muito primitivas (a moderadamente fracionadas) indicando que o magma parental do CMSO tem elevadas razões $Mg/MgO+FeO$. A variação composicional das olivinas na Zona Ultramáfica é descontínua sugerindo que novas injeções de magmas primitivos ocorreram concomitantemente ao fracionamento. O ortopiroxênio tem composições de discordantes entre as zonas Ultramáfica (En=89,8 e 88,7) e Máfica (En=76,0 e 54,3), sendo que nesta última zona, os valores são sugestivos da existência de sucessivas injeções de magmas primitivos. Comparando-se os resultados do Opx observa-se que são indicativos de que a diferenciação ocorreu em uma câmara magmática dinâmica, com sucessivas injeções de magma parental. A variação composicional do plagioclásio (An=63,7 a 47,5) através da Zona Máfica indica um contexto semelhante ao indicado pelo ortopiroxênio. Os estudos realizados por Macambira (1997) indicam para o CMSO uma origem mantélica e as presentes análises composicionais de Ol, Opx e Pl, sugerem que este magma era muito primitivo e foi submetido a um processo de fracionamento magmático, associado a um processo de intrusões múltiplas de magmas primitivos

Referência

- Avelar V.G. de. 1996. *Geocronologia Pb/Pb por evaporação em monocristal de zircão, do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia Oriental*. Centro de Geociências, UFPa. Belém, Tese de Mestrado. 149p.
- Kretz R. 1983. Symbols for rock forming minerals. *American Mineralogist*, **68**: 277-279.
- 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*. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. Belém, Pará. Tese de Mestrado. 178p.
- Macambira E.M.B., Vale ^aG. 1997. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Felix do Xingu. Folha SB.22-Y-B. Estado do Pará. Brasília*. DNPM/CPRM. 384p.
- Macambira E.M.B., Tassinari C.C.G. 1998. Estudos Sm/Nd no Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça – Sul do Pará: Implicações Geocronológicas e Geotectônicas. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, *Resumos*, 363.
- Macambira E.M.B. 2001. *Prospecção Geológica e Geoquímica no Corpo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça – Pará*. Belém. CPRM. Informe de Recursos Minerais. Série Metais do Grupo da Platina e Associados, Nº 26. 115p.
- Macambira E.M.B., Ferreira Filho C.F. 2002. *Fracionamento Magmático dos Corpos Máfico-Ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté – Sul do Pará*. In: Klein E.L., Vasques M.L. e Rosa Costa L.T. Contribuições a Geologia da Amazônia. SBG, Belém, p.: 105-114.
- Roeder, P.L. & Emslie, R.F. Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **29**: 275-289.

ESTUDO DE MINERAIS EM PODZÓLICO, LATOSSOLOS AMARELO E VERMELHO DE ALGUNS SOLOS DA REGIÃO AMAZÔNICA

⁽¹⁾Chaves, E. V.; ⁽²⁾Santana, G. P. e ⁽²⁾Abreu, J. J.

(1)-Gerência Educacional da Área de Química e Meio Ambiente - CEFET-AM
edson_valente@yahoo.com.br e (2) - Departamento de Química, Instituto de Ciências Exatas - UFAM
gsantana@ufam.edu.br

RESUMO. O presente trabalho teve como finalidade estudar os óxidos de ferro presentes em Podzólicos, Latossolos Amarelo e Vermelho da região Amazônica. As amostras de solos foram coletadas na estrada do Turismo, BR-174 Km 5 e estrada de Balbina Km 10. As amostras foram divididas em duas partes; uma submetida ao tratamento com NaOH 40% durante cinco dias e a outra sem tratamento. Foram estudadas por análises químicas, difração de raios X por pó, fluorescência de raios X, espectroscopia na região do infravermelho, espectroscopia Mössbauer, termogravimetria e tratamento químico seletivo baseado na mistura ditionito-citrato-bicarbonato de sódio (DCB). Os resultados mostraram a existência de caulinita, gibsitita, hematita, goethita e quartzo nas amostras sem tratamento. Após o tratamento com NaOH 40%, observou-se um aumento na concentração dos óxidos de ferro e o desaparecimento de caulinita e gibsitita. A difração de raios X por pó, espectroscopia no infravermelho, espectroscopia Mössbauer e termogravimetria revelaram que os óxidos de ferro possuem baixa cristalinidade. Nas amostras coletadas na estrada de Balbina, diferentemente das outras amostras, observou-se a presença de ilmenita.

INTRODUÇÃO. O estudo da mineralogia dos solos é de grande valor, quando se trata de estudar o potencial de fertilidade e o comportamento físico-químico dos solos. Nos solos mais intemperizados, como os Latossolos, a influência das rochas tão marcante quanto nos solos mais jovens, como Podzólicos e principalmente, Cambissolos, onde a influência do material de origem ainda se faz sentir de modo bastante intenso (REATTO *et al.*, 1998).

Os solos diferem por causa de diferenças em materiais de origem, condições bioclimáticas (organismos e clima) e idade (controlada basicamente pela evolução do relevo). Isto acarreta variações em composição mineralógica, granulométrica, profundidades, riqueza em nutrientes, capacidade de retenção de água, porosidade, etc. (SANTANA, 1984).

A floresta Amazônica, que é uma região altamente intemperizada, possui solos que são caracterizados pela presença de Latossolos Amarelo, Amarelo Húmico Antrogênico, Vermelho Escuro e Roxo. Existem também uma série de outros, como: os texturais, os areno quartzosos e os poucos desenvolvidos – Cambissolos, solos aluviais e os litólicos (PROJETO RADAMBRASIL, 1975). Uma característica marcante desses solos é que eles são solos com grandes profundidades, baixa relação molecular de sílica e óxidos na fração argila, baixa capacidade de troca catiônica, baixa atividade de argila e baixo teor de minerais primários. No entanto, as características estruturais dos minerais de solos amazônicos ainda permanecem poucas estudadas.

Este estudo tem por finalidade avaliar a eficácia do tratamento químico diferencial com NaOH para a concentração de óxidos de ferro em solos representativos da região Amazônica.

MATERIAIS E MÉTODOS. Foram coletadas cinco amostras de solos em pontos distintos, sendo denominadas: AM01; AM02; AM03; AM04 e AM05. As amostras AM01 e AM02 (Latosolo Amarelo) foram coletadas na estrada do Turismo no município de Manaus, AM03 (Podzólico) no Km 05 da BR 174 e AM04 e AM05 (Latosolo Vermelho) na estrada de Balbina.

As amostras foram secadas durante uma semana ao ar, separadas e peneiradas em uma peneira de 2,0 mm de malha, sendo chamada de “Terra fina Seca ao Ar” (TFSA).

Para o desenvolvimento das análises específicas a TFSA foi dividida em duas porções: a primeira para análises sem tratamento químico seletivo e a segunda para análise pós tratamento com NaOH 40%. Ambas foram submetidas à análise química, difração de raios X por pó, fluorescência de raios X, espectroscopia na região do infravermelho, espectroscopia Mössbauer, Termogravimetria e tratamento seletivo com ditionito-citrato-bicarbonato de sódio (DCB).

RESULTADOS E DISCUSSÕES. O estudo dos três tipos de solos por fluorescência de raios X revelou que nas amostras sem tratamento há maiores quantidades de silício e alumínio. Para as amostras tratadas com NaOH 40% observou-se a redução drástica das quantidades de silício e alumínio e aumento da quantidade de ferro (Tabela 1).

As análises químicas realizadas nos extratos, após o tratamento com hidróxido de sódio 40%, revelou perda de pequena quantidade de óxido de ferro em todas as amostras, em média 0,1% de Fe₂O₃.

Tabela 1 - Teores dos principais elementos que compõem os solos coletados. Os dados foram obtidos por fluorescência de raios X

Amostra	Sem tratamento (%)			Tratadas com NaOH 40% (%)		
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
AM01	32,9	29,9	20,7	8,53	4,71	39,8
AM02	37,4	34,9	12,1	7,80	1,04	34,0
AM03	47,6	25,5	11,1	9,12	7,85	40,5
AM04	39,5	32,7	5,24	32,9	24,5	8,53
AM05	46,3	14,5	4,70	32,9	15,4	8,53

O tratamento com DCB indicou que talvez o óxido de ferro presente nas amostras tenha tamanho médio de partícula muito pequena e/ou baixa cristalinidade. Segundo Moniz et al. (1975) as duas situações é muito comum na região amazônica devido às condições climáticas.

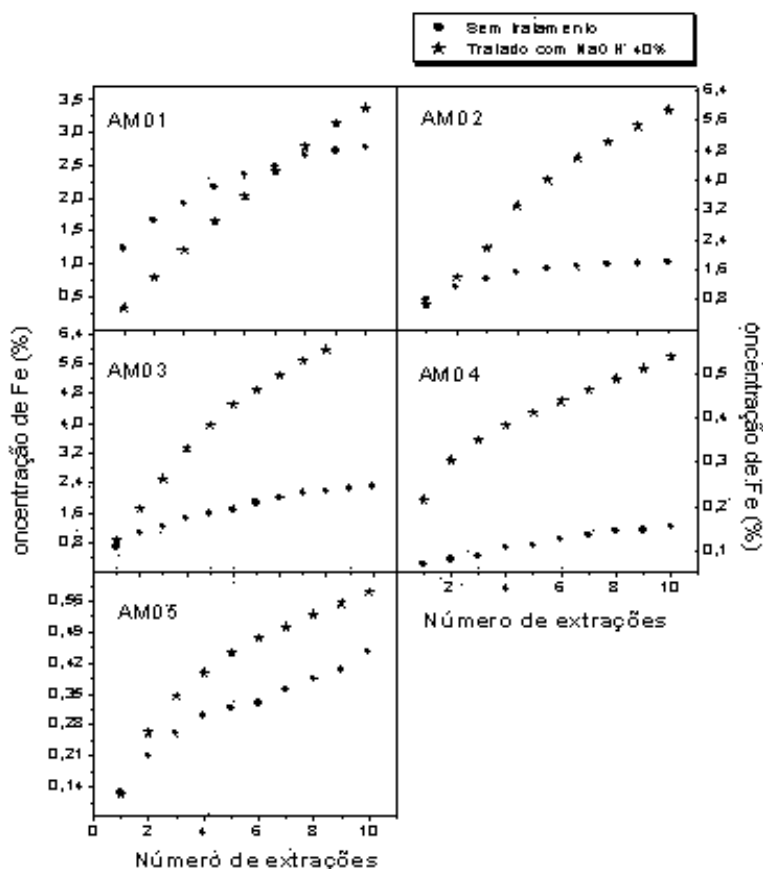


Figura 1-Variação da concentração de ferro extraído com DCB em função do número de extrações das amostras sem tratamento e tratadas com NaOH 40%

A extração com DCB (Figura 1) comprova os resultados da fluorescência de raios X, em que as amostras AM01, AM02 e AM03 possui maior quantidade de óxido de ferro (Tabela 1).

A difratometria de raios X e espectroscopia no infravermelho indicou a presença de caulinita, gibsitita, hematita, goethita e quartzo nas amostras sem tratamento (Figura 2). O efeito de

superparamagnetismo observado na espectroscopia Mössbauer, juntamente com reflexões largas e deslocadas nos difratogramas de raios X revelaram que os óxidos de ferro tinham baixa cristalinidade (Figura 2 e 3). Após o tratamento com NaOH 40%, a difratometria de raios X, termogravimetria, espectroscopia no infravermelho e espectroscopia Mössbauer mostraram que os óxidos de ferro nas amostras AM01, AM02 e AM03 apresentaram baixa cristalinidade e pouca substituição isomórfica. No caso específico das amostras AM04 e AM05 foi observado após o tratamento com NaOH 40%, a presença de ilmenita (Figura 2).

CONCLUSÃO. Estudo de óxidos de ferro na região amazônica depende necessariamente da eliminação de alguns minerais, principalmente caulinita. O tratamento químico diferencial com NaOH 40% foi capaz de aumentar a concentração desses óxidos de ferro.

As análises químicas e as técnicas físicas, após o tratamento com NaOH 40%, revelaram a presença de hematita, nas amostras AM01, AM02 e AM03, com baixa cristalinidade e pouca substituição isomórfica. As amostras AM04 e AM05 apresentaram maior cristalinidade, com presença, especificamente, de ilmenita.

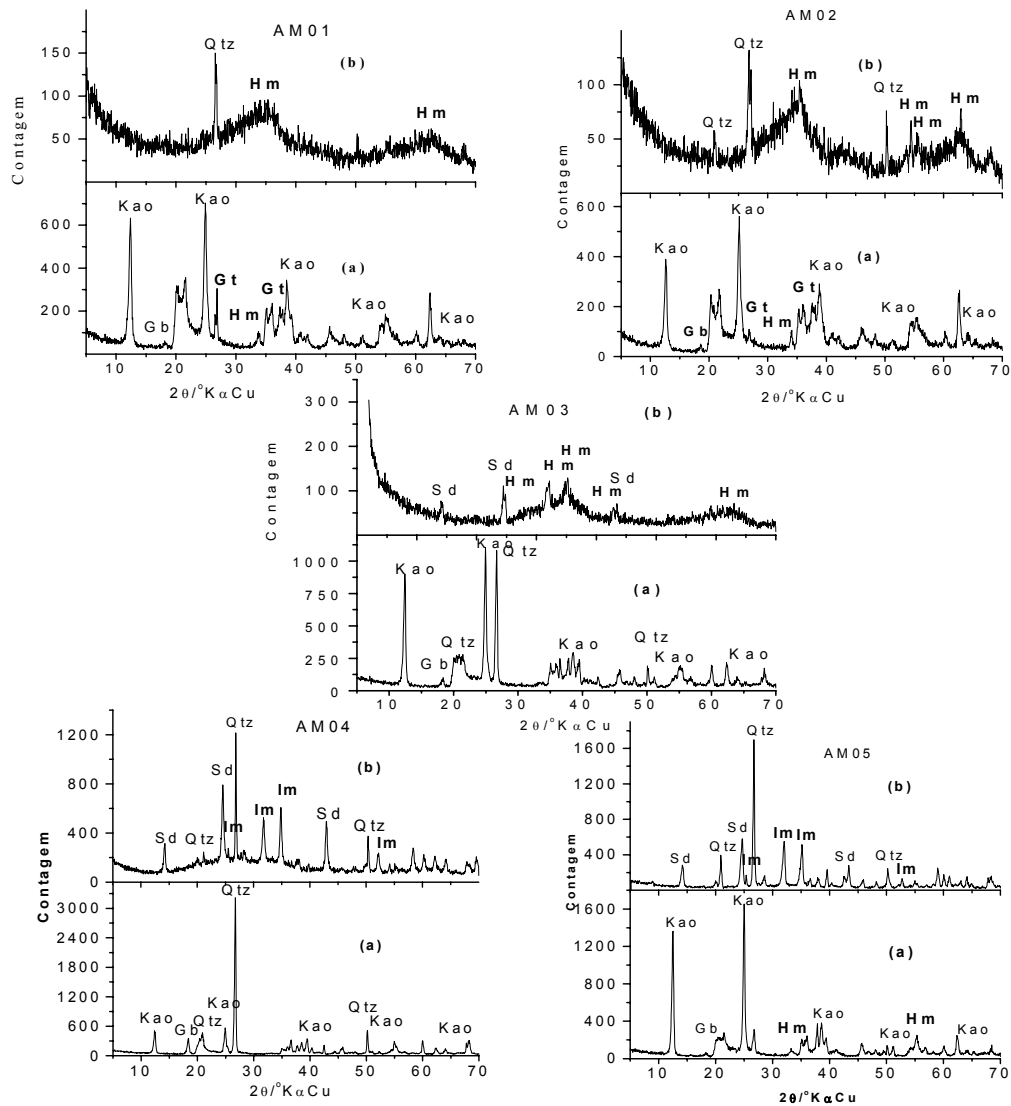


Figura 2-Difratogramas de raios X das amostras, (a) sem tratamento e (b) tratada com NaOH 40 %. Kao = caulinita, Gb = gibsite, Sd = sodalita, Qtz = quartzo, Hm = hematita, Gt = goethita e Im = ilmenita

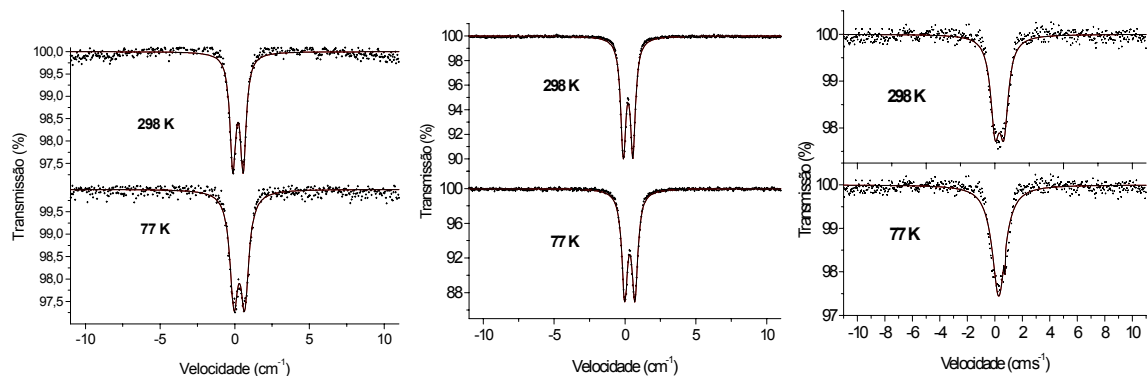


Figura 2 -Espectros Mössbauer das amostras AM01, AM02 e AM03 tratada com NaOH 40% obtidos a temperatura de 298 e 77 K.

Referências Bibliográficas

- Moniz, A. C.; Pinto, H. S.; et al. (1975). *Elementos de Pedologia*. Rio de Janeiro: Livros Técnicos Científicos Editora S.A., 458 p.
- PROJETO RADAMBRASIL. Programa de Integração Nacional (1975), Levantamento de Recursos Naturais, Vols. 17, 18, 19 e 20.
- Reatto, A.; Fontes, M. P. F.; Alvarez, V. H.; Resende, M.; Ker, J. C. & Costa, L. M. (1998). Caracterização mineralógica, potencial de reserva e sustentabilidade agrícola de alguns sítios florestais de eucalipto da região do Vale do Rio Doce (MG). *R. Bras. Ci. Solo*, Viçosa (MG), V.22, N. 2.
- Santana, D. P. (1984) Soil f in a toposequence of oxisols from Patos de Minas Gerais State *Brazil*. Purdue: Purdue University, 1984, 129p. (Ph. D. Thesis).

OCORRÊNCIA DE QUARTZO RÓSEO NO PARÁ

¹Fernandez O.J.C., ²Hoehn H., ³Costa M.L. da

¹Centro de Geociências/UFPA, Augusto Correa 1, 66075-110, (ochof@ufpa.br); ²Grupo de Mineralogia Aplicada/UFPA, (hhohn@zipmail.com.br); ³Pesquisador CNPQ, UFPA (mlc@ufpa.br)

RESUMO Quartzo róseo de qualidade gemológica e para o artesanato mineral ocorre nas cabeceiras do Rio Preto, Município de Marabá, na forma de veios espessos. Ele ocorre em agregados compactos, é translúcida a ligeiramente transparente e frequentemente com fissuras. Sua cor varia entre o róseo claro a róseo pálido. A caracterização mineralógica foi realizada por DRX, auxiliada por microscopia óptica e MEV/SED. O aspecto compacto e sua cor abrem perspectivas para seu uso gemológico e no artesanato.

INTRODUÇÃO O Estado do Pará apresenta ocorrências de diversas variedades de quartzo, alguns com características gemológicas, como o cristal de quartzo, ametista, quartzo citrino, entre outros (Collyer *et al.* 1990). Pouco se conhece sobre ocorrências de quartzo róseo. Collyer *et al.* (1991) e Collyer (1994) citaram uma ocorrência na Serra dos Andorinhas, Município de São Geraldo de Araguaia. Nova ocorrência surgiu em Rio Preto, Município de Marabá, aquele vem sendo extraída de forma esporádica.

O quartzo róseo é beneficiado artesanalmente na cidade de Marabá, na forma de esferas, pirâmides, entre outros. Em geral é bem apreciada, embora muito pouco divulgado. O presente trabalho descreve esta nova ocorrência sobre o quartzo róseo do Pará.

O QUARTZO RÓSEO Ocorre em massas compactas e raramente desenvolve cristais com faces (Goreva *et al.* 2001). É translúcido a ligeiramente transparente, de aspecto leitoso e normalmente marcado por veios e outras imperfeições. Varia de rosa muito pálido a rosa médio, algumas vezes pintalgado de azul; também pode ser opalescente, e quando lapidado em cabochões exhibe o fenômeno de asterismo ou ainda o fenômeno de olho-de-gato. O asterismo do quartzo róseo é devido à presença de finíssimas agulhas de rutilo orientadas em três direções perpendiculares ao eixo ternário de simetria do cristal (Anderson 1980). A cor rosa é devida às pequenas quantidades de Ti^{4+} (Schumann 1972) presentes nas imperfeições da estrutura cristalina ou inclusões microscópicas, no entanto alguns autores sugerem que a substância corante normalmente seja o manganês. Muitos dos quartzos róseos encontrados no mercado são coloridos artificialmente com óxido de ferro (Miller & Sinkankas 1994 e Sevdermish & Mashiah 1995).

O principal produtor de quartzo róseo é o Brasil, seguido por Madagascar, Índia, África, Estados Unidos e Canadá. No Brasil destaca-se a região do Jequitinhona em Minas Gerais (Miller & Sinkankas 1994 e Sevdermish & Mashiah 1995) e ainda o Sertão da Paraíba, com material de boa qualidade.

O quartzo róseo é abundante no mercado e desta forma é comercializado com preços baixos. O melhor material é o rosa pálido para rosa médio, e só excepcionalmente aquele com cores extremamente róseas com ligeiros tons purpúreos. O aspecto leitoso do quartzo róseo é dado pelas inclusões microscópicas. As massas mais límpidas são aproveitadas para a produção de formas facetadas, que valorizam a pedra. Quando sua coloração é intensamente rósea, o quartzo róseo é utilizado para contas, pequenos entalhes ou ornamentos atraentes.

QUARTZO RÓSEO DO PARÁ Ocorre na região das cabeceiras do Rio Preto, na localidade Quatro Bocas, Município de Marabá. Forma veios maciços de quartzo atingindo a variedade de quartzo rósea e que são intrusivos em rochas granitóides do Complexo Xingu. São veios com espessura métrica. Ele ocorre como agregados compactos, tem aspecto leitoso, é translúcido a ligeiramente transparente e freqüentemente apresenta fissuras. Sua cor varia entre o róseo pálido a róseo claro. A densidade e o índice de refração medidos são idênticos ao do quartzo hialino. Não foi identificada nenhuma reação sobre luz ultravioleta (onda curta e longa). Os difratogramas de difração de raios-X são semelhantes ao padrão ICCD (PDF: 46-1045) e mostram apenas uma única fase mineral única de elevada cristalinidade.

Sob o microscópio óptico verifica-se que quartzo róseo constitui agregados compactos microcristalinos. As imagens de MEV obtida de pequenos fragmentos de material, mostram as superfícies conchoidais, fissuras secas, microfraturas paralelas ou linhas paralelas de crescimento e às vezes inclusões micrométricas cristalinas de quartzo (Figura 1).

CONCLUSÕES O quartzo róseo apresenta propriedades físicas semelhantes às do quartzo hialino, com cores básicas homogêneas (tonalidades ligeiramente variando de róseo pálido a claro) e sendo principalmente translúcida. As diferentes feições observadas nas superfícies desta variedade de quartzo sugerem que o mesmo sofreu tensões cristalinas provocadas provavelmente por eventos tectônicos e metamórficos durante a sua formação.

Suas propriedades como cor, leitosidade, inclusões e fissuras permitem utilizá-lo no artesanato mineral bem como na joalheria.

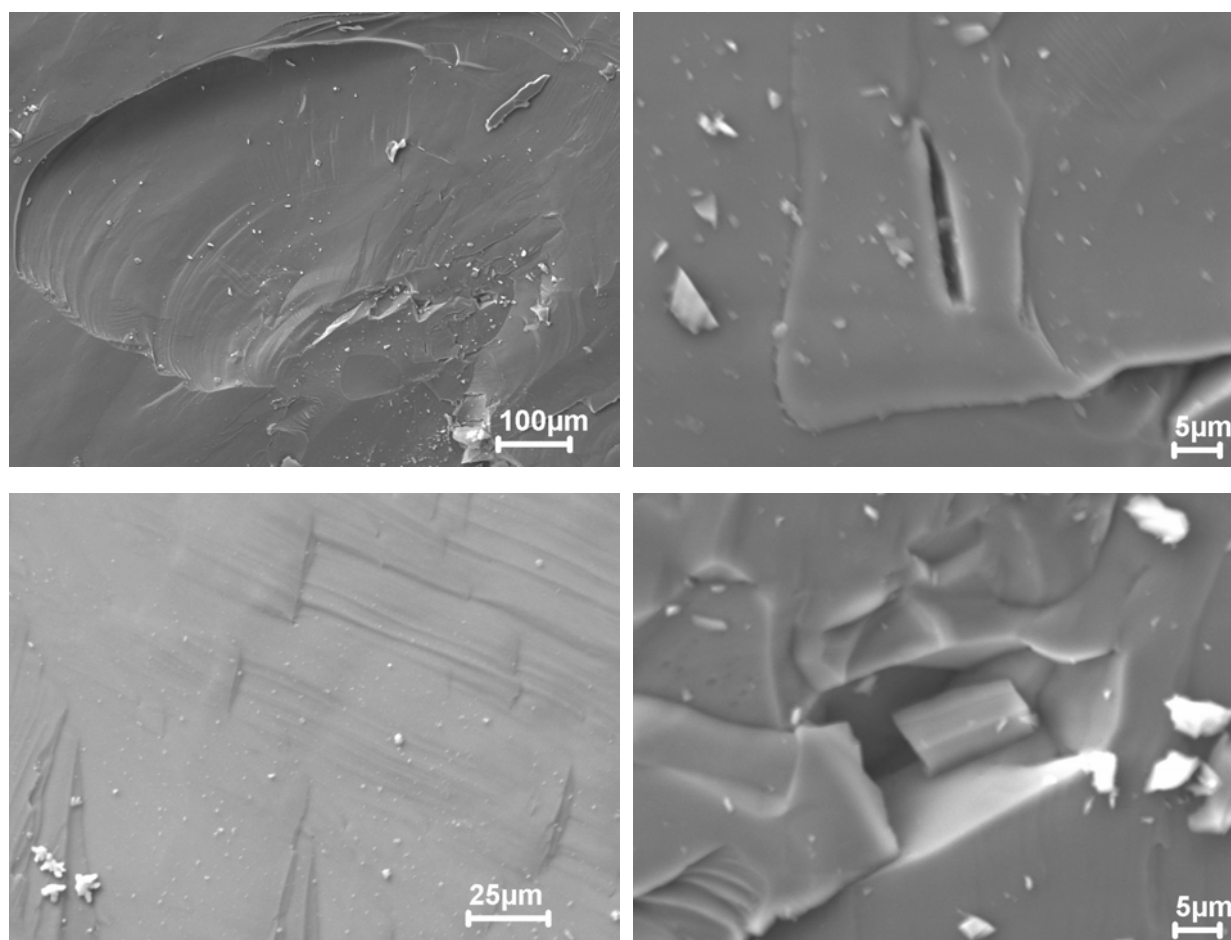


Figura 1. O quartzo róseo em imagens do MEV. Imagem superior esquerda: fratura conchoidal; imagem superior direita: fissura seca; imagem inferior esquerda: microfraturas paralelas ou fases de crescimento e; imagem inferior direita: inclusões de cristal de quartzo.

Referências

- Anderson B.W. 1980. *A identificação das gemas*. Ao Livro Técnico S/A, Rio de Janeiro. 460p.
- Collyer T.A., Machado J.I.L., Pinto R.G. 1990. O potencial gemológico do estado do Pará. *In*. SBG, Cong. Bras. Geol., 36, *Anais* 3: 1425-1435
- Collyer T.A., Rodrigues E.G., Machado J. I., Granjeiro I.S. 1991. Mapa de ocorrências gemológicas e pedras ornamentais do Estado do Pará *In*: SBG, Simp. Geol. da Amazônia, 3, Belém, Pará. *Anais*, Breves Comunicações, 599 p.
- Collyer T.A. 1994. *Mapa Gemológico do Estado do Pará*. Belém, SUDAM, IDESP. 44p
- Goreva J.S.; Ma C. & Rossman G.R. 2001 Fibrous nano-inclusions in massive rose quartz: The origin of rose coloration. *American Mineralogist*, 86: 466-472
- Miller A.M. & Sinkankas J. 1994. *Standard Catalog of Gem Values*. Second Edition, Geoscience Pres, Inc. Tucson, Arizona, 271p.
- Schumann W. 1972. *Rochas e Minerais*. Ao Livro Técnico, Rio de Janeiro. 223 p.
- Sevdermish M. & Mashiah A. 1995. *The Dealer's book of Gems and Diamonds*. Second Edition, Gemology (A.M.) Pub. Israel. Vol. 1 e 2

CARACTERIZAÇÃO FÍSICO-QUÍMICA DO SOLO DE UMA TOPOSEQUÊNCIA DA RESERVA ADOLPHO DUCKE, MANAUS (AM)

J. C. Freitas e G. P. Santana

Departamento de Química – Instituto de Ciências Exatas
Fundação Universidade do Amazonas. e-mail: gsantana@fua.br ,josiasf@yahoo.com.br

RESUMO. Em uma toposequência, localizada na Reserva Adolpho Ducke (Manaus - AM), foram coletadas amostras de solos, que foram secas ao ar e caracterizadas quanto a sua textura, mineralogia quantidade de matéria orgânica, capacidade de troca catiônica (CTC), pH (água e KCl), micro e macronutrientes. Os ácidos húmicos e fúlvicos foram também extraídos dessas amostras, purificados e estudados por espectroscopia de infravermelho, aromaticidade e a relação C/N. Os resultados indicaram que: i) em solos arenosos, a matéria orgânica não difere com a profundidade; esse comportamento é muito diferente dos argilosos, ii) a CTC não depende da constituição da matéria orgânica, iii) as concentrações de micro e macronutrientes dependem basicamente da distribuição da matéria orgânica; iv) a matéria orgânica não absorve cátions porque é muito mineralizada; e v) na profundidade de 0-20 cm a matéria orgânica interage mais efetivamente em solos argilosos, ao contrário dos solos arenosos.

INTRODUÇÃO. A Reserva Ducke tem uma área de 100 km² e está situada na periferia de Manaus (coordenadas geográficas: 02° 53' de latitude S e 59° 58' de longitude W), tendo como principal acesso a rodovia Manaus-Itaoatiara (AM 010), km 26. Devido à sua proximidade com a cidade, essa Reserva tem sido um dos principais objetos de estudo dos pesquisadores do Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA). A Reserva possui praticamente as mesmas características de uma floresta primária, com predominância de uma paisagem colinosa, dissecada da formação Alter do Chão, com variação altitudinal entre os platôs originais e as partes mais baixas, de aproximadamente 60 m.

Nos platôs ocorrem solos argilosos, formados por sedimentos mais antigos, enquanto que em partes mais baixas ocorrem solos arenosos, que seriam antigas praias e fundos de lagos. Podem ser observados também quatro tipos de florestas de “Terra Firme” nas partes altas, além de igapós e várzeas nas partes baixas; com uma vegetação secundária nas bordas e arredores. Os dois tipos de solo determinam a estrutura florística da região, permitindo a existência de floresta de platô, vertente, campinarana e baixio (INPA, 2002).

Baseado nessas características foi desenvolvido um estudo sobre a textura, mineralogia quantidade de matéria orgânica, capacidade de troca catiônica (CTC), pH (água e KCl), micro e macronutrientes e ácidos húmicos e fúlvicos.

MATERIAIS E MÉTODOS. Foram coletadas 15 amostras na Reserva Adolpho Ducke, em cinco locais diferentes, ao longo de uma topossequência de 300 m, dividida nas profundidades 0-20, 20-40 e 40-60 cm. Este procedimento foi realizado nos meses de outubro de 2000 (período seco) e fevereiro de 2001 (período chuvoso). Cada amostra foi composta pela mistura de três subamostras, coletadas aleatoriamente na mesma direção. Todas as amostras foram secas ao ar durante uma semana e peneiradas em malha de 2,0 mm para formar amostras de Terra Fina Seca ao Ar (TFSA), conforme recomendação da EMBRAPA (1997 e 1999).

Nas amostras de TFSA foram determinadas as classes texturais, matéria orgânica, acidez total, Al^{3+} (volumetria), P (espectrofotometria no ultravioleta-visível), Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Zn^{2+} , Mn^{2+} e Cu^{2+} (espectrometria de absorção atômica) e pH (água e KCl). Foram também realizadas determinações da distribuição de Fe e da mineralogia por difração de raios X e espectroscopia no infravermelho. Os ácidos húmicos e fúlvicos da TFSA foram extraídos com NaOH $0,5 \text{ mol L}^{-1}$ em atmosfera de N_2 e determinadas suas aromaticidade e teor de carbono e nitrogênio com LECO. A espectroscopia no infravermelho também foi usada para verificar as possíveis variações na estrutura desses ácidos.

Resultados e Discussão. A distribuição das três frações granulométricas (areia, silte e argila), foi utilizada para classificar texturalmente os solos coletados na Reserva Adolpho Ducke (Tabela 1).

Tabela 1 - Composição granulométrica (% de argila, silte e areia) e classificação textural (conforme PRADO, 1996) da topossequência coletada na Reserva Adolpho Ducke.

Ponto de coleta	Profundidade (cm)	Fração do Solo (%)			Classificação Textural
		Argila	Silte	Areia	
1	00-20	81,6(7,50)	6,61(0,60)	11,1(1,00)	Muito argilosa
	20-40	89,6(8,20)	2,05(0,20)	9,04(0,80)	
	40-60	81,5(7,50)	9,09(0,80)	7,48(0,70)	
2	00-20	83,6(7,70)	6,31(0,60)	9,71(0,90)	Muito argilosa
	20-40	92,2(8,50)	1,16(0,10)	7,60(0,70)	
	40-60	88,5(8,10)	4,94(0,50)	7,76(0,70)	
3	00-20	72,9(6,70)	4,98(0,50)	22,4(2,10)	Muito argilosa
	20-40	64,1(5,90)	4,47(0,40)	31,3(2,90)	
	40-60	71,3(6,50)	2,03(0,20)	27,1(2,50)	
4	00-20	31,1(2,90)	3,72(0,30)	65,0(6,00)	Franco Argilo-Arenoso
	20-40	35,8(3,30)	2,07(0,20)	62,4(5,70)	
	40-60	35,3(3,20)	5,82(0,50)	58,1(5,30)	
5	00-20	4,01(0,40)	1,54(0,10)	96,3(8,80)	Arenosa
	20-40	4,12(0,40)	0,77(0,10)	96,3(8,80)	
	40-60	2,90(0,30)	1,17(0,10)	95,7(8,80)	

Os valores da concentração de matéria orgânica no solo são mostrados na Figura 1, cujo comportamento é caracterizado pela redução da sua quantidade ao longo do perfil no

ponto de amostragem 1. À medida que se desce na topossequência a variação da quantidade de matéria orgânica no perfil se torna invariável. A maior quantidade de matéria orgânica se encontra no topo.

Os resultados encontrados em duas coletas mostraram que a relação C/N esta abaixo da relação 20:1 (Tabela 2) isto indica, segundo a literatura, que os ácidos fúlvicos se encontram em um estágio de mineralização bastante avançado (STEVENSON, 1982; EGREJA FILHO, 1993; STEVENSON, 1994). A participação desses ácidos na fixação de micro e macronutrientes é conseqüentemente muito baixa. Assim, os ácidos fúlvicos desse solo contribuiriam muito pouco no fornecimento de nitrogênio para o solo.

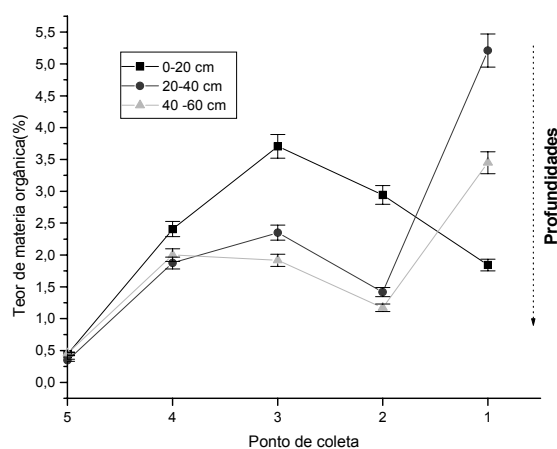


Figura 1 -Comportamento da matéria orgânica nos solos da topossequência existente na Reserva Adolpho Ducke.

Tabela 2– Concentrações de carbono e nitrogênio (%) e a relação C/N, nos ácidos fúlvicos obtida em duas coletas: 1^a – estação seca (outubro) e 2^a – estação chuvosa (fevereiro)

Ponto de coleta	Profundidade (cm)	Estação					
		seca			chuvosa		
		N(%)	C(%)	C/N	N(%)	C(%)	C/N
1	00-20	0,18(2)	2,36(2)	12,8(5)	0,10(1)	1,42(1)	13,8(4)
	20-40	0,05(1)	0,68(6)	14,1(3)	0,13(1)	1,46(1)	11,4(4)
	40-60	0,05(1)	0,74(7)	15,7(3)	0,13(1)	1,77(2)	13,5(4)
2	00-20	0,07(1)	0,96(9)	13,6(3)	0,17(1)	1,74(2)	10,1(4)
	20-40	0,06(1)	0,84(8)	14,5(3)	0,11(1)	1,07(1)	9,44(3)
	40-60	0,05(1)	0,79(7)	15,6(3)	ND	ND	ND
3	00-20	0,05(1)	0,90(8)	17,7(3)	0,19(1)	1,85(2)	9,62(4)
	20-40	0,06(1)	0,79(7)	12,1(3)	0,12(1)	1,08(1)	9,16(3)
	40-60	0,05(1)	0,78(7)	16,9(3)	0,13(1)	1,17(1)	9,35(3)
4	00-20	0,05(1)	0,77(7)	14,3(3)	0,19(1)	1,63(1)	8,47(4)
	20-40	0,03(1)	0,45(4)	13,3(2)	0,13(1)	1,18(1)	9,42(3)
	40-60	0,04(1)	0,63(6)	14,0(2)	0,10(1)	1,04(1)	10,2(3)
5	00-20	0,03(1)	0,44(4)	14,1(2)	0,03(1)	0,43(1)	13,6(2)
	20-40	0,03(1)	0,36(3)	12,8(2)	0,07(1)	0,52(1)	7,36(2)
	40-60	0,03(1)	0,35(3)	13,5(2)	0,07(1)	0,56(1)	8,40(2)

Conclusão

Os resultados mostraram que:

- i) Em solos mais arenosos não há diferenciação da quantidade de matéria orgânica no perfil, ao contrário do que ocorre em solos mais argilosos;
- ii) Praticamente todas as propriedades de troca catiônica que ocorrem nos solos da topossequência, independente de ser arenoso ou argiloso, dependem quase que exclusivamente da matéria orgânica no solo;
- iii) A disponibilização de micro e macronutrientes dos solos (arenoso e argiloso) da Reserva Adolpho Ducke depende basicamente da quantidade de matéria orgânica e sua distribuição ao longo do perfil;
- iv) Os parâmetros observados mostram que a matéria orgânica possui baixa capacidade de retenção de cátions devido ao seu alto grau de mineralização; e
- v) A matéria orgânica em solos argilosos interage mais efetivamente com o ferro na profundidade 00-20 cm do que em solos arenosos.

Referência Bibliográficas

- Egreja Filho, F. B. 1993. Avaliação da ocorrência e distribuição química de metais pesados na compostagem do lixo domiciliar e urbano. Viçosa: Universidade Federal de Viçosa (Dissertação de Mestrado). 175 p.
- EMBRAPA/EMPRESA BRASILEIRA DE AGROPECUÁRIA .1997. Manual de análise do solo. Centro Nacional de Pesquisa do Solo, 2^a ed. Ver. Atual, Rio de Janeiro. 212p.
- EMPRESA BRASILEIRA DE AGROPECUÁRIA .1999. Manual de análise do solo. Centro Nacional de Pesquisa do Solo, 2^a ed. Ver. Atual. Rio de Janeiro. 212p.
- Stevenson, F. J. .1982. Humus chemistry. 1 ed. New York, John Wiley
- Stevenson, F. J. .1994. Humus chemistry. genesis, composition and reactions. 2 ed. New York, John Wiley Incorporated. 512p.

GEOQUÍMICA DE ALGUNS ELEMENTOS-TRAÇO EM IGARAPÉS DA CIDADE DE MANAUS E PRAIA DA CIDADE DE BARCELOS AM

Guimarães, P. I. S. & Alecrim, J.D & Carmo, M. R. do

Departamento de Geociências - DEGEO, Universidade Federal do Amazonas, Av. Gal. Rodrigo O. J. Ramos, 3000, Manaus – AM 69077-000; e-mail: ichpissig@yahoo.com.br; jalecrim@ufam.edu.br; rosariacarmo@bol.com.br

RESUMO. A aplicação de técnicas básicas na pesquisa de metais pesados em sedimentos de fundo e de corrente, assim como contaminação e poluição em igarapés, ainda é incipiente no que diz respeito à cidade de Manaus e a praia de Barcelos. A avaliação da qualidade da água depende das características da área onde estão localizados e suas conseqüências decorrentes das atividades antrópicas. Nas águas de igarapés foram identificadas alterações em todos os parâmetros que são provenientes das entradas de resíduos líquidos e mostrou-se, ainda, que todos estão poluídos e com altos índices de metais pesados em sedimentos de fundo, com maior presença de Hg, Al, Ba, Ag e Zn, enquanto que, a praia de Barcelos, apresentou acidez, com pH de 4,5 a 6,0 e baixo teores de sais dissolvidos, próprios de rio natural.

INTRODUÇÃO. A qualidade da água piora em todo o mundo e, muitas vezes, de forma drástica. A água subterrânea e de superfície, em muitos países, é afetada por nitratos e pesticidas utilizados na agricultura e por vazamentos dos sistemas de água e esgoto de cidades e indústrias, das estações de tratamento e dos depósitos de lixo.

Na área urbana, onde se encontra a cidade de Manaus, ocorrem divisores de uma rede de igarapés. Dentre eles, estão localizadas as áreas em estudo como: o igarapé do Quarenta, onde é encontrado, em seu curso, margens desmatadas e margens cobertas por vegetação secundária. Junto a este igarapé está localizado o Distrito Industrial, com aproximadamente 850 indústrias. Os igarapés da Segunda Ponte da Avenida 7 de Setembro, do Mestre Chico, da Cachoeira Grande e do Franco estão localizados em áreas em que seu curso encontra-se em margens descobertas e com forte influência antrópica. O Igarapé do Mindú que, mesmo sendo cortado em áreas de vegetação, recebe esgotos domésticos em quase todo seu percurso.

A distribuição dos metais pesados Cd, Cu, Cr, Ni, Fe, Mn, Pb, P, Hg, Sc, V, Ti, Y, Zn e Al nos sedimentos de fundo e a composição físico-química das águas de igarapés da cidade de Manaus e da praia do município de Barcelos, localizada a 396 Km no Médio rio Negro, está relacionada aos resíduos industriais e domésticos provenientes da ocupação às margens de tais igarapés.

MATERIAIS E MÉTODOS. 1. Em águas: foram desenvolvidos estudos sobre a distribuição dos metais pesados em sedimentos de corrente, assim como a distribuição dos coliformes, coliformes fecais e heterotróficas. No período da cheia dos igarapés foram escolhidas duas baterias de amostras de água: uma em julho de 2000 e a outra em julho de 2001, reunindo os igarapés: Mestre

Chico, Bettencourt, Quarenta, Cachoeira Grande e Mindú. Depois das amostras serem rotuladas foram levadas ao Laboratório de Microbiologia da UFAM para que fosse efetuada a análise microbiológica.

2. No sedimento de fundo: foram coletadas 18 amostras de sedimentos de fundo em 3 profundidades (20cm, 40cm e 80cm), utilizando-se tubos de PVC e, em seguida secas a uma temperatura de 50°C durante 24 horas; depois de quarteadas e armazenadas foram levadas ao Laboratório da GEOLAB para análise. Os principais metais foram atacados por água-régia e analisados por Espectrômetro de Emissão Atômica com Plasma Indutivamente Acoplado ICP. Para Hg foi usada a técnica de Geração de Hidreto de vapor a frio conjugada com a Absorção Atômica.

3. Teste em diagrama trifásico, tendo como elemento de referência o Al (Cardoso 2000, Bidone & Silva-Filho 1995) e o Sc, utilizado como opção na substituição do primeiro.

4. Estudo dos coliformes fecais e relação do Al com alguns outros metais pesados como, por exemplo: Ti, V, Zn, etc (Amarante & Sígolo 1996).

RESULTADOS E DISCUSSÕES O estudo dos principais igarapés da cidade de Manaus, demonstrou a presença de áreas impactadas, com níveis altíssimos de bactérias do grupo Coliforme Total, Coliforme Fecal e Heterotróficas. Nos sedimentos de fundo os metais pesados que apresentaram níveis de concentração significativos foram Ag, Al, Ba, Ca, Cr, Cu, Fe, Hg, La, Mg, Ni, P, Pb, Sc, Sr, Ti, V, Y e Zn, tendo como o maior nível de concentração o Hg com 7.434 ppb na Galeria de Esgoto Sanitário de Manaus e 6579 ppb de Hg no Igarapé da Cachoeira Grande.

Os dados mais importantes detidos na pesquisa realizada nos sedimentos de fundo nos igarapés de Manaus e praia de Barcelos foram:

a) As concentrações de Al com 0,16 % na praia de Barcelos e 2,6 % no Igarapé da Cachoeira Grande. Essa grande diferença ocorre devido a praia se encontrar coberta pelo rio na época de cheia e que o Al encontra-se geralmente associado às frações finas como os sedimentos do Igarapé da Cachoeira Grande.

b) A contaminação origina-se dos esgotos domésticos e efluentes industriais, que lançam seus dejetos nos igarapés, enquanto que a poluição é causada pelos efeitos antrópicos, pois as casas em forma de palafitas estão localizadas nos próprios igarapés.

c) 2. No Igarapé do Quarenta, notou-se que as maiores concentrações em metais estudos encontram-se a uma profundidade de 20cm, confirmando os resultados de Geissler 1999.

CONCLUSÕES. Com base nos resultados obtidos a partir de análise e interpretações de trabalhos sobre metais pesados, conclui-se que:

1. Nos igarapés da Cachoeira Grande e do Franco, assim como na Galeria de Esgoto Sanitário de Manaus, as maiores concentrações dos metais pesados estão a uma profundidade de 40cm, as exceções estão no Sc e Ti que se encontram mais concentrados a uma profundidade de 20cm.
2. No Igarapé do Mindú as concentrações dos metais pesados encontram-se, quase sempre, a uma profundidade de 80cm, tendo como exceção o Sc, Cu e Hg que estão a uma profundidade de 20cm.
3. Nas praias de Barcelos, ficou comprovado que tanto nas águas quanto nos sedimentos de fundo, os metais pesados e os coliformes estão praticamente ausentes.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Amarante, A. & Sígolo, J. B. 1996 – Concentração de metais pesados (Co, Zn, Mn e Mo) em horizontes argilo-orgânicos de rochas sedimentares da Baía de São Paulo, In: 39º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Ba., Anais Soc. Brás. Geol. V₂ (Bol. (Sessões Temáticas) p. 157 – 159 .
- Bidone, E. D. & Silva-Filho, E. V. 1995. Mineralogical control of heavy behaviour in coastal environments: cooper in Ribeira bay, Rio de Janeiro, Brasil. In: Metals in Coastal Environments of Latin America Seeliger, U., Lacerda, L. D., Patchineelam, S. R. , Berlin: Springer – Verlag. p. 215 – 221.
- Cardoso, A. G. A. 2000. Estudo da distribuição de metais em sedimentos marinhos costeiros na Baía da Ribeira, Angra dos Reis Rj. Instituto de Geociências, UnB, DF, Brasil . Departamento de Geoquímica. Universidade Federal Fluminense. Niterói. Rj. Brasil.
- Geissler, R. M. O. 1999. *Geoquímica Ambiental Aplicada à Bacia do Igarapé do Quarenta – Município de Manaus - AM*. Dissertação de Mestrado, Centro de Ciências do Ambiente, Universidade Federal do Amazonas, 147 p.

HIDROGEOQUÍMICA DOS RIOS URUBU, UATUMÃ, PRETO DA EVA E DE SEUS TRIBUTÁRIOS-AM. RESULTADOS PRELIMINARES

Oliveira, L. G. de S. e Horbe, A. M. C.

Curso de Pós-Graduação em Geociências – Departamento de Geociências Universidade Federal do Amazonas, LiliamGleicy@bol.com.br , ahorbe@ufam.edu.br

RESUMO Este trabalho apresenta as características físicas e químicas das águas dos rios Uatumã, Urubu, Preto da Eva e de seus respectivos tributários nos municípios de Manaus, Presidente Figueiredo, Rio Preto da Eva, Silves e Itapiranga localizados no nordeste do Amazonas.

As coletas foram realizadas em novembro de 2002, no final do período da estiagem em recipientes de polietileno desmineralizado. Foram analisados temperatura, pH, Eh, condutividade elétrica, alcalinidade, acidez, Cl, SiO₂, Na, K, Ca, Mg, PO₄³⁻, Co, Mn, Pb, Fe, Zn, Cu, Cr e Ni.

Os resultados revelaram águas de ambiente redutor ácido e com predominância de cloro ou sílica, com menor proporção dos álcalis K e Na seguido de Ca e Mg. Os igarapés Coruja, Santa Cruz, Barreto, Tarumã Açu, Itapiranga e os rios Preto e Urubu são do primeiro tipo e o igarapé Canoas juntamente com os rios Caru, Anebá, Sanabani e Preto da Eva são do segundo tipo.

INTRODUÇÃO São chamados rios de águas pretas aqueles que possuem suas nascentes nos escudos arqueanos das Guianas e do Brasil Central, onde o processo de erosão é pouco intenso e reduzido, logo a carga de sedimentos é baixa e os rios são transparentes e escuros. Essa cor se deve a presença do material orgânico proveniente da floresta inundável que é solúvel e de coloração marrom ou avermelhada (ácidos húmicos e fúlvicos). Da mesma forma que a água o solo é pobre em sais minerais, em parte, devido ao intenso intemperismo que afeta a Amazônia e ao ciclo fechado realizado pela absorção rápida de nutrientes pela vegetação, não permitindo uma interação substancial entre eles. Nessas águas a proporção de sódio e potássio é superior à de cálcio e magnésio (Junk, 1983).

Os rios Uatumã, Urubu e Preto da Eva são de água preta e deságuam direta ou indiretamente no rio Amazonas, que é de águas brancas. Situam-se nos municípios de Presidente Figueiredo, Rio Preto da Eva, Silves e Itapiranga (Fig.1). O clima é do tipo equatorial, quente e úmido (média de 26° C), com períodos de cheia nos meses de dezembro a junho e de estiagem para os outros meses do ano. As rochas presentes na região datam do Mesoproterozóico, Paleozóico e Mesozóico englobando as seguintes unidades estratigráficas: Supergrupo Uatumã, Suíte Intrusiva Abonari e as formações Urupi, Quarenta Ilhas, Prosperança, Nhamundá, Pitinga e Alter do Chão (Veiga et al 1979, Cunha et al 1994).

MATERIAIS E MÉTODOS Os parâmetros físico-químicos e a composição química das águas constam na tabela 1. Foram coletadas em 17 pontos: igarapés -Coruja (P1), Canoas (P2), Santa Cruz (P3), Barreto (P5), Tarumã Açu (P9), Itapiranga (P16), (P13) e nos rios - Urubuí (P4), Uatumã (P6), Urubu (P7 e P18), Preto (P8), Caru (P11), Anebá (P12), Sanabani (P14), Itabani (P15) e Preto da Eva (P19), em novembro de 2002, no final do período da estiagem à uma profundidade de 10 cm da lâmina de água. No local foram

medidas a temperatura, pH, Eh e condutividade elétrica e em seguida preservadas sob refrigeração (4°C) e depois filtradas com membrana de fibra de vidro de 45µM, para a determinação de alcalinidade, acidez, cloreto, dureza, fosfato e sílica. Determinou-se os metais (Na, K, Ca, Mg, Co, Mn, Pb, Fe, Zn, Cu, Cr e Ni) por Absorção atômica pela concentração de 400 mL para 100 mL em meio ácido.

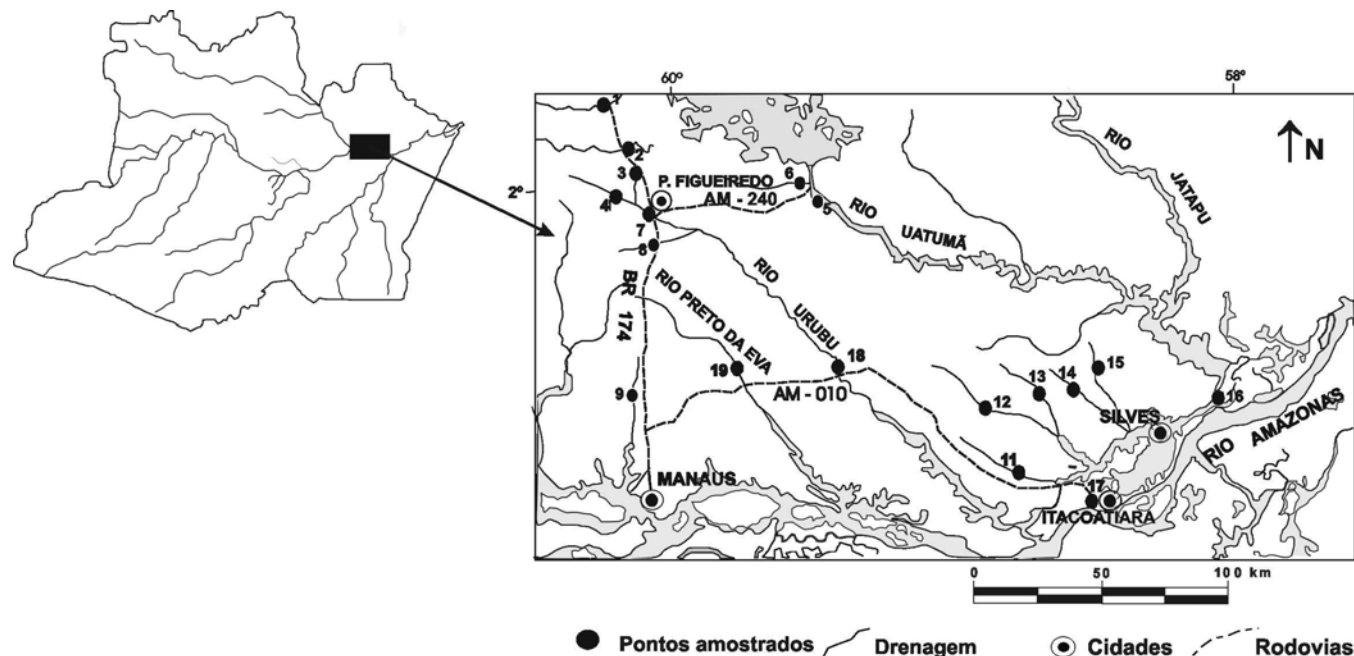


Figura 1: Mapa de localização e dos pontos de amostragem

RESULTADOS E DISCUSSÃO O pH está entre 4,44 e 6,21, provavelmente pela interação com CO₂ atmosférico, por não se observar correlação entre esse parâmetro e os tipos litológicos. Este em contato com a água forma ácido carbônico, se decompõe, libera prótons e confere ao ambiente um pH levemente ácido, tornando-se a principal fonte de acidez na maioria das águas superficiais. Valores mais baixos são encontrados nos horizontes A de espodosolos, comuns na região estudada (Krauskopf 1972, Horbe et al 2003). O valor de Eh em média foi 236 mV, que em correlação com o pH, indica que o ambiente é redutor ácido conforme o diagrama Eh-pH de Krauskopf (1972). Esses dois parâmetros apresentam correlação negativa em P4, P5 e P7 concordantes com os obtidos por (Silva, 1999) nos aquíferos de Manaus-AM. Os valores medidos para a condutividade variaram entre 6,8 e 20,8 µS.cm⁻¹, característicos de águas ácidas e pobres em eletrólitos.

As concentrações para a alcalinidade total foram entre 0,08 mg/L e 32,7 mg/L; para acidez entre 2,12 mg/L e 9,54 mg/L e para a dureza entre 8,48 mg/L e 37,9 mg/L (Tab.1). Estas variáveis são indicativos qualitativos da presença dos íons OH⁻, CO₃²⁻, HCO₃⁻ e especificamente para estas águas a alcalinidade é representada pelos bicarbonatos, que se formam em maior quantidade pela ação do dióxido

de carbono (CO₂) abundante na região devido à floresta. A dureza total expressa a presença de íons Mg e/ou Ca na forma de sulfatos, cloretos e também bicarbonatos. A acidez é atribuída aos prótons (H⁺) liberados pelos ácidos carbônico e orgânico simples. As relações entre estes três parâmetros indicam que: 1) A alcalinidade é maior que a acidez entre P2 e P7 e em P14, P18 e P19; inverte esse quadro de P8 a P13 e em P16; e os valores são semelhantes entre estes dois parâmetros em P1 e P15. 2) As águas com pH mais ácido de fato indicaram acidez mais elevada e dentro da faixa de variação obtidas para este trabalho, porém esse comportamento não é regra para os demais pontos (P1, P3, P9, P11 à P13), ou seja, não possuem correlação positiva entre eles. 3) Os valores registrados para a dureza não apresentaram relação direta com os teores de Mg e Ca (Tab.1).

O cloreto varia entre 1,82 mg/L e 6,54 mg/L (Tab.1), destacando-se P1 e P3 pelos valores mais altos (6,54 e 4,36 mg/L respectivamente). Os pontos 2, 4 à 9 e de 16 à 18 estão entre 1,82 mg/L e 3,6 mg/L, enquanto de P11 à P14 e P19 estão abaixo do limite de detecção (<L.D). Nos rios Uatumã (P6) e Urubú (P7 e P18) os teores desse íon foram superiores aos obtidos por Santos & Ribeiro (1988). Com relação aos de Campos (1994), os teores em P6 (Uatumã) são similares (1,8-4,9 mg/L) e superiores no rio Preto (P8) (>1,0 mg/L). Provavelmente a elevação de cloreto está sendo gerada pela descarga de esgotos sanitários, oriundos de acenamentos recentes nas proximidades dos pontos amostrados. Os teores de sílica variaram entre 0,02 mg/L e 9,62 mg/L, com o maior o P2, onde ocorrem as rochas da Formação Prosperança, e o segundo com 4,6 mg/L nas rochas graníticas. Os demais pontos, com teores mais baixos, são relativos às rochas das Formações Alter do Chão, Nhamundá e Pitinga. Correlacionando cloreto e sílica nos pontos 1,3,5,8,9,16 e 18 (Tab.1), o cloreto é o ânion predominante em relação à sílica; para P4, P6 e P15 as concentrações são similares, enquanto em P2 e P19 e de P11 à P14 a sílica é mais abundante.

Os álcalis se distribuem da seguinte forma: a) P14, P18 e em P19 com K > Na > Mg > Ca, similar à encontrada nas águas do Rio Preto da Eva por Santos & Ribeiro (1988); b) P7 e P11 com Na > K > Ca > Mg, observados no rio Urubu pelos mesmos autores; c) P6 e P12 com Ca > K > Na > Mg d) Nos demais pontos (1, 2, 3, 4, 5, 8, 13,15 e 16), os teores variaram entre os álcalis, mas sempre, o K e Na são mais elevados que Ca e Mg (Tab. 1). Em P1, P6 e P19 os teores de Zn foram mais elevados com 1,5 mg/L; 0,6 mg/L e 1,3 mg/L respectivamente, os demais pontos (<L.D), assim como Cu, Co, Mn, Cr e PO₄³⁻. Os teores de Ni variaram de 0,06 mg/L à 0,2 mg/L, estando apenas o P3 (<L.D). Os teores de Fe total foram mais altos de P1 à P8 e em P19 (0,6 mg/L – 2,4 mg/L), nos demais pontos (11, 12, 13, 14, 15,16 e 18), os teores são inferiores à 0,2 mg/L. Esse elemento tem correlação positiva com a sílica de P1 à P7 e em P19.

CONCLUSÕES Estas águas são caracteristicamente cloradas ou silicatadas com caráter redutor e levemente ácido. As cloradas em sua maioria nas áreas sedimentares, contudo P1 (ig. Coruja), a mais

clorada, está no embasamento cristalino, porém a elevação dos teores é atribuída nesse local à ação antrópica. As silicatadas são as que drenam as rochas sedimentares. Em relação aos cátions principais há a predominância de K e Na, seguido de Ca, Mg e Fe na maioria das águas. Em P12 e P13 excepcionalmente o Ca é o álcali mais abundante e em P7, P8 e P19 é o Fe. Dos elementos traços analisados somente o Zn se apresentou em P1, P6 e P19 e nos demais pontos esse elemento bem como Cu, Co, Mn, Cr e PO_4^{3-} (<L.D.).

BIBLIOGRAFIA

- Campos, Z.E.S. 1994. Parâmetros Físico-Químicos em Igarapés de Água Clara e Preta ao longo da rodovia BR-174 entre Manaus e Presidente Figueiredo, AM. Dis. Mest., INPA/UFAM, 90p.
- Cunha, P.R.C., Coutinho, L.F., Feijó, 1984. Bacia do Amazonas. In. Boletim de Geociências. Petrobrás. 8 (1) : 47-55.
- Horbe, A M.C., Horbe, M.A., Suguio, K. 2003. Tropical Spodosols in northeastern Amazonas State, Brazil. Geoderma, 1-13.
- Junk, W. 1983. As águas da região Amazônica. In: Salati, E (Org.) – A amazônia: desenvolvimento, integração e ecologia. Ed. Brasiliense-Brasil. 45-99.
- Krauskopf, K.B. (1972). Introdução à geoquímica. Ed. polígono-SP. 163-165.
- Santos & Ribeiro. 1988. A hidroquímica do Rio Solimões-Amazonas. A. Amazônica, 18 (3-4):145-172.
- Silva, M.L. 1999. Hidroquímica elementar e dos isótopos de urânio nos aquíferos de Manaus-AM. Rio Claro-SP. Dis. Mest. 82p.
- Veiga, J.P.J., Nunes, A.C.B., Souza, E.C. Santos, J.O.S. Amaral, J.E., Pessoa, M.R., Cruz, S.A.S 1979. Projeto Sulfetos do Uatumã. Parte I. Vol.I A . Convênio DNPM-CPRM.

Tabela 1: Parâmetros físico-químicos e a composição química das águas superficiais em mg/L

Amostra	Eh	pH	Condut.	Alc.	Dureza	Acid.	Cl	SiO ₂	Na	K	Ca	Mg	Fe	Zn	Ni
1	242	5,64	12,20	5,45	34,50	8,48	6,54	4,66	1,39	4,40	1,31	0,40	1,10	1,50	0,06
2	219	6,21	10,90	32,70	37,90	5,30	2,18	9,62	1,25	4,47	1,16	0,50	2,40	< 0,20	0,12
3	299	5,13	15,70	27,25	11,50	7,42	4,36	2,41	0,41	1,08	0,28	0,12	0,60	< 0,20	< 0,05
4	331	4,54	19,80	31,61	35,65	9,54	2,18	2,04	0,47	0,63	0,33	0,19	1,30	< 0,20	0,12
5	331	4,76	18,20	16,35	26,45	9,54	2,18	1,65	0,34	1,55	0,60	0,41	1,40	< 0,20	0,08
6	243	5,30	12,40	32,70	11,50	4,24	2,18	2,79	0,68	0,77	2,07	0,38	0,70	0,60	0,13
7	333	4,44	20,80	32,70	11,50	8,48	2,06	1,92	0,47	0,26	0,13	< 0,01	0,70	< 0,20	0,12
8	231	5,17	8,70	0,13	12,00	4,24	2,06	0,04	0,57	0,25	0,04	0,06	0,80	< 0,20	0,10
9	241	5,00	10,10	0,08	16,50	7,42	2,06	0,02	na	0,15	0,25	na	na	na	na
11	169	5,36	8,80	3,27	24,38	7,42	< 0,10	1,14	0,24	0,19	0,07	0,03	0,20	< 0,20	0,12
12	199	5,45	7,90	4,36	9,54	7,42	< 0,10	1,16	0,20	0,25	0,33	0,04	0,20	< 0,20	0,12
13	188	5,49	8,00	4,36	9,54	7,42	< 0,10	1,58	0,20	0,16	0,22	0,01	0,10	< 0,20	0,06
14	206	5,06	8,60	11,99	8,48	2,12	< 0,10	1,53	0,23	0,23	0,04	0,04	0,20	< 0,20	0,12
15	222	5,30	7,80	3,27	13,78	3,18	1,87	1,62	0,25	0,31	0,22	0,01	0,10	< 0,20	0,10
16	235	5,80	9,40	4,36	11,66	5,30	3,63	1,04	0,32	0,36	0,22	0,04	0,10	< 0,20	0,08
18	162	5,50	6,80	32,70	25,44	3,18	1,82	1,16	0,47	0,90	0,04	0,06	0,20	< 0,20	0,20
19	177	5,48	8,20	29,43	10,60	7,42	< 0,10	1,70	0,62	1,51	0,13	0,24	2,10	1,30	0,15
Média	236	5,28	9,00	15,80	18,06	6,31	2,76	2,08	0,45	0,94	0,44	0,17	0,63	1,30	0,12

na – não analisado; Cu, Co, Mn, Cr e PO_4^{3-} abaixo do limite de detecção; Condu.- condutividade; Alc.- alcalinidade; Acid.- acidez.

APLICAÇÃO DA TÉCNICA DE IV NA IDENTIFICAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA MATÉRIA ORGÂNICA NOS SEDIMENTOS DE FUNDO DA PLATAFORMA CONTINENTAL DO AMAZONAS

Lima¹, E.A.R.; Lima¹, W.N.; Siqueira², G.W.; Mendes², A.S.

1-Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará - E-mail: elima@ufpa.br; waterloo@ufpa.br; 2-Departamento de Química da Universidade Federal do Pará - E-mail: gilmar@ufpa.br (Campus Universitário do Guamá. Av. Augusto Corrêa nº 1, Belém-PA, 66075-100, Brasil).

RESUMO. Este estudo foi realizado na Plataforma Continental do Amazonas no trecho compreendido entre a foz do rio Pará e o cabo Orange (AP). Os espectros de infravermelho mostraram claramente as bandas de absorção na região entre 4000 a 3400 cm^{-1} que são relativas à ligação O-H dos grupos hidroxila; as bandas situadas entre 1034 cm^{-1} -470 cm^{-1} estão relacionadas às ligações Si-O e Al-OH de argilominerais. Este método de análise serviu para caracterizar a matéria orgânica presente nas amostras onde apresentaram bandas no intervalo de 2925-2850 cm^{-1} referente aos grupos metil (-CH₃) e metileno (-CH₂-) que são característicos de substâncias húmicas.

INTRODUÇÃO. Plataforma Continental do Amazonas (PCA) destaca-se por apresentar em sua área uma forte influência fluvial proveniente principalmente das descargas dos rios Amazonas e Pará, os quais possuem, segundo Oltman (1968), vazões estimadas em cerca de 1,75x10⁵m³.s⁻¹ e 10⁴m³.s⁻¹, respectivamente. Essa plataforma sofre influência de componentes hidrodinâmicos de grande competência. A componente predominante é a descarga do rio Amazonas que em época de vazão máxima, somada à do Tocantins, pode atingir 374.000m³/s (Figueiredo & Nittrouer, 1992).

Segundo Patchineelam (1999), a matéria orgânica (MO) terrestre associada aos sedimentos transportados pelo rio Amazonas é biologicamente refratária. Para o autor, ainda, as partículas sedimentares, após entrar na plataforma continental, se misturam com a matéria orgânica lábil e são depositadas no fundo, onde uma variedade de reações geoquímicas acontece.

A eficiência da MO em adsorver metais (essenciais e não-essenciais) depende basicamente de suas propriedades complexantes. Há uma tendência desses constituintes químicos associarem-se fortemente por reações de formação de quelatos. As substâncias húmicas representam um papel importante no transporte e fixação de metais nos sedimentos (Aiken *et al.* 1985).

MATERIAIS E MÉTODOS. As amostras de sedimentos de fundo foram coletadas a bordo do NOc "Antares" da Marinha de Guerra do Brasil, durante as operações Norte II (13 a 23 de outubro de 1997) e Norte III (30 de abril a 29 de junho de 1999), no período de descarga mínima e máxima do sistema amazônico, respectivamente. Os pontos de coleta foram determinados através do GPS (Global Positioning System).

As amostras sedimentológicas foram coletadas (+/- 1kg) mediante o uso de um testemunhador do tipo “box corer” e amostrador “Van Veen” em 16 pontos na plataforma continental. Foram as mesmas acondicionadas em sacos plásticos, codificadas e preservadas em freezer a uma temperatura de -20°C.

Foram selecionadas, para a execução deste trabalho, 16 amostras de sedimentos superficiais localizadas a uma isóbata de até 40m de profundidade.

O carbono orgânico foi analisado de acordo com Gaudette *et al.* (1974), que utiliza o método dicromatométrico em meio sulfúrico. O nitrogênio orgânico foi determinado pelo procedimento de Kjeldahl, que é baseado na digestão com uma mistura de reagentes (H₂SO₄, CuSO₄ e Na₂SO₄) convertendo as formas orgânicas de nitrogênio em amônia (EMBRAPA, 1979). A amônia é removida por arraste, absorvida em solução e submetida à titulação por volumetria de neutralização.

Para a utilização das técnicas de IV foi utilizado 0,2 g de KBr e 0,0013 g da amostra pulverizada confeccionou-se uma partilha pelo método de prensagem com 7 toneladas de pressão à vácuo, objetivando a remoção da umidade e auxiliando a prensagem; o aparelho utilizado foi de marca Perkin Elmer, modelo FT-IR 1760 X.

RESULTADOS E DISCUSSÕES. Com relação aos teores de C_{org}, N_{org}, MO e razão C/N, os gradientes entre os valores foram fracamente acentuados, revelando uma maior homogeneidade entre os pontos para essas variáveis. Os valores mais altos para N_{org} foram 0,21 e 0,18% referente as amostras NIII 17 e NIII 51. Os valores mais altos encontrados para o C_{org} foram 0,35 e 0,33%, e para MO 0,61 e 0,57%, referentes as estações NIII 31 e NII 80, respectivamente. Os valores mais baixos foram 0,14 e 0,06% para o C_{org}, 0,24 e 0,11% para a MO nas estações NIII 37 e NII 60, respectivamente.

Os valores da razão C/N nas amostras coletadas variaram de 1,10 a 5,4 com teor médio 2,43. As estações NII 97, 98 e 99 foram os que apresentaram uma maior razão C/N com valores de 3,86, 5,4 e 3, respectivamente. Estes pontos estão localizados bem próximos à foz do rio Pará, recebendo sedimentação direta desse rio sofrendo uma maior influência de material terrígeno originado do intemperismo.

Os valores obtidos neste estudo estão de acordo com os feitos por Zhu *et al.* (2002), utilizando datação por Pb²¹⁰ com a qual observaram que a %C_{org} variou de 0,45 a 0,65 % na área costeira do Amapá.

Os teores encontrados de matéria orgânica em parte dessa plataforma assumiram um padrão bastante homogêneo. Esses valores podem estar associados à penetração da água

marinha (empobrecida em carbono orgânico dissolvido) pelo fundo da plataforma continental em relação à água predominantemente de origem fluvial, principalmente pelo sistema de dispersão do Amazonas (enriquecida em carbono orgânico dissolvido). De acordo com os espectros de IV nota-se que essa MO é formada por substância húmicas (SH) que são os constituintes orgânicos mais abundante em sedimentos. Essas SH podem ser originadas por organismos que vivem na coluna de água (p. ex. plâncton), quanto também da MO que entra no sistema através dos rios (p. ex. rio Amazonas) e do intemperismo dos solos adjacentes. Pereira (2000) identificou material húmico na MO transportada para o oceano e associou esse material com material húmico presente na matéria orgânica oriunda de lixiviações e drenagem de solos amazônicos típicos, tais como podzólicos e latossólicos na PCA. Leenheer (1980) observou a predominância desses tipos de solos em áreas da floresta amazônica (equatorial, quente, úmida) ao longo das margens do curso do Amazonas; pela notável presença de material húmico nessas águas fluviais.

As bandas fracas e nem sempre nítidas às proximidades de $2925\text{-}2850\text{cm}^{-1}$ referem-se aos grupos metil ($-\text{CH}_3$) e metileno ($-\text{CH}_2-$) de cadeias alifáticas (Stevenson, 1974) que são característicos de material húmico e, portanto, dizem respeito à matéria orgânica presente no sedimento. A banda localizada próximo a 1630cm^{-1} estão relacionadas as ligações duplas de alcenos conjugados e a ligação $\text{C}=\text{O}$ de quinonas, mas podendo deslocar-se com frequências menores devido as pontes de hidrogênio (Poppi & Talamoni, 1992).

CONCLUSÕES. 1) O baixo teor de matéria orgânica encontrada para os sedimentos pode estar associado ao fato de que essa MO sofre intenso processo de mineralização que ocorre devido a uma razoável taxa de OD no ambiente; 2) Os baixos valores numéricos para a razão C/N mostram concentrações elevadas de componentes orgânicos nitrogenados nessa matéria orgânica, o que caracteriza ocorrência de restos de microorganismos nesses sedimentos, que são ativos nos processos de humificação; e 3) De acordo com os espectros de IV a matéria orgânica associada aos sedimentos são caracterizadas por substâncias húmicas, tendo as bandas de absorção mais nítidas no intervalo de $2925\text{-}2850\text{cm}^{-1}$ e que se referem aos grupos metil e metileno de cadeias alifáticas.

REFERÊNCIAS

Aiken, G. R. *et al.* 1985. *Humic substances in soil, sediments and water. Geochemistry, isolation and characterization.* Wiley-intersciencepublication. John Willey & Sons, New York. 691p.

- EMBRAPA, 1979. *Manual de Análise de Solo*. Rio de Janeiro. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. 119p.
- Figueiredo, A. G. & C. A. Nittrouer. 1992. Distribuição de caráter de eco de 3,5 kHz na Plataforma Continental do Amazonas. XXXVII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA . SBG/SP, *Anais*, p:201-202.
- Gaudette, H. E. *et al.* 1974. An unexpensive titration method for the determination of organic carbon in recent sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44(1):249-253
- Leenheer, J. A. Origin and nature of humic substances in the waters of the Amazon river basin. *Acta Amazônica*, 10(3), 1980, pp. 513-526.
- Oltman, R. E. 1968. Reconnaissance investigations of the discharge and water quality of the the Amazon. *Technical Report Circular*, v. 552.
- Patchineelam, S. R., 1999. Especificação de elementos-traço, fósforo e piritização nos sedimentos a noroeste da Plataforma Continental Amazônica. VI SIMPÓSIO DA GEOLOGIA DA AMAZÔNIA (SBG/NO). Manaus/Brasil, *Anais*, p:72-73.
- Poppi, N.R. & Talamoni, J. 1992. Estudo dos ácidos húmicos e fúlvicos, extraídos de solos, por espectroscopia de infravermelho. *Química Nova*, 15(4). p. 281-285.
- Stevenson, 1974. *Humus Chemistry: genesis, composition, reactions*. New York, Wiley-Interscience.
- Zhu, Z.; Aller, R.C. & Mak, J. 2002. Stable carbon isotope cycling in mobile coastal muds of Amapá, Brazil. *Continental Shelf Research*, 22: 2065 –2079.

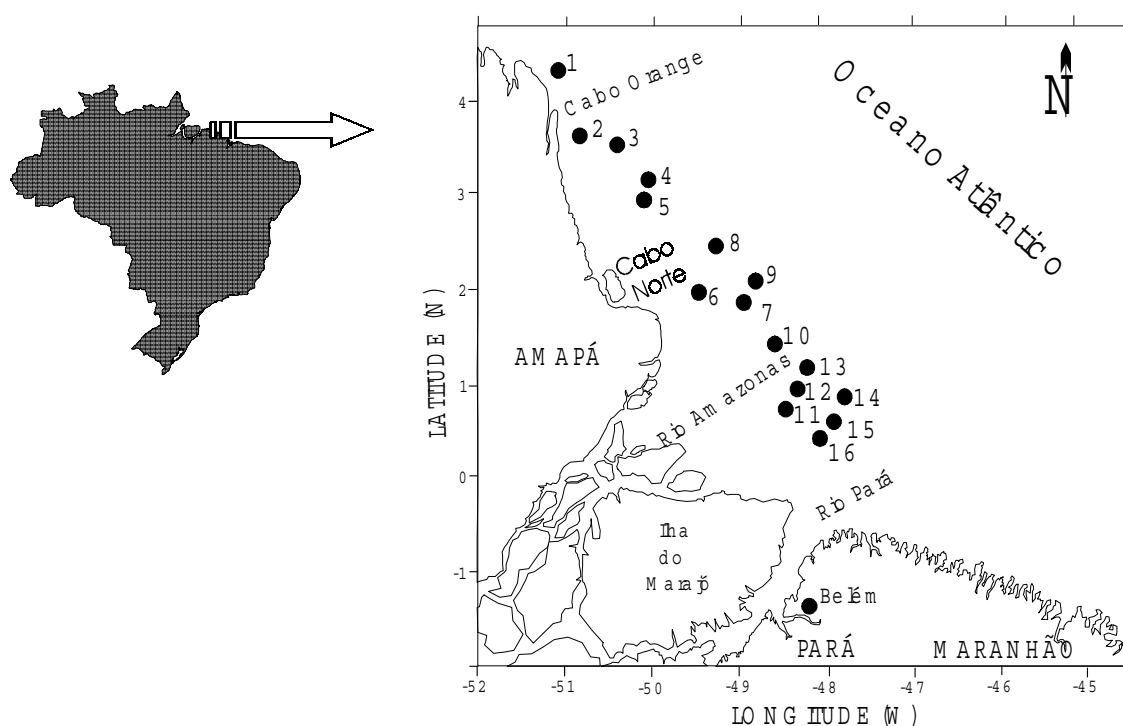


Figura 1: Mapa mostrando a região de estudo com os pontos das coletas de sedimentos.

Tabela 1: Resultados de carbono e nitrogênio na forma orgânica, matéria orgânica e razão C/N nas estações de amostragem.

Amostras	Prof. (m)	%CO	%MO	%NO	Razão C/N
NII 57	13	0,15	0,26	0,06	2,5
NII 60	22	0,14	0,24	0,05	2,8
NII 74	37	0,16	0,28	0,10	1,6
NII 78	26	0,18	0,31	0,10	1,8
NII 79	22	0,23	0,4	0,09	2,55
NII 80	37	0,33	0,57	0,11	3,0
NII 97	16	0,27	0,47	0,07	3,86
NII 98	22	0,27	0,47	0,05	5,4
NII 99	21	0,15	0,26	0,05	3,0
NIII 01	14	0,11	0,20	0,05	2,2
NIII 17	10	0,23	0,40	0,21	1,09
NIII 19	14	0,22	0,38	0,13	1,69
NIII 31	31	0,35	0,61	0,13	2,69
NIII 32	45	0,28	0,49	0,11	2,54
NIII 37	36	0,12	0,21	0,06	2,0
NIII 51	21	0,3	0,51	0,18	1,67
Média	-	0,22	0,38	0,10	2,53
Min.	-	0,076	0,132	0,048	1,027
Max.	-	0,11	0,20	0,05	1,10
D. Médio	-	0,065	0,111	0,037	0,706
D. Padrão	-	0,35	0,61	0,21	5,40

BIOFILMES: OCORRÊNCIAS E MINERALOGIA.⁽¹⁾Cunha, E. C. M. , ⁽¹⁾ Pires, L. C. e ⁽²⁾Horbe, A. M. C.

1-Curso de Engenharia Ambiental do CEULM/ULBRA, Manaus; 2- Departamento de Geociências - UFAM, Manaus, AM.

RESUMO Na região da cidade de Manaus temos ocorrências de biofilmes (associação de diversos tipos de microrganismos em ambiente aquático) associados à produção e deposição de minerais. Fatores ambientais como: luminosidade, temperatura, pH, nutrientes controlam a ocorrência destes biofilmes. Análises de ocorrências na área da BR-174 (Manaus – Presidente Figueiredo, AM) evidenciam a formação e deposição de minerais neoformados (quartzo, caulinita, goetita, stilpnomelana, ferridrita e akaganita) com um nível de cristalização inferior aos minerais formados pela via “não biológica”. Processos de biomineralização biologicamente induzida caracterizam estas ocorrências.

INTRODUÇÃO. Biofilmes são comunidades compostas por densos agregados de células microbianas embebidas em uma matriz viscosa, e aderida a uma superfície. A formação e fixação em ambiente aquático podem ser simplificadas em duas fases: 1) adesão dos microrganismos pioneiros em uma superfície, e 2) produção de exopolissacarídeos (EPS) que terão um papel fundamental na adesão e suporte de outros microrganismos, substâncias químicas e minerais no biofilme (Little et al., 1997; Pires, 1999; Macedo, 2003). A ocorrência e acumulação de um biofilme são dependentes de fatores externos como sazonalidade, fatores abióticos (pH, Eh, OD, Temperatura, salinidade, luminosidade, nutrientes dissolvidos na água), e fatores bióticos (colonização inicial, simbiose), como também do crescimento, morte, erosão e desprendimento (Little, 1997; Pires, 1999). A cinemática de formação depende de cada tipo de biofilme e seus constituintes, em alguns casos podem ser formados em menos de 24h. Detritos orgânicos, lama, argila, e outros materiais particulados em suspensão podem ser incorporados ao biofilme formado (Oliveira, 1998).

A interação entre o biofilme e o meio ambiente, onde os microrganismos convertem íons na solução em minerais sólidos é conhecida como biomineralização (Smkiss e Willbur, 1989). Se a precipitação de minerais é na própria estrutura do organismo chama-se biomineralização biologicamente controlada. E, se ocorre próximo ao organismo temos biomineralização biologicamente induzida. Os minerais produzidos são caracterizados por terem uma pobre cristalização (Lowenstam e Werner, 1989; Simkiss e Willbur, 1989, Banfield e Nealson, 1997).

Em Manaus, Mittelstaedt (2002) identificou a associação de macrófitas e biofilmes em igarapés depositando minerais contendo Fe. As condições ambientais da região de Manaus são favoráveis ao

aparecimento de biofilmes. O objetivo deste trabalho é caracterizar algumas ocorrências de biofilmes e seus minerais neoformados.

MATERIAS E MÉTODOS Foram escolhidas duas ocorrências de biofilmes na região de Manaus, por serem mais representativas pelas suas características e ocorrências. Elas estão localizadas às margens da BR-174, no sentido Manaus Presidente Figueiredo, AM, nos quilômetros 25 e 94. A ocorrência do Km 25, foi subdividida em 1(A), 1(B) e 1(C). No momento da coleta de biofilme foram coletados dados sobre as condições atmosféricas (por ex.: ensolarado, chuva, nublado, etc), medidas de pH e temperatura, obtidas com o pHmetro portátil Pierron, e termômetro Quimis.

Para coleta de biofilme e água, foram usadas seringas de 50ml. As amostras foram acondicionadas em potes plásticos transparentes de 500ml. Em cada amostragem foi acrescentada água destilada para inteirar um volume de 500ml. Cada amostra foi duplicada, simulando ambientes aeróbicos (com as tampas dos potes perfuradas) e anaeróbicos (potes simplesmente tampados, sem perfuração). As amostras foram armazenadas no lado de fora do laboratório, para receber a luz do dia.

Em laboratório, algumas amostras foram lavadas com soluções de água destilada-etanol (10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, e 90% de etanol respectivamente) para remover as partículas não agregadas aos microrganismos. Em seguida, secas sobre lâminas de vidro, recobertas por lamínula e fixadas com resina epóxi. Estas lâminas foram observadas em microscópio óptico, Zeiss 27432, no laboratório de microscopia do CEULM/ULBRA. As análises de mineralogia foram obtidas no laboratório de difratometria de raios-X da UFAM, sendo utilizado o difratograma Shimadzu XR 6000 (θ 2 θ , 40 – 30KV, varredura de 10 a 60 2θ). Amostras de águas filtradas com filtros Fitter paper 42, 125 mm, foram analisadas no espectrômetro de Absorção Atômica VALIAM 1475 do CEULM/ULBRA para os seguintes elementos: Fe, Cr, Cu, Zn, Co, Mn, Ni e Pb.

RESULTADOS No Km 25, do lado direito da rodovia, os biofilmes de 1(A) são de textura compacta, cor marrom claro, e amarelo esverdeado, e estão associados aos sedimentos de fundo do igarapé. Os de 1(B), à montante de 1(A), são caracterizados por possuírem uma textura aveludada, cor marrom, dispersos sobre os sedimentos de fundo, como também sobre os objetos e plantas submersos no igarapé. No lado esquerdo da rodovia no Km 25, os biofilmes de 1(C) preenchem uma área de baixio, circundada por árvores do gen. *Palmae*. Neste caso, apresentam textura variando de compacta a aveludada, e cores variando de vermelho a amarelo-alaranjado (em ambos os casos da extremidade para o centro da ocorrência). No km 94, do lado esquerdo da rodovia, o biofilme ocorre

tanto na superfície dos sedimentos de fundo, como também flutuante, com textura compacta semelhante a tapetes espessos, cores variando de brumo a vermelho amarronzado.

As medições de pH, temperatura e observações das condições do tempo, no momento das coletas revelam que no ponto Km 25 a $T_{\text{média}}$ 27,6°C, e o $\text{pH}_{\text{médio}}$ 4,8 e condição nublada de luminosidade. Para o ponto Km 94 a $T_{\text{média}}$ 32,9°C, e o $\text{pH}_{\text{médio}}$ 5,4 e condições idênticas de luminosidade. Durante os três meses de observação das amostras aeróbicas e anaeróbicas em laboratório, as médias de T e pH foram: A) amostras aeróbicas do km 25, $T_{\text{média}}$ 28,1°C, e o $\text{pH}_{\text{médio}}$ 6; B) amostras anaeróbicas Km 25 $T_{\text{média}}$ 27,2°C, e o $\text{pH}_{\text{médio}}$ 6,1. E, C) amostras aeróbicas e anaeróbicas do km 94, $T_{\text{média}}$ 27,2°C, e o $\text{pH}_{\text{médio}}$ 6,5. Durante este período, algumas amostras mudavam suas características quanto a turbidez de acordo com o nível de insolação.

Análises de absorção atômica revelaram a presença de ferro em todas as amostras, com o valor mais alto detectado na amostra Km 25 1(A) aeróbico: 4,09 ppm, e o valor mais baixo na amostra Km 25 1(B) anaeróbico: 0,10 ppm. Outros elementos, Cr, Cu, Zn, Co, Mn, Ni, Pb não foram detectados, ou possuíam valores muito próximos ao limite de detecção.

Ao microscópio óptico, as amostras aeróbicas e anaeróbicas do Km 25 apresentam grande quantidade de diatomáceas (*Navicula* sp. e *Navicula oblonga*), além de estruturas algais filamentosas (gen. *Nitzschia*), e agregados de argilas. As algas encontram-se recobertas por microcristais de cor vermelho a brumo. Amostras do Km 94 apresentam um emaranhado de estruturas algais de cor amarelada, associadas a microcristais de cor vermelha. A quantidade de diatomáceas é menor nas mostras do Km 94. Nos dois casos, são observadas as diversas etapas de mineralização, onde em um extremo as estruturas orgânicas podem apresentar nenhum recobrimento mineral, até aquelas completamente recobertas por microcristais. As argilas apresentam pontos negros no seu interior, indicando a presença de óxidos-hidróxidos de Fe.

A mineralogia geral dos pontos Km 25 e Km 94 apresentam como principais constituintes os seguintes minerais: quartzo (SiO_2), caolinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$), goetita ($\text{FeO}(\text{OH})$). Em alguns casos, para amostra Km 25, estilpnomelana ($(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Al})_{2,5}(\text{Si}, \text{Al})_2 \text{O}_5(\text{OH})_4$); e para amostras Km 94, ferridrita ($\text{Fe}_5\text{O}_7(\text{OH}) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$) e akaganita ($\text{FeO}(\text{OH})$). O índice de cristalização dos minerais constituintes do biofilme foi medido através do método de “correção de Lorens”, onde para amostras de Km 25 a variação da cristalinidade está entre 83% a 99% , e para amostras do Km 94 entre 63% a 89%.

DISCUSSÃO Nas observações de campo e de laboratório, os dados de pH, Temperatura, e as condições de luminosidade, são compatíveis para a formação de biofilmes. Estas observações são corroboradas por Nealson e Stahl (1997), onde que identificaram biofilmes em condições ambientais mais adversas. Paralelamente, a presença de íons ferro dissolvido nas águas dos igarapés, podem ser correlacionados com outros estudos sobre a química das águas da região (Mittelstaedt, 2002). A presença do Fe deve-se à ação do intemperismo quando da sua liberação para a formação de latossolos.

A coloração do biofilme (cor marrom, brumo, vermelho amarronzado) indica a presença de minerais de Fe: goetita, ferridrita e akaganita, verificado através das análises de raios-X. Tais minerais também foram observados por outros autores na identificação de processos de biomineralização (Nancolas, 1982; Nealson e Stahl, 1997). Algumas diferenças de tonalidades são relacionadas à presença de microrganismos específicos: a tonalidade esverdeada é devida à microalgas fotossintéticas. E, as diferenças nas texturas dos biofilmes podem ser explicadas pelas próprias associações de microrganismos e minerais. Neste caso, representados pelas diatomáceas (*Navícula* sp. e *Navícula oblonga*), microalgas e minerais. A colonização das superfícies dos igarapés, o recobrimento das superfícies de troncos de árvores, gramíneas aquáticas, e outras estruturas submersas deve-se ao fato que os microrganismos em ambientes naturais procuram superfícies sólidas para fixarem-se e formar colônias. A sazonalidade, controlada pelos fatores ambientais também tem grande influência neste aspecto (Zobell e Allen, 1989; Oliveira, 1998). A presença de quartzo, caolinita, goetita, estilpnomelana, ferridrita e akaganita na estrutura do biofilme, e a disposição dos microcristais na porção externa dos microrganismos indica um processo biomineralização dos minerais neoformados. O nível de cristalização deste material é inferior daqueles formados sem esta influência (Lowenstam e Werner, 1989; Simkiss e Willbur, 1989, Banfield e Nealson, 1997). Os resultados das correções de Lorens nas análises de raios-X atestam para os minerais existentes nos biofilmes.

CONCLUSÃO Os biofilmes estão formando e depositando minerais neoformados (biomineralização biologicamente induzida) como resultado da interação entre os microrganismos e o meio. A mineralogia geral é coerente com os produtos do intemperismo que ocorre na região.

AGRADECIMENTOS Nossos agradecimentos aos alunos bolsistas Bárbara Graciano Maceió, Vanessa de Lima Meert e Helder Leite, da Engenharia Ambiental, à Profª. MSc. Fátima Geisa Teixeira pelas análises de absorção atômica, da Engenharia Química do CEULM/ULBRA.

BIBLIOGRAFIA

- Banfield J. F. & Nealson K. H. (Eds.) 1997. *Geomicrobiology: interactions between microbes and minerals*. Mineral. Soc. of Am.a, Washington D.C., 447p.
- Little B.J.; Wagner A. P. & Lewandowski Z. 1997. Spacial relationship between bacteria and mineral surfaces. *In: J. F. Banfield & K. N. Nealson (eds.) Geomicrobiology: Interaction between microbes and minerals*. Min. Soc. of Am., Rev. in Mineral., 35: 123-160.
- Lowenstan H. A. & Werner S. 1989. *On biomineralization*. Oxford, University Press, 350p.
- Macedo J. A. B. de 2003. *Biofilmes bacterianos, uma preocupação da indústria farmacêutica*. Disponível em <<http://www.milknet.com.br/artigos/01/formacao.html>> Acesso em 03.05. 2003.
- Mittelstaedt L. T. 2002. *Estudo de macófitas e biofilmes em igarapés de Manaus*. Trabalho de Conclusão de Curso, Depto de Eng. Ambiental, Centro Universitário Luterano de Manaus, 70p.
- Moretti, P.E. 2003. *Biofilmes: Projeto Microrganismos*. Disponível em <http://www.fam.br/microrganismos/microbac_bifilmes.htm>, atualizado em 09/02/2003, acesso em 03/05/2003.
- Nancolas G. H. (Ed). 1982. *Biological mineralization and demineralization*. Heidelberg, Springer-Verlag, 416pp.
- Nealson K. H. & Stahl D. A. 1997. Micoorganisms and biogeochemical cycles: what can we learn from layered microbial communities? *In: Banfield & K. N. Nealson (eds.) Geomicrobiology: Interaction between microbes and minerals*. Min. Soc. of Am., Rev. in Mineral., 35, pp.: 5-34.
- Oliveira M. G. N. 1998. *Colonização inicial da comunidade epibentônica em substratos artificiais na ilha de Cabo Frio, Arraial do Cabo, RJ*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Biologia, UERJ, 98p.
- Pires, L. C. 1999. *Estudo de Biofilmes em Áreas de Mangue, Itaguaí, Distrito de Coroa Grande, Baía de Sepetiba, RJ* Tese de Doutorado, Geoquímica, Universidade Federal Fluminense, 150p.
- Simkiss K. & Wilbur K. M. 1982. *Biomineralization – Cell biology and mineral deposition*. Academic Press, New York, 337p.
- Zobell C. E. & Allen E. C. 1989. Attachment of marine bacteria to submerged slides. *Proc. Soc. Exp. Biol. Med.*, **30**: 1409-1411.

CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA DE UMA TOPOSEQUÊNCIA DE SOLOS NO CAMPUS UNIVERSITÁRIO DA UFAM

Meirelles M.C.S., Alecrim, J.D. & Carmo, M. R. do

Departamento de Geociências - DEGEO, Universidade Federal do Amazonas, Av. Gal. Rodrigo O. J. Ramos, 3000, Manaus – AM 69077-000; e-mail: jalecrim@ufam.edu.br; ; rosariacarmo@bol.com.br

RESUMO. Na área do Campus Universitário da UFAM, domínio litológico da Formação Alter do Chão, foi caracterizada a morfologia dos solos desenvolvidos sobre três superfícies geomórficas em sequência, com o objetivo de subsidiar o entendimento dos processos de formação desses solos. A descrição morfológica dos solos foi realizada numa topossequência, em três trincheiras localizadas no topo (P1), no terço inferior da encosta (P2) e no aluvião (P3), próximo ao igarapé. A variação da estrutura granular e porosa do horizonte Bw no topo para a estrutura em blocos do horizonte Bt que vai se espessando rumo à jusante, permite visualizar uma transformação lateral no solo dos dois primeiros compartimentos. No solo do baixo, as cores de gleização indicam encharcamento mantido pelo fluxo do igarapé. A caracterização detalhada da topossequência de solos mostra que estes não ocorrem como entidades dissociadas, existindo uma continuidade estrutural das camadas ao longo da encosta e outros tantos mecanismos definidos pelos atributos físicos, químicos e mineralógicos.

INTRODUÇÃO. Nestes últimos anos, a pesquisa geológica executada na área de Manaus e adjacências, inclui as características litológicas da Formação Alter do Chão, de idade cretácea. Assim, na área do Campus Universitário da UFAM predominam sedimentos argilosos avermelhados onde o teor da fração silte | argila é normalmente superior a 85% ,segundo Araujo *et al* (1996).A esses sedimentos esta associada uma cobertura pedológica pouco definida quanto a morfologia relacionada a superfície geomórfica A caracterização ampla de uma topossequência de solos, pode fornecer parâmetros para a compreensão do funcionamento e organização pedológica, ao longo de um perfil topográfico (Rocha & Cerri, 1994).Os trabalhos de reconhecimento de solos desse Campus Universitário evidenciam, na área de 591,97 ha de um baixo platô a ocorrência de uma diversidade de solos desde o muito argiloso ao arenoso, e em outras situações, hidromórficos e gleizados. O objetivo deste trabalho foi subsidiar o entendimento dos processos de formação dos solos, pela caracterização morfológica.

MATERIAL E MÉTODOS A morfologia dos solos foi descrita numa topossequência, de aproximadamente 300 metros de extensão em três trincheiras localizadas no topo (P1), no terço inferior da encosta (P2) e na aluvião (P3), que se encontra próximo ao igarapé. Os horizontes pedogênicos, espessura, cor, textura, estrutura, porosidade e consistência dos materiais foram identificados.

RESULTADOS E DISCUSSÃO. A descrição dos três perfis permitiu a visualização da sequência lateral e vertical dos horizontes dos solos na vertente. Encontra-se no Quadro 1 a síntese das características morfológicas determinadas para a área.

Quadro 1. Síntese das características morfológicas da topossequência estudada.

Perfil de topo da encosta						
Horizonte	Profundidade (cm)	Cor úmida	Textura	Estrutura	Consistência	Observações
A	0 – 7	10YR4/2	argila	fraca muito pequena, blocos angulares e subangulares	friável, plástico e pegajoso.	transição clara
AB	7 – 40	10YR5/4	muito argilosa	fraca, pequena a grande blocos angulares e subangulares	friável, plástico e pegajoso.	transição gradual
BW1	40-61	10YR6/6	muito argilosa	fraca, pequena a media granular blocos angulares e subangulares	friável, muito plástico e pegajoso	transição difusa
BW2	61-160+	10YR7/6	muito argilosa	fraca, pequena a média blocos angulares e subangulares	muito friável, plástico e pegajoso	-

Perfil da parte inferior da encosta						
Horizonte	Profundidade (cm)	Cor úmida	Textura	Estrutura	Consistência	Observações
A	0-13	10YR3/3	Areia franca	fraca, pequenos blocos subangulares	Muito friável, não plástico, não pegajoso	transição gradual
AB	13-58	10YR5/3	franco, argilo arenoso	fraca, pequenos blocos subangulares	friável, plástico e ligeiramente pegajoso	transição gradual
BA	58-76	10YR5/4	franco argilo arenoso	fraca, pequenos blocos subangulares	friável, plástico ligeiramente pegajoso	transição difusa
Bt1	76-94	10YR5/6	franco argilo arenoso	fraca, pequenos a médios blocos subangulares	friável, plástico e pegajoso	transição difusa
Bt2	94-180+	7,5YR6/8	franco argilo arenoso	fraca, pequenos a médios blocos subangulares	friável, plástico e pegajoso	-

Perfil da parte aluvial

Horizonte	Profundidade (cm)	Cor úmida	Textura	Estrutura	Consistência	Observações
A	0-18	10YR2/2	arenoso	granular	solto, não plástico e não pegajoso muito friável,	transição clara
Big	18-80	7,5YR3/2	Areno-argiloso	blocos arredondados e subangulares	não plástico e ligeiramente pegajoso muito friável,	transição gradual
Cg	80-97	7,5YR5/2	Areno-argiloso	blocos arredondados e subangulares	ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso Muito friável,	transição abrupta
C	97-135+	10YR6/3	Areno-argiloso	blocos subangulares	ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso	-

Nessa toposeqüência, pode-se observar que predomina o horizonte B, sendo que nas duas transecções horizontes Bw, do topo, com cores amarelas e estrutura granular e em blocos angulares e subangulares grada para um Bt da encosta, com cores variando do bruno ao amarelo-avermelhado e estrutura em blocos subangulares. Segundo Moniz (1996), a transformação da estrutura granular em bloco subangular ocorre por deformações plásticas induzidas pelo ciclo de umedecimento e de secagem. Assim, determina-se o sentido das alterações conhecendo a direção dos fluxos de água no interior do solo. Outro horizonte que recobre toda a toposeqüência é o A, que mostra profundidade média de 7 cm no topo da encosta, espessando-se para até 18 cm em direção jusante. Sua estruturação é em blocos angulares e subangulares, com cores variando do bruno-acizentado ao bruno-escuro, devido a dinâmica orgânica da serapilheira. O perfil da parte aluvial, muito mal drenado com forte gleização e um horizonte Big muito espesso, mostram origem advindo de aportes de colúviação e de aluvionamento.

CONCLUSÕES. A variação da estrutura granular e porosa do horizonte Bw, no topo, para a estrutura em blocos do horizonte Bt que vai se espessando rumo a jusante, permite visualizar uma transformação lateral nos solos dos dois primeiros compartimentos.

A caracterização detalhada da toposseqüência de solos mostra que estes não ocorrem como entidades dissociadas, existindo uma continuidade estrutural das camadas ao longo da encosta, e outros tantos mecanismos definidos pelos atributos físicos, químicos e mineralógicos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Araújo, R.L, Carvalho, J.S. & Fernandes Filho, L.A. 1991. A condutividade térmica em solos argilosos em Manaus. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 3, *Anais*, p. 350-360.
- Moniz, A.C. 1996. Evolução de conceitos no estudo da gênese de solos. R. Bras. Ci. Solo, 20 : 349-362.
- Rocha, G.C. & Cerri, C.C. 1994. Características e organização de uma toposseqüência de solos sobre rocha básica na Amazônia Brasileira. R. Bras. Ci. Solo 18 : 117-123.

CARACTERIZAÇÃO FÍSICO – QUÍMICA E QUÍMICA DAS ÁGUAS SUPERFICIAIS NA MINA PITINGA

¹Miranda A. S., ²Horbe A. M. C.

¹Mestranda em Geociências – UFAM. Fone (92) 9988-1391 quimica@yahoo.com.br;

²Universidade Federal do Amazonas – UFAM - ahorbe@fua.br

RESUMO Este trabalho objetiva caracterizar a composição química e físico-química das águas superficiais na região da Mina Pitinga (AM), verificando a contribuição dos Granitos Madeira e Água Boa na sua composição. A Mina de Pitinga localiza-se na porção NE do Amazonas, a 55 km leste da BR-174 (Manaus - Boa Vista), abrangendo a margem direita do Rio Pitinga (Fig.1). A área de coleta foi dividida em bacias, para que houvesse uma melhor correlação entre os corpos graníticos, região não mineralizada e seus afluentes. Na Bacia do Igarapé Tiaraju há uma predominância de elementos traços como As, Se e Pb em alguns pontos de coleta, além da predominância de F, K, Al e Na nos pontos localizados próximos ao corpo granítico. A Bacia do Rio Pitinga foi subdividida em duas: a sub-bacia do Granito Água Boa e a do rio Pitinga. As drenagens da sub-bacia do Granito Água Boa apresentam baixos teores de sais dissolvidos e concentrações significativas de Na e K. Enquanto que, a sub-bacia do rio Pitinga (área não mineralizada) apresenta um aumento na concentração de Ca, Mg, K e Na.

INTRODUÇÃO A região da Mina Pitinga, situada a 250 km de Manaus, é uma das mais ricas províncias minerais onde é explorado, desde de 1982, cassiterita e columbita, além de abrigar o único depósito, de grande porte, de criolita do mundo. Associados ocorrem o zircônio, a xenotima, a torita o ítrio e elementos terras raras (Daoud *et al.*, 1988; Lenharo, 1998).

A região da Mina Pitinga é muito complexa, sendo formada de rochas graníticas, vulcânicas e sedimentares, que constituem o Supergrupo Uatumã, Adamelito Água Branca, máficas da Formação Quarenta Ilhas, Formação Urupi e Suíte Intrusiva Abonari todas atribuídas ao período Proterozóico Médio do Pré-Cambriano (Costi & Dall’Agnol, 1999; Lenharo, 1998). Alguns elementos químicos associam-se a minerais tanto estáveis como instáveis ao intemperismo, que ao serem hidrolisados liberam seus íons para as águas superficiais.

A composição química das águas está diretamente associada aos tipos de rochas e influenciada pelos fatores ambientais como clima, efeitos bioquímicos, ciclos das plantas e animais macro e microscópicos, que determinam o transporte, a precipitação, a dissolução e a transformação das substâncias e, conseqüentemente a composição das águas (Feitosa, 1997). Com objetivo de determinar a influência das rochas e da mineralização sobre as águas superficiais da Mina Pitinga, onde foram coletados 30 amostras nas principais drenagens da área.

MATERIAIS E METODOS A coleta das águas foi realizada em agosto de 2002 que corresponde ao período de estiagem. Nas amostras foram analisados o pH, Eh, condutividade, oxigênio dissolvido e temperatura no campo com águas não filtradas, enquanto que as determinações de cloreto, sílica e metais (K, Ca, Mg, Na, Sn, Sr, As, Fe*, Al, F, Ni, B, Bi, Be, Ba, Th, Zr, Cr, U, Se, Pb, Cu, Mo, V, Co, Mn, Zn e Li) foram realizadas nos laboratórios de

Geoquímica da Universidade Federal do Amazonas e da Lakefield-Geosol com águas filtradas (0,45 μm). Utilizaram-se métodos de plasma de indução acoplada (ICP), com exceção do flúor, o qual foi determinado por potenciometria. O cloreto e a sílica por colorimetria.

RESULTADOS E DISCUSSÃO Neste trabalho a drenagem da Mina Pitinga foi dividida em duas bacias: a do Igarapé Tiarajú que deságua no rio Alalaú a oeste e a do rio Pitinga afluente do rio Uatumã a leste (Fig.1). A primeira bacia recebe águas cujas nascentes estão no Granito Madeira. A segunda bacia foi subdividida em duas para poder diferenciar as influências dos diferentes tipos de rochas que ocorrem na região: a sub-bacia do Água Boa com as drenagens

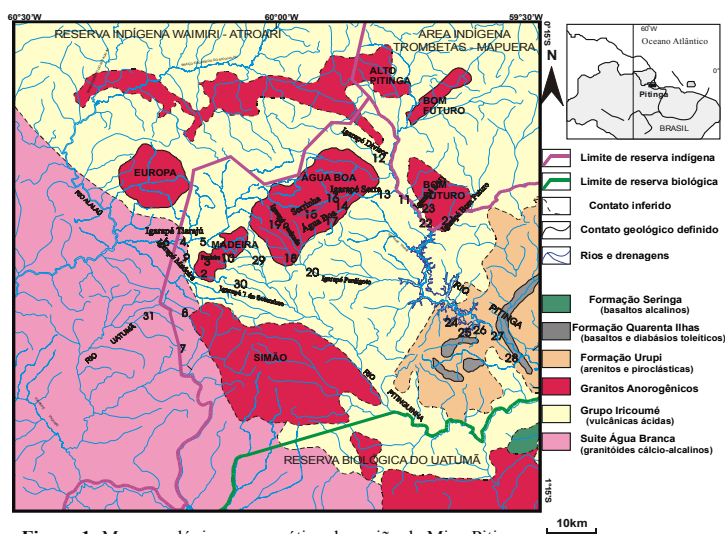


Figura 1: Mapa geológico esquemático da região da Mina Pitinga

provenientes do granito homônimo e a sub-bacia do Pitinga que engloba as demais drenagens que desembocam no mesmo (Fig.1). Alguns pontos foram desconsiderados a fim de otimizar os resultados. Elementos como o tório, lítio, zircônio, estrôncio, vanádio, estanho, cobalto, cobre, cromo, níquel, manganês e urânio, determinados por ICP, apresentaram valores abaixo do

limite de detecção do aparelho em todas as bacias.

Bacia do Igarapé Tiarajú Enquadram-se as seguintes drenagens: 4 de Novembro, Madeira, Jacutinga, Pitinguinha, 7 de Setembro, além do próprio Tiarajú, uma das drenagens da cabeceira do Uatumã, e os pontos 2, 3 e 10 que estão na cabeceira do Madeira, Paxiuba e o Jabuti, que correspondem a lagos artificiais que se formaram após a lavra do Granito Madeira e atualmente abastecem os respectivos igarapés.

A temperatura apresentou variação 24,5 – 32 °C, onde a maioria dos valores corresponde a locais com ausência de cobertura vegetal o que proporciona maior penetração dos raios solares. O pH médio encontrado neste grupo foi de 6,97 e o Eh 209,6mV caracterizando um ambiente levemente redutor. A condutividade apresentou variação na faixa de 8,5 a 26,50 $\mu\text{S}/\text{cm}$, de modo que os altos teores estão relacionados as vulcânicas (9,7,5) e aos lagos artificiais formados após a lavra (2,3,10). As taxas de oxigênio dissolvido variaram de 6,80(menor valor) a 9,30mg/L (maior valor), equivalem aos pontos 2 e 30, respectivamente.

A Figura 3 mostra que o flúor, o alumínio e o sódio são os constituintes mais abundantes nos pontos 2, 3 e 10, que estão próximos ao minério primário do Granito Madeira. O potássio é elevado nesses pontos e no 7 e 29. A concentrações de arsênio variaram do limite de detecção

(<0,02) a 0,18 mg/L, onde os maiores valores foram nos pontos 10 e 29 na ordem de 0,17 mg/L e 0,18 mg/L, respectivamente. Na Figura 4, quase todos os pontos desta bacia obtiveram altas concentrações de chumbo e selênio, e relação à outra bacia, na faixa de 0,14 – 0,33 mg/L e 0,11 – 0,18 mg/L, respectivamente. Com destaques para os pontos 5 e 10, que apresentaram valores de chumbo maior que o selênio. O boro foi encontrado em concentrações significativas nos pontos 9 e 7 com valores de 0,45 mg/L e 0,87 mg/L, respectivamente.

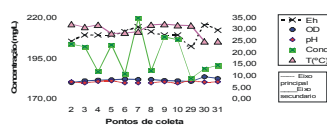


Figura 2: Variação do pH, Eh, Condutividade e temperatura nas águas da bacia do ig. Tiarajú

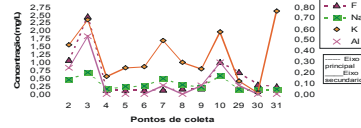


Figura 3: Variação dos elementos flúor, sódio, potássio e alumínio nas águas da bacia do ig. Tiarajú

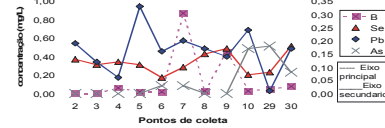


Figura 4: Variação dos elementos boro, selênio, chumbo e arsênio nas águas da bacia do ig. Tiarajú

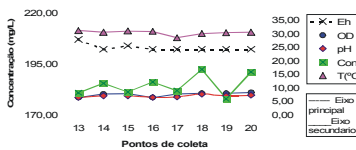


Figura 5: Variação do pH, Eh, Condutividade e temperatura nas águas da subbacia do Granito Água Boa

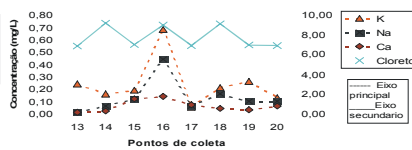


Figura 6: Variação dos elementos potássio, sódio, cálcio e cloreto nas águas da subbacia do Granito Água Boa

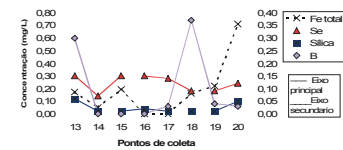


Figura 7: Variação dos elementos ferro, selênio, sílica e boro nas águas da subbacia do Granito Água Boa

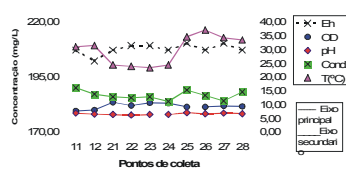


Figura 8: Variação do pH, Eh, Condutividade e temperatura nas águas da bacia do rio Pitinga

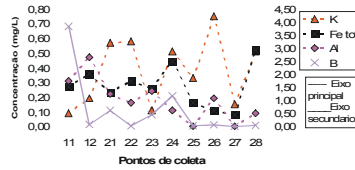


Figura 9: Variação dos elementos potássio, ferro, alumínio e boro nas águas da subbacia do rio Pitinga

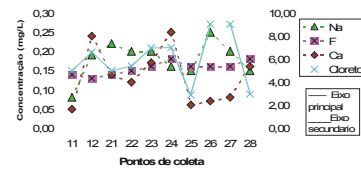


Figura 10: Variação dos elementos sódio, flúor, cálcio e cloreto nas águas da subbacia do rio Pitinga

Sub-bacia do Granito Água Boa Neste grupo enquadram-se as seguintes drenagens: Serra, Água Boa, Serrinha, Queixada e Perdigoto.

A figura 5 mostra que a temperatura variou de 28,4 – 31 °C, onde o menor valor encontrado foi no ponto 17, que corresponde a montante do igarapé Água Boa e o maior no ponto 13. O pH médio foi de 6,71, com exceção do ponto 18 com valor de 7,56 levemente alcalino. O Eh variou de 202 a 207mV caracterizando um ambiente levemente redutor e alcalino. A taxa de oxigênio dissolvido variou de 6,4 a 8,20 mg/L. Os valores de condutividade na faixa de 5,80 a 15,80 $\mu\text{S}/\text{cm}$ atesta maior pobreza em íons dissolvidos nessas águas, contudo são mais baixos que a bacia do ig. Tiarajú.

A figura 6 mostra que o potássio (entre 0,05 a 0,68mg/L) e o sódio (entre 0,01 a 0,44mg/L) são os constituintes mais abundantes, especialmente nos pontos 16, 19 e 18. O ferro apresentou valores relativamente altos, quando comparado com a bacia do ig. Tiarajú, na faixa de 0,16 mg/L a 0,71 mg/L, particularmente nos pontos 18 e 20. A presença de selênio nas amostras 13, 15 e 16, todos com teores de 0,15 mg/L. Na figura 7, o boro com concentrações de 0,30 mg/L e 0,37 mg/L, nos pontos 13 e 18, respectivamente, corresponde aos maiores valores.

Sub-bacia do Rio Pitinga Neste grupo enquadram-se as seguintes drenagens: Divisor, Pitinga, Bom Futuro e afluentes menores do rio Pitinga (Fig.1).

A figura 8 mostra que a temperatura variou de 23,1 – 31,20 °C, e o menor valor encontrado foi no ponto 23 e o maior valor no ponto 12. O pH médio foi de 6,34 e o Eh 207,5µS/cm caracterizando um ambiente levemente redutor a alcalino. A taxa de oxigênio dissolvido variou de 6,3 a 7,90 mg/L. A condutividade apresentou valores na faixa de 10,90 a 15,80 µS/cm. A figura 9 mostra que o potássio, ferro, e alumínio são os constituintes mais abundantes na maioria dos pontos. O boro com concentrações de 3,83mg/L (11), 0,62mg/L (21), 0,45 mg/L (23) e 1,16 mg/L (24), correspondendo aos maiores valores.

CONCLUSÕES A partir das análises da composição química e físico-química das águas superficiais da Mina Pitinga, conclui-se que:

- Na bacia do ig. Tiarajú existem três pontos em que o flúor apresenta concentrações expressivas, em relação aos outros pontos, na faixa de 1,07mg/L (2), 2,45mg/L (3) e 1,01mg/l (10). O comportamento físico-químico desta é similar ao da bacia do rio Pitinga, enquanto que a sub-bacia do Granito Água Boa é diferenciada por apresentar baixos teores de pH, Eh e condutividade. Na referente bacia os teores de sódio e potássio, nos pontos 2 a 10, são similares, assim como nos pontos 11 e 12 correspondentes a sub-bacia do rio Pitinga.
- Teores de boro foram encontrados em todas as bacias, sendo que os maiores valores correspondem aos pontos 11 (3,83mg/L) e 24 (1,16mg/L) referentes a sub-bacia do rio Pitinga e, o ponto 7 (0,87mg/L) referente a bacia do ig. Tiarajú;
- Concentrações de alumínio e sílica são predominantes na maioria dos pontos da bacia do ig. Tiarajú, cuja média foi de 0,108 mg/L para Al e 0,10 mg/L para sílica e, na subbacia do rio Pitinga, cuja média foi de 0,13mg/L para sílica e 0,17 mg/L para Al;
- A maior média de Pb foi encontrada na bacia do ig. Tiarajú (0,164 mg/L), enquanto que nas sub-bacias do rio Pitinga e do granito água boa foram de 0,07 mg/L e <0,01 (inferior ao limite de detecção);

Referências bibliográficas

- Costi, H. T. & Dall'agnol, R. 1999. Aspectos da Geologia e Petrografia do Albita – Granito da Mina do Pitinga, Amazonas, Brasil. In: SBG, Núcleo Norte, VI Simp. Geol. Amaz., 6, Manaus, *Anais*: 531-534
- Daoud, W.E.K. & Antonietto Jr., A. 1985. Geologia do Granito Estanífero água Boa, Pitinga (AM), In: SBG, Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 2, Belém. *Anais* 3: 17 – 33
- Feitosa, F.A.C. 1997. Hidrogeologia, Conceitos e Aplicações. CPRM, LABHID – Universidade Federal de Pernambuco. 412 p.

- Lenharo, S. L. R. 1998. Evolução Magmática e Modelo metalogénico dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil. *Tese* (Doutorado em Engenharia Mineral), Escola Politécnica da Universidade de São Paulo. 290 p.
- Veiga Junior, J.P.; Nunes A.C.B; Fernandes A.S.; Amaral, J.E.; Pessoa M.R.; Cruz S.A. 1979. Projeto Sulfetos do Uatumã: Relatório Final. DNPM/CPRM, Manaus, Vol. 7.

BALANÇO GEOQUÍMICO DE MASSA DAS ROCHAS HIDROTHERMALIZADAS DA ÁREA MINERALIZADA DO GRANITO SÃO JORGE JOVEM – PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS (PA)

Borges, R. M. K., Dall'Agnol, R., Lamarão, C. N. e Barros. C. E. M.

Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides – GPPG – Centro de Geociências/UFGA

RESUMO. O Granito São Jorge Jovem foi afetado por processos de intensa transformação hidrotermal, o que causou a formação de diferentes associações mineralógicas características da alteração propilítica e filica. Os fluidos hidrotermais responsáveis por estas transformações causaram desequilíbrios químicos na rocha original, em função da desestabilização de minerais primários do granito, gerando, conseqüentemente, um rearranjo na assinatura geoquímica das rochas hidrotermalizadas. Enquanto que na associação propilítica a mobilidade dos elementos foi muito restrita, na associação filica, representante do estágio mais avançado da alteração, os fluidos causaram uma intensa remobilização de Na₂O, CaO, Al₂O₃, SiO₂, Rb, Ba, Sr e ETR, além da precipitação de pirita e Au nas áreas mineralizadas em sulfetos.

INTRODUÇÃO. O Granito São Jorge Jovem (GSJJ) está inserido no contexto da Província Aurífera do Tapajós, ao sul do cráton Amazônico e apresenta uma idade Pb-Pb em zircão de 1891±3 Ma (Lamarão *et al.*, 2002). As mineralizações auríferas aí identificadas ocorrem na forma de Au incluso em pirita (Dall'Agnol *et al.*, em prep.). A fácies petrográfica predominante do GSJJ é um anfibólio-biotita-monzogranito cinza, de granulação média, constituído por K-feldspato, plagioclásio (andesina sódica a oligoclásio), biotita, anfibólio, titanita e opacos. Na área mineralizada foram identificadas duas associações mineralógicas representativas dos principais estágios da alteração hidrotermal que afetou este pluton: (a) associação propilítica, caracterizada por clorita, plagioclásio descalcificado ± carbonatos ± micas brancas ± biotita fina, e (b) associação filica, constituída por micas brancas (ilitas), carbonatos, pirita ± plagioclásio albitico ± clorita ± biotita muito fina.

MATERIAIS E MÉTODOS. O balanço geoquímico de massa foi realizado em amostras de testemunhos de uma malha de sondagem realizada pela empresa Rio Tinto Desenvolvidos Minerais (RTDM) na área mineralizada do garimpo São Jorge, situado nas proximidades de Vila Riozinho.

Os cálculos de perdas e ganhos absolutos de elementos maiores, traços e ETR que ocorreram durante a alteração hidrotermal do GSJJ na área mineralizada foram realizados através da utilização do método Isocon ou do diagrama das isóconas (Grant, 1986). O balanço foi realizado comparando-se amostras representativas das duas associações mineralógicas hidrotermais com uma amostra da associação mineralógica magmática, considerada como a amostra menos alterada, e mais próxima da composição química original do GSJJ na área mineralizada.

As evidências geológicas e petrográficas indicam que os processos hidrotermais que afetaram o GSJJ ocorreram sem mudanças no volume da rocha original. Em razão disso, adotou-se a isócona de volume constante para a análise das perdas e ganhos decorrentes da alteração hidrotermal.

RESULTADOS. Aplicação do método à formação da associação propilitica. Neste estágio hidrotermal, além da substituição total do anfibólio, ocorre a alteração da biotita. Ambos minerais são pseudomorfizados inteiramente, e a clorita (rica em Mg), acompanhada por quantidades variáveis mas não muito expressivas de carbonatos e micas brancas, passa a ser o principal mineral ferromagnésiano. O plagioclásio sofre alteração intensa, mostrando-se sempre descalcificado e substituído por micas brancas e carbonatos, assumindo uma coloração avermelhada muito característica que é responsável pela cor vermelha das rochas deste estágio (Dall’Agnol *et al.*, em prep.).

A avaliação das mudanças químicas durante a formação da associação propilitica foi realizada através do estudo comparativo da amostra F7-3 (protólito) com a amostra F4-11 (rocha alterada) (Fig. 1a). Nesta associação, os álcalis apresentaram pequenas mudanças químicas em decorrência da desestabilização dos feldspatos, principalmente dos plagioclásios. Na₂O e CaO foram levemente empobrecidos, enquanto que K₂O, apesar da destruição parcial do K-feldspato, sofreu um pequeno incremento em função de sua fixação na estrutura das micas brancas (ilitas). Os valores de perda ao fogo (P.F.) são indicativos de que uma quantidade razoável de componentes voláteis foi adicionada à rocha alterada (Fig. 1a).

Ba e Rb acompanharam o K, sendo incorporados nas micas brancas secundárias; Sr e Cl foram fortemente removidos da rocha, enquanto o Zr foi levemente removido. A sílica comportou-se como constituinte imóvel durante o processo, enquanto Al₂O₃ foi levemente removido.

Os ETR foram praticamente todos enriquecidos na rocha hidrotermalizada, à exceção do Lu. O enriquecimento dos ETR pesados foi relativamente maior do que os leves.

Aplicação do método à formação da associação filica. A associação filica é caracterizada pela presença de elevados conteúdos modais de micas brancas e carbonatos, bem como de pirita. Em amostra de mão, essas rochas assumem coloração rosa esverdeada ou verde rosada e associam-se com as principais zonas mineralizadas em sulfetos. Nesta associação, o plagioclásio magmático não mostra zoneamento e encontra-se impregnado por micas brancas e carbonatos, mas tem aspecto relativamente límpido e maclas nítidas, sendo interpretado como um plagioclásio albitico resultante do processo de descalcificação e reorganização do plagioclásio original (Dall’Agnol *et al.*, em prep.).

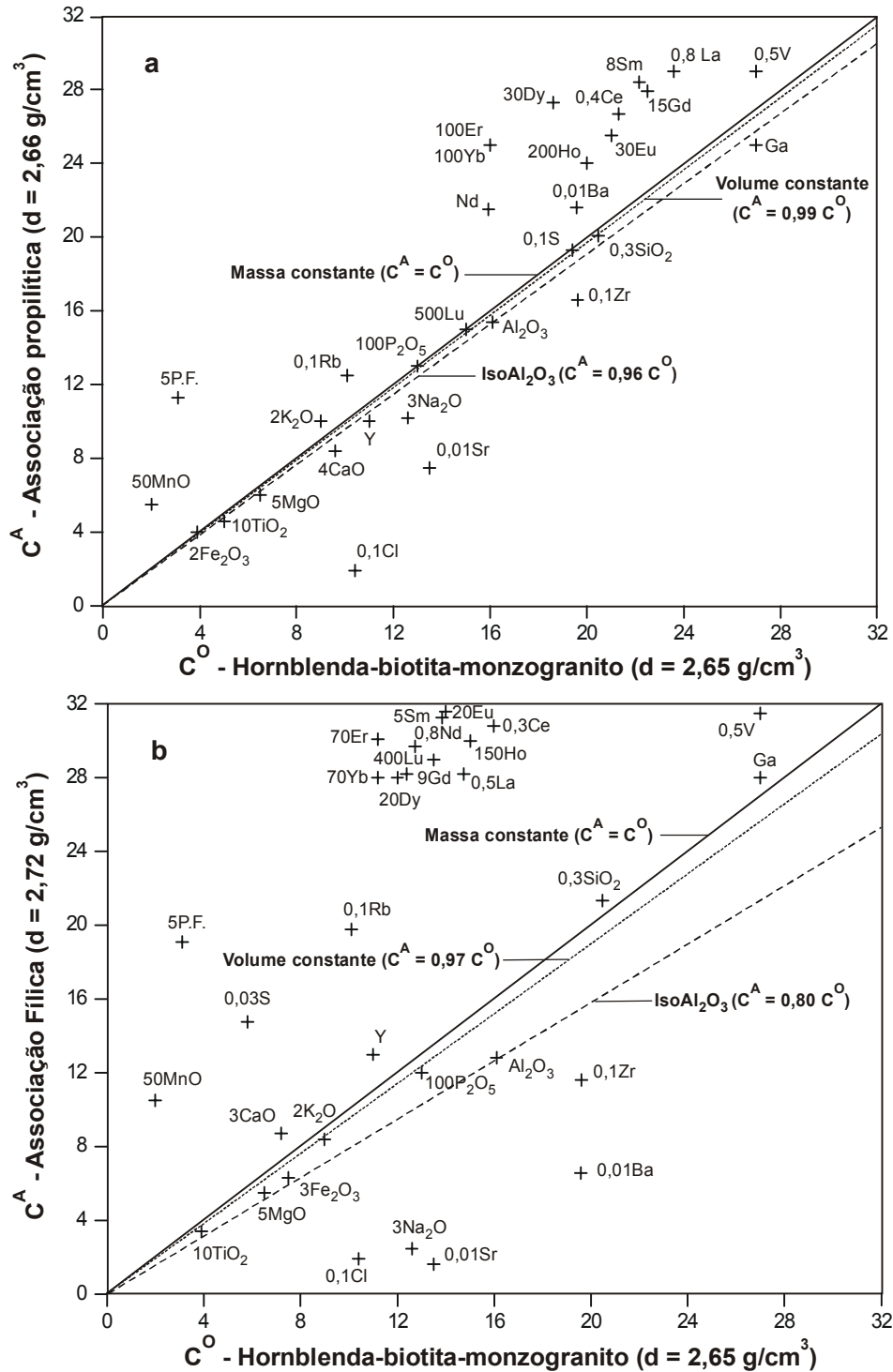


Figura 1. Diagramas de isóconas apresentando as variações químicas durante a formação das associações mineralógicas hidrotermais no Granito São Jorge Jovem. a) Balanço geoquímico do par: F7/3 (protólito) – F4/11 (rocha alterada: associação propilítica); b) Balanço geoquímico do par: F7/3 (protólito) – F4/7 (rocha alterada: associação filica).

O balanço de massa relacionado ao estágio de formação da associação filica foi realizado através da comparação da amostra F7-3 (protólito) com a amostra F4-7 (rocha alterada). O balanço geoquímico realizado indica que os processos responsáveis pela formação desta assembléia foram mais efetivos quanto à remobilização de componentes químicos, conforme

pode ser observado na Fig. 1b. Neste diagrama, observa-se o afastamento da isócona IsoAl_2O_3 das isóconas Isovolume e Isomassa, o que demonstra o comportamento móvel do Al durante este processo. Para que o Al fosse considerado imóvel, deveria ter ocorrido um aumento de 22% no volume e um aumento de 26% na massa do monzogranito. Segundo a hipótese de volume constante, considera-se que houve um aumento de 3% na massa da rocha original, o que justifica a maior densidade da rocha alterada.

Dentre os álcalis, o Na_2O foi o óxido mais remobilizado, sofrendo uma remoção de 80% na rocha alterada. Apesar dos plagioclásios terem sido desestabilizados, o CaO não foi removido da rocha hidrotermalizada, uma vez que foi fixado nos carbonatos. O K_2O foi redistribuído na rocha alterada, dando-se a sua fixação na estrutura das ilitas. Apesar do enriquecimento em quartzo desta amostra, a sílica sofreu apenas um leve enriquecimento, o que sugere que o SiO_2 foi redistribuído dentro da rocha alterada para a formação de quartzo hidrotermal. Enquanto o MnO foi intensamente enriquecido, Fe_2O_3 e MgO foram um pouco removidos do sistema. A formação da associação filica nesta amostra causou um grande incremento em voláteis, como demonstrado pelos altos valores de perda ao fogo.

A decomposição dos feldspatos causou a perda de Sr e Ba. O Rb foi igualmente liberado, sendo fixado nas micas brancas, apresentando um enriquecimento maior do que na associação propilítica. Y e S foram enriquecidos, enquanto Zr e Cl foram empobrecidos neste processo.

Durante a alteração filica, houve um grande enriquecimento em ETR na rocha alterada, principalmente nos terras raras pesados e intermediários.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES. As principais mudanças químicas decorrentes dos processos hidrotermais resultam principalmente da desestabilização do feldspato alcalino e do plagioclásio primários do monzogranito, que são intensamente transformados e substituídos por minerais secundários na área mineralizada. Em geral, Na_2O e K_2O são removidos ou parcialmente distribuídos dentre os minerais de alteração, sendo o K normalmente incorporado na ilita ou na biotita hidrotermal, enquanto que o Na é fixado na estrutura do plagioclásio descalcificado e reorganizado. O CaO , por outro lado, é remobilizado e fixado nos carbonatos. Durante estes rearranjos químicos, houve perda considerável de Ba e Sr; no entanto, o Rb foi relativamente enriquecido nas associações hidrotermais.

MgO , MnO e Fe_2O_3 são redistribuídos durante a formação de clorita na associação propilítica, ou de biotita hidrotermal, na associação filica. O Fe foi redistribuído nas zonas mineralizadas, durante a precipitação de pirita. Também houve o aporte de grandes quantidades de S, CO_2 e H_2O pelos fluidos hidrotermais.

O Al_2O_3 comportou-se como um componente praticamente imóvel nas associações propilíticas e foi parcialmente removido do sistema nas associações fílicas, em decorrência da maior desestabilização dos feldspatos magmáticos. Em linhas gerais, não houve um incremento em sílica nos processos hidrotermais, a não ser durante a formação da associação fílica, onde se observa a precipitação de quartzo secundário em algumas amostras.

Os elementos terras raras foram, em geral, todos enriquecidos nas associações propilítica e fílica, principalmente os ETR pesados. No entanto, em algumas amostras das associações fílicas ocorreu um empobrecimento dos ETR, principalmente dos leves. Este comportamento diferenciado dos ETR pode estar relacionado a variações nas características físico-químicas dos fluidos geradores das mineralizações auríferas.

Assim, o rearranjo químico decorrente das transformações hidrotermais na área mineralizada do GSJJ foi propiciado por fluidos que causaram o desequilíbrio dos feldspatos magmáticos, mas que, em geral, estiveram em equilíbrio com o quartzo do granito. Estes fluidos incorporaram componentes voláteis e S ao sistema hidrotermal como um todo, e causaram a precipitação de pirita e Au durante a formação da associação fílica, principalmente, e mais localmente nas associações propilíticas.

AGRADECIMENTOS. Esta pesquisa contou com o apoio da empresa Rio Tinto Desenvolvidos Minerais (RTDM) que forneceu apoio logístico e recursos, além de repassar informações inéditas. A empresa Target – Geologia e Mineração Ltda. e o DNPM também forneceram recursos para o presente projeto. Este foi financiado por FINEP-PADCT (PADCT III – Chamada GTM-01/97-02/02) e contou com a sustentação da Agência para o Desenvolvimento da Indústria Mineral Brasileira (ADIMB). UFPA, CNPq e CAPES também apoiaram a presente pesquisa através de auxílios e bolsas aos pós-graduandos (RMKB e CNL). Este trabalho é uma contribuição para o Núcleo PRONEX/CNPq (Proc. 66.2103/1998-0).

Referências

- Grant J.A. 1986. The isocon diagram – a simple solution to Gresen's equation for metasomatic alteration. *Econ. Geol.*, **81**:1976–1982.
- Lamarão C.N., Dall'Agnol, R., Lafon, J.M., Lima, E.F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Res.*, **119**: 189-223.

CARACTERIZAÇÃO GRANULOMETRICA E DA DENSIDADE DE PARTÍCULAS EM AMOSTRAS DE TERRAS PRETAS DE ÍNDIO

⁽¹⁾Barbosa, R.C.M. e ⁽²⁾Teixeira, W.G.

¹ Universidade Federal do Amazonas - Embrapa/CNPq – Bolsista de Iniciação Científica (mioceno@bol.com.br); ² Embrapa Amazônia Ocidental – Caixa Postal 319 – 69011-970 Manaus, AM. (lau@cpaa.embrapa.br)

RESUMO – Um solo típico da Amazônia, conhecido localmente como Terra Preta de Índio, vem chamando a atenção dos pesquisadores devido a sua elevada fertilidade. Esse estudo utilizou amostras de Terras Pretas de Índio e teve como objetivo comparar métodos para: determinação de densidade das partículas e análise granulométrica. Para a determinação de densidade foi usado o método do balão volumétrico e do picnômetro. Para a análise granulométrica foi utilizado o método da pipeta tendo como dispersante o NaOH e o Calgon. Na determinação da densidade de partículas foi constatado que ambos os métodos são equivalentes para amostras de Terra Preta. Para análise granulométrica, os resultados apresentados são preliminares e não foram conclusivos.

INTRODUÇÃO – Um tipo de solo típico da Amazônia vem chamando a atenção dos pesquisadores devido a sua elevada fertilidade. Esses solos são conhecidos localmente como Terra Preta, mas devido a presença de cerâmicas e de artefatos líticos de origem indígena são conhecidos também por Terra Preta de Índio. As Terras Pretas se caracterizam por apresentar cor escura, altos teores de fósforo, cálcio, magnésio, manganês, zinco e carbono o que lhe confere alta fertilidade natural (KERN & KÂMPF, 1989). A origem e a gênese das Terras Pretas ainda não foi bem esclarecida, mas atualmente existem duas hipóteses principais: a primeira, e atualmente mais aceita, refere-se a origem antrópica, isto é, as Terras Pretas são o resultado de acúmulo de resíduos orgânicos domésticos em torno dos assentamentos pré-colombianos; a segunda, considera a possibilidade de origem natural, neste caso, condições favoráveis de fertilidade destes sítios teriam atraído os assentamentos indígenas (KERN & KÂMPF, 1989). São encontrados em terra firme e situação topográfica que permite a boa visibilidade da região, ocupando normalmente 2-3 hectares; o horizonte superficial orgânico possui em média de 40 – 60 cm de espessura, alcançando, ocasionalmente até 2 m (SOMBROEK, 1966; SMITH, 1980). Esse estudo teve como objetivos verificar o efeito da matéria orgânica presente nas Terras Pretas de Índio, na determinação da densidade de partículas e na granulometria. Este estudo é parte de um projeto de caracterização das Terras Pretas de Índio num esforço de um melhor entendimento da sua gênese para assim, poder ser tentada sua replicação atendendo a necessidade de desenvolver solos férteis para a terra firme na Amazônia Central.

MATERIAIS E MÉTODOS – Nesse estudo, amostras de sítios de Terra Preta de Índio e de solos adjacentes foram coletadas para se constatar a influência da matéria orgânica

nas análises laboratoriais da densidade de partículas e granulometria através de um estudo comparativo de procedimentos. Utilizou-se as metodologia descritas no Manual de Métodos de Análise de Solos – EMBRAPA (1997). A significância da diferença entre os métodos para análise de partículas foi testada através de teste de t e análise de variância pelo programa SPSS 10.5.

RESULTADOS - Na Tabela 1 estão apresentados os dados da densidade de partículas de solos de Terra Preta de Índio com e sem matéria orgânica.

Tabela 1 – Tabela comparativa entre densidade de partículas de solos de Terra Preta de Índio com e sem matéria orgânica.

Localização – Classe de solo	g cm ⁻³		Carbono g Kg ⁻¹
	Com MO	Sem MO	
Parintins - Lago da Valéria - Terra Preta de Índio	2,41	2,64	40,00
Parintins - Lago da Valéria – Terra Preta de Índio	2,41	2,68	43,65
Parintins - Lago da Valéria – Terra Preta de Índio	2,38	2,53	66,19
Santarém – Cajutuba – Terra Preta de Índio	2,35	2,54	43,20
Santarém – Cajutuba – Terra Preta de Índio	2,17	2,57	114,79
Santarém – Cajutuba – Terra Preta de Índio	2,00	2,67	103,54
Santarém – Argissolo	2,47	2,55	47,37
Santarém – Argissolo	2,37	2,59	40,20
Santarém – Argissolo	2,37	2,57	47,41
Santarém – Argissolo	2,42	2,66	58,75
Santarém – Argissolo	2,43	2,62	53,11

MO = Matéria Orgânica

A Tabela 2 apresenta a densidade de partículas de amostras de Terra Preta de Índio obtida através do método do picnômetro e do método do balão volumétrico.

Tabela 2 – Densidade de partículas da Terra Preta de Índio por meio de dois métodos.

Localização / Repetição	Densidade (g cm ⁻³)	
	Picnômetro	Balão Volumétrico
Rio Preto da Eva - Sítio do Renato / 1	2,54	2,54
Rio Preto da Eva - Sítio do Renato / 2	2,57	2,61
Rio Preto da Eva - Sítio do Renato / 3	2,55	2,54
Rio Preto da Eva - Sítio do Renato / 4	2,60	2,67
Rio Preto da Eva - Sítio do Renato / 5	2,57	2,54
Rio Preto da Eva - Sítio do Renato / 6	2,54	2,67
Rio Preto da Eva - Sítio do Renato / 7	2,56	2,60
Rio Preto da Eva - Sítio do Renato / 8	2,59	2,50
Rio Preto da Eva - Sítio do Renato / 9	2,57	2,53
Rio Preto da Eva - Sítio do Renato / 10	2,55	2,65
Média	2,56	2,59
Desvio Padrão	0,02	0,06

A média do picnômetro não difere da média do balão pelo teste de t - p = 0,352

A Tabela 3 apresenta a análise granulométrica dos solos de Terra Preta utilizando os dispersantes Hidróxido de sódio e Calgon com e sem prévia destruição da matéria orgânica com Peróxido de Hidrogênio (H₂O₂).

Tabela 3 – Resultados das frações areia, silte e argila de amostras de Terra Preta de Índio utilizando os dispersantes Hidróxido de sódio e Calgon com e sem a prévia destruição da matéria orgânica com Peróxido de Hidrogênio (H_2O_2).

Identificação das Amostras	AREIA $g\ kg^{-1}$		SILTE $g\ kg^{-1}$	ARGILA $g\ kg^{-1}$
	GROSSA 2,00 - 0,20 mm	FINA 0,20 - 0,05 mm	0,05 - 0,002 mm	> 0,002 mm
H_2O_2 + Hidróxido de Sódio				
Aurélio (M \pm D)	585,86 \pm 17,35	220,80 \pm 17,01	72,04 \pm 11,35	121,30 \pm 3,99
Caldeirão (M \pm D)	389,55 \pm 9,50	207,36 \pm 11,51	129,80 \pm 25,26	173,30 \pm 28,79
Renato (M \pm D)	514,25 \pm 15,92	348,00 \pm 18,48	50,56 \pm 10,75	87,20 \pm 5,59
Hidróxido de Sódio				
Aurélio (M \pm D)	555,26 \pm 19,86	343,98 \pm 12,53	54,27 \pm 16,75	46,50 \pm 3,39
Caldeirão (M \pm D)	406,26 \pm 5,58	209,47 \pm 7,43	132,27 \pm 7,34	252,00 \pm 7,04
Renato (M \pm D)	628,44 \pm 20,38	238,05 \pm 14,65	65,51 \pm 7,66	68,00 \pm 2,78
H_2O_2 + Calgon				
Aurélio (M \pm D)	602,70 \pm 13,77	248,26 \pm 15,46	64,79 \pm 4,94	84,25 \pm 2,68
Caldeirão (M \pm D)	372,08 \pm 6,83	210,31 \pm 10,16	198,99 \pm 15,15	218,63 \pm 2,90
Renato (M \pm D)	535,32 \pm 18,36	343,09 \pm 10,06	70,00 \pm 5,26	51,60 \pm 7,14
Calgon				
Aurélio (M \pm D)	583,07 \pm 9,53	245,57 \pm 7,79	107,86 \pm 12,65	63,50 \pm 7,10
Caldeirão (M \pm D)	455,72 \pm 28,98	126,18 \pm 3,94	162,11 \pm 6,49	166,00 \pm 28,51
Renato (M \pm D)	462,68 \pm 24,45	217,02 \pm 3,46	161,93 \pm 6,48	158,38 \pm 22,85

M = Média Aritmética, D = Desvio Padrão

DISCUSSÃO: Densidade de partículas. Na Tabela 1 observa-se que amostras com maiores teores de matéria orgânica apresentam uma densidade menor que as amostras submetidas ao tratamento por destruição de matéria orgânica. Este fato é devido ao material orgânico TAIS como pequenos fragmentos de galhos, raízes, folhas, insetos, carvão e moléculas orgânicas (lignina, celulose, humina, etc) possuírem densidade menor que as dos minerais presentes no solo, e quando em elevados teores, contribuem para reduzir os valores da densidade média das partículas de uma amostra de solo. Na Tabela 2 observa-se que tanto no método do picnômetro quanto no método do balão volumétrico, os valores da densidade de partículas são semelhantes portanto, para solos de Terra Preta de Índio esses métodos parecem ser equivalentes. Fazendo um estudo comparativo entre os dois métodos observa-se que o desvio padrão no método do picnômetro é menor que no método do balão volumétrico indicando ser este método mais robusto e preciso. Sendo que o mesmo deve ser escolhido quanto necessita-se uma maior precisão nos resultados.

Granulometria. A eficiência de um dispersante pode ser avaliada pelo teores de argila obtidos comparando-se os resultados quando as amostras são submetidas submetidos a diferentes dispersantes. Neste estudo, além da comparação entre os dispersantes químicos, os solos foram também comparados quanto ao efeito da prévia destruição da matéria orgânica com Peróxido de hidrogênio (H_2O_2). Os dados apresentados aqui são resultados preliminares de uma pesquisa em adamento. As afirmativas de diferenças entre os tratamentos não são baseadas em testes estatísticos, mas numa simples análise das médias e de seus desvios padrões. Analisando a eficiência dos dois dispersantes em solos de Terra Preta na Tabela 3 foi possível observar os seguintes resultados: para o NaOH – Esse dispersante foi mais eficiente para a amostra provenientes de Iranduba - Caldeirão (com destruição prévia da matéria orgânica) e para a

amostras de Rio Preto da Eva - Sítio do Aurélio (sem a destruição prévia da matéria orgânica); para o Calgon – Esse dispersante foi mais eficiente para o Sítio do Aurélio – Rio Preto da Eva e para o Sítio do Renato – Iranduba. A destruição da matéria orgânica mostrou-se eficiente quando combinada com o NaOH para as amostras do Caldeirão e Sítio do Aurélio; a destruição da matéria orgânica combinada com o Calgon a exceção do sítio do Renato não se mostrou eficiente.

CONCLUSÃO – A presença de elevados teores de matéria orgânica reduz os valores encontrados na determinação da densidade de partículas minerais nas amostras de Terra Preta de Índio, portanto, torna-se necessário a sua destruição para análises destas amostras. Na obtenção da densidade de partículas em solos de Terra Preta de Índio, tanto o método do picnômetro quanto o método do balão volumétrico são equivalentes. O método do picnômetro é mais preciso e deverá ser realizado quando se espera obter dados mais precisos. O NaOH foi mais eficiente para amostras do Caldeirão – Iranduba e para o Sítio do Aurélio – Rio Preto da Eva. O Calgon apresentou uma maior eficiência para o Sítio do Renato – Rio Preto da Eva. Com estes resultados preliminares ainda não foi possível estabelecer um dispersante padrão para as Terras Pretas de Índio contudo, com a continuação dos estudos pretendemos determinar os procedimentos para a realização da análise granulométrica desses solos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- EMBRAPA, 1997. Manual de Métodos de Análise de Solos. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. 2ª Ed. Rio de Janeiro. 212p.
- Kern, D. C. & Kämpf, N., 1989. Efeitos de Antigos Assentamentos Indígenas na Formação de Solos com Terra Preta Arqueológicas na Região de Oriximiná-PA. Revista Brasileira de Ciência do Solo, 13. Campinas, p.219-25.
- Smith, N. J. H., 1980. Anthosols and Human Carrying Capacity in Amazônia. Annals of the Association of American Geography, 70, p. 553-566.
- Sombroek, W. G., 1966. Amazon Soils. A reconnaissance of the Soils of the Brazilian Amazon Region. Tese de Doutorado – Center for Agricultural Publications and Documentations.

HIDROGEOQUÍMICA DOS LAGOS DA REGIÃO CENTRAL DO ESTADO DO AMAZONAS

Santos A. G. da S., Horbe A.M.C.

Curso de Pós-Graduação em Geociências – Departamento de Geociências – Universidade Federal do Amazonas, Av. Gal. Rodrigo O. J. Ramos 3000, Japiim, 69077-000, Manaus – AM.
ana_gleice@hotmail.com

RESUMO Este trabalho mostra os resultados químicos e físico-químicos de drenagens de águas pretas que percolam os sedimentos da Formação Içá, localizados na parte central do estado do Amazonas. Os dados de pH, Eh, condutividade elétrica, dureza, acidez, alcalinidade, Cl, F, Na, K, Mg, Ca, Fe, SiO₂, Al, As, B, Ba, Bi, Cr, Cu, Li, Mo, Ni, Pb, Se, Sr, V, W e Zn revelam que o quimismo entre a bacia de Coari (que constitui os lagos Coari, Mamiá, Arauá e Urucu) e a de Badajós (lagos Badajós, Miuá e Piorini) são muito similares. Os lagos menores (Acará, Munguba e Jussara), localizados na antiga planície de inundação do rio Solimões, são semelhantes quimicamente às águas brancas deste e ao Purus. O que se pôde observar foi que, nem todas as águas classificadas como pretas são obrigatoriamente pobres em sais minerais, como ocorre com o rio Negro. A carga de elementos dissolvidos está relacionada diretamente a litologia da área.

INTRODUÇÃO O estudo da composição química de águas fluviais é de grande importância, uma vez que as águas doces do mundo têm um papel primordial para a existência humana. Há vários trabalhos acerca do quimismo das águas da Amazônia (Ungemach, 1967, Santos et al, 1984, Konhauser et al, 1993), no entanto, a maioria deles se localiza nos principais rios desta região (Solimões, Negro e Amazonas) de modo que muitas drenagens menores ainda não foram estudadas. Essas drenagens menores refletem a geoquímica local, ao contrário das maiores que recebem influência de vários afluentes, misturando diversos ambientes. A composição das águas continentais é determinada pela alteração química das rochas por onde estas águas percolam, pelo clima, vegetação, contribuição pluviométrica (Moreira-Nordemann, 1987) e ação antrópica. Dentre esses, os que têm maior influência é a contribuição litológica e a ação antrópica. Esta última não será levada em conta, por ter a região baixíssima densidade demográfica.

A região estudada se localiza na parte central do estado do Amazonas e o seu substrato é constituído predominantemente de arenitos, argilitos e conglomerados pertencentes à Formação Solimões (Nogueira et al neste simpósio). A drenagem é constituída na maior parte por rios e lagos de águas pretas divididas nas bacias de Coari (Mamiá, Arauá, Urucu e Coari) e Badajós (Badajós, Miuá e Piorini) que são lagos tipo ria (Fig.1). Também foram estudados lagos menores (Acará, Jussara e Munguba), de água preta, localizados na antiga planície de inundação do rio Solimões e as águas dos rios Solimões entre Tefé e Anori, além da jusante do Purus. Foi analisada, ainda, amostra de água da chuva, para verificar sua influência nas águas superficiais.

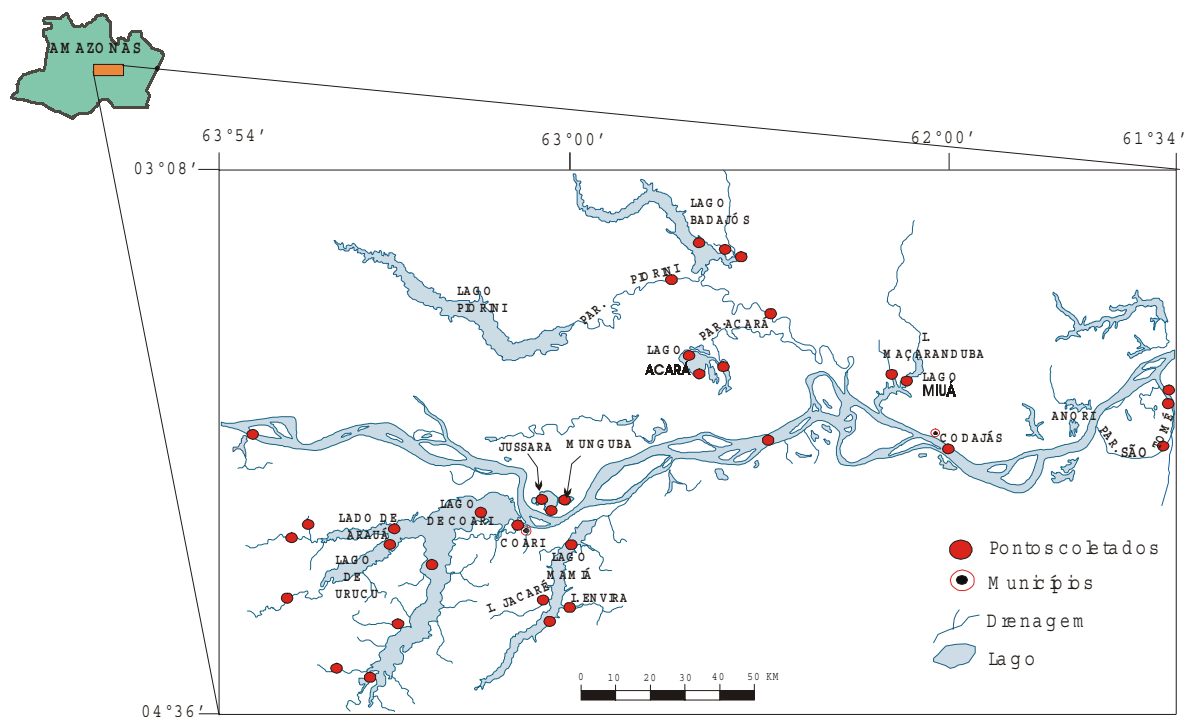
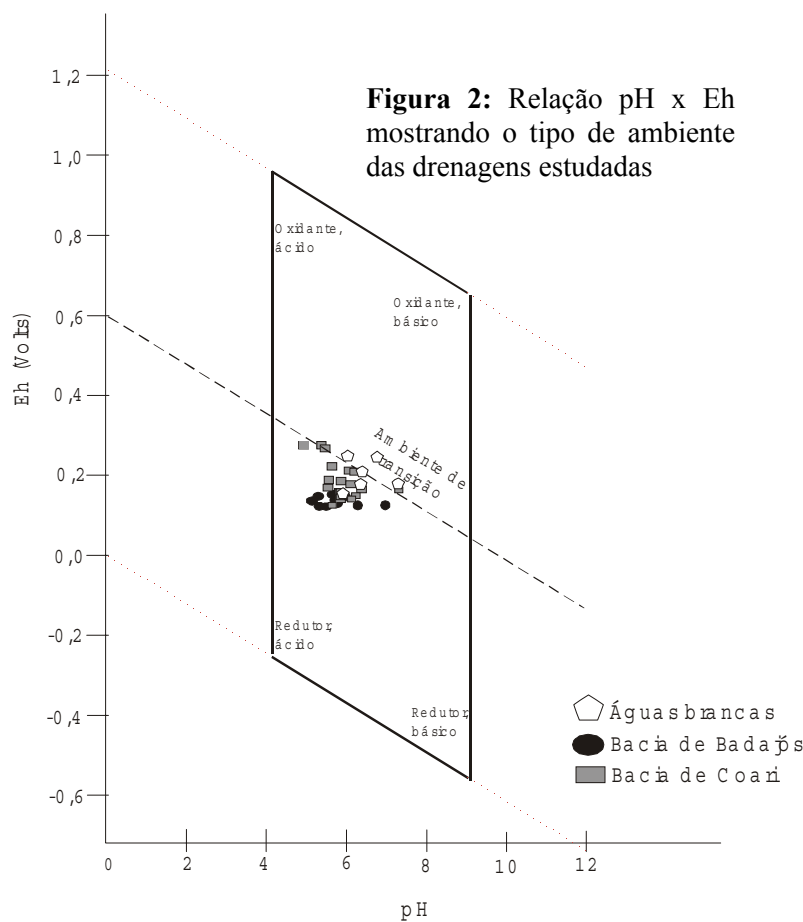


Fig. 1. Localização da área de estudo e pontos coletados

MATERIAIS E MÉTODOS As amostras de água foram coletadas em setembro de 2002 e guardadas em frascos de polietileno desmineralizados com ácido nítrico 25%. No local da coleta foram analisados pH, Eh e condutividade elétrica, uma vez, que esses parâmetros se modificam rapidamente. As amostras foram filtradas em membrana de vidro 45 μ m e submetidos a análises para determinação dos índices de dureza, acidez e alcalinidade, Cl e F. O restante da amostra foi acidificado e conservado resfriado para posterior análise de Na, K, Mg, Ca, Fe, SiO₂, Al, As, B, Ba, Bi, Cr, Cu, Li, Mo, Ni, Pb, Se, Sr, V, W e Zn, no laboratório de Geoquímica (DEGEO/UFAM) e na Lakefield-Geosol.

RESULTADOS E DISCUSSÃO As águas estudadas apresentam pH entre 4,89 a 7,22. As mais ácidas estão nas bacias de Badajós (5,53) e Coari (5,70), enquanto que os lagos menores tendem a neutralidade (6,33), assemelhando-se as águas brancas do Solimões (6,75) e Purus (6,25). Todos são menos ácidos que as águas do rio Negro (4,54) (Santos et al. 1997). Essa diferença de pH se deve ao fato de que na bacia do rio Negro os solos são mais pobres em álcalis (Martinelli et al, 1992). A água da chuva tem pH de 4,34, mais baixo que os da drenagem mas semelhante aos encontrados por Moreira-Nordemann et al (1986) para esse tipo de água na região Amazônica. O Eh é maior nas águas brancas do Purus, com média de +200 mV. Este parâmetro em relação ao pH demonstra um ambiente transicional à levemente redutor para todas as drenagens (Fig. 2).



As médias de condutividade elétrica crescem na seguinte ordem: Badajós (21,14 $\mu\text{S}/\text{cm}$) < Coari (21,22 $\mu\text{S}/\text{cm}$) < chuva (29,80 $\mu\text{S}/\text{cm}$) < Purus (58,36 $\mu\text{S}/\text{cm}$) < lagos menores (61,66 $\mu\text{S}/\text{cm}$) < Solimões (79,86 $\mu\text{S}/\text{cm}$).

O íon mais abundante é o HCO_3^- que representa 66% do total dos íons analisados. As médias foram de 8,53 mg/L, 10,31 mg/L, 25,76 mg/L, 29,25 mg/L e 22,20 mg/L para a bacia de

Badajós, Coari, lagos menores, rios Solimões e Purus, respectivamente. O segundo íon em abundância é a sílica predominando na bacia de Coari (7,78 mg/L), seguida pelos rios Solimões (3,97 mg/L), Purus (3,95 mg/L), lagos (3,89 mg/L) e a bacia de Badajós (1,74 mg/L). A água da chuva tem teor abaixo do limite de detecção (<0,01 mg/L) para sílica.

Os teores de Cl variaram de 0,97 mg/L a 8,15 mg/L para as bacias e os lagos menores. Por não drenarem rochas evaporíticas e ígneas (fontes desse elemento) esses valores podem estar associados à água da chuva (7,75 mg/L), conforme observado por Gaillardet et al. (1997).

A somatória de álcalis (Ca, Mg, Na e K) é de 2,64 mg/L, 2,99 mg/L, 5,59 mg/L e 5,64 mg/L para bacia de Coari, Badajós, lagos menores e águas brancas, respectivamente. Dentre estes o Ca predomina em todas as drenagens, com média de 1,00 mg/L, 2,42 mg/L, 3,05 mg/L e 3,15 mg/L, na mesma ordem que a somatória de álcalis. A água da chuva apresentou teor de 1,75 mg/L de álcalis.

Al e B estão abaixo do limite de detecção na bacia de Badajós e lagos menores. Nas demais drenagens o Al varia de 0,02 mg/L a 0,15 mg/L e o B de 0,01 mg/L a 0,91 mg/L. O Ba não tem variação significativa para águas brancas e pretas (0,01 mg/L a 0,02 mg/L). Pb e Se apresentaram médias similares nas drenagens estudadas variando de 0,01 mg/L a 0,19 mg/L.

Na bacia de Badajós o Fe está abaixo do limite de detecção (0,01 mg/L), enquanto que a bacia de Coari apresenta média de 0,11 mg/L, e os rios Solimões e Purus de 0,08 mg/L.

F e P apresentam-se uniformes em todas as drenagens com variação de apenas 0,01 mg/L a 0,05 mg/L para o primeiro e de 0,07 mg/L a 0,15 mg/L para o segundo. As médias para Sr são de 2,83 µg/L, 3,85 µg/L, 12,08 µg/L, 12,50 µg/L respectivamente para bacia de Coari, Badajós, lagos, e rios Solimões e Purus enquanto na chuva está abaixo do limite de detecção. Bi, Cr, Cu, Li, Mo, Ni, V, W e Zn estão abaixo do limite de detecção em todas as drenagens.

CONCLUSÃO As águas estudadas, de um modo geral, podem ser divididas em dois grupos. O primeiro constituindo as bacias de Coari e Badajós e o segundo constituído pelos lagos menores e os rios Solimões e Purus. No primeiro as águas têm menor concentração de sais dissolvidos e baixo pH. No segundo, os resultados encontrados para os rios Solimões e Purus já eram esperados, por terem águas brancas, ricas em sedimentos, no entanto, os lagos menores apesar de apresentarem águas pretas, suas composições químicas se enquadram melhor neste grupo. Esse fato é explicado por esses lagos drenarem sedimentos quaternários, depositados pelo Solimões, ricos em elementos solúveis. Entre os elementos encontrados nas drenagens estudadas destacam-se o bicarbonato, sílica, cloro e cálcio, sendo portando todas as drenagens classificadas como bicarbonatadas-cálcicas. A presença de cloro, uma vez que as águas não drenam formações salinas, está associada à chuva.

Bibliografia

- Gaillardet J., Dupré B., Allègre C. e Négrel P. 1997. *Chemical Geology* 142:141-173
- Konhauser K. O., Fyfe W. S. e Kronberg B. I. 1994. *Chemical Geology* 111:155-175
- Martinelli L. A., Dematte R. L., Richey J. E. e Devol A. H. 1992. *Applied Geochemistry* 8: 391-402.
- Santos U. M., Bringel S. R. B., Bergamin F. H., Ribeiro M. N. G. e Bananeira M. 1984. *Acta Amazônica*, 14: 222-237
- Ungemach H. 1967. *Atas do Simpósio sobre a Biota Amazônica* vol. 3, p. 221-226

PARTIÇÃO GEOQUÍMICA DE METAIS EM IGARAPÉS - MANAUS-AM

Silva, M. S. R.*, Santos, A.* e Pinto, A. G. N.*

*Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia. ssilva@inpa.gov.br

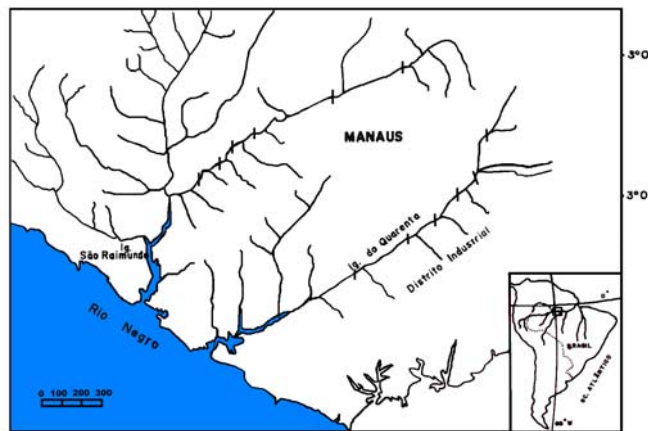
RESUMO: Foi observado o comportamento dos metais pesados Cu, Cr, Fe, Mn e Zn nos igarapés do Quarenta e de São Raimundo receptores de efluentes industriais e domésticos, localizados na área urbana de Manaus/AM e no garapé Barro Branco, situado na Reserva Florestal Adolfo Ducke, área rural, a 26 km de Manaus. Foram coletadas amostras de sedimentos de fundo durante o período de janeiro a dezembro de 1994 e determinados os metais por espectroscopia de Absorção Atômica. Nos sedimentos de fundo do igarapé do Quarenta os metais ferro (Fe) e cromo (Cr) encontram-se na sua maioria presos às partículas cristalinas e 94% do cobre (Cu) encontram-se disponíveis no ambiente, pronto para ser incorporado pela biota aquática. A geoquímica dos metais no igarapé Barro Branco (natural) apresentou comportamento diferente dos igarapés que de São Raimundo e do Quarenta, sob influência dos impactos provocados pela despejo de lixo, esgotos domésticos e efluentes industriais.

INTRODUÇÃO. Os metais de origem antropogênicas podem fixar-se nos sedimentos de fundo por adsorção às argilas, aos óxidos e hidróxidos de ferro e manganês, à matéria orgânica e ainda em solução e, à medida que aumenta a carga de poluente, pode ocorrer enriquecimento dos metais e das substâncias orgânicas no ambiente (Förstner & Wittmann, 1983). Podem estar disponíveis ou não aos organismos aquáticos, de acordo com sua forma química, oxidada na forma de hidróxidos ou reduzidos e assim liberados novamente ao meio.. Os teores de metais pesados nas águas ou sedimentos tendem a elevar sua concentração na biota dependendo do tipo de organismo, e da fase sólida transportada e ainda contribui para a poluição dos solos durante o ciclo sazonal com enriquecimento nestes ambientes (Morse et al., 1993). Este estudo objetiva avaliar a distribuição dos metais Cr, Cu, Fe, Mn e Zn assim como verificar em que forma estes metais se encontram nos sedimentos dos igarapés e avaliar a geoquímica comparando com os resultados de diferentes igarapés da região.

MATERIAL E METODOS: Foram coletadas amostras de sedimentos de fundo durante o período de janeiro a dezembro de 1994 nos igarapés do Quarenta e de São Raimundo receptores de efluentes industriais e domésticos, localizados na área urbana de Manaus/AM e no garapé Barro Branco, situado na Reserva Florestal Adolfo Ducke, área rural, a 26 km de Manaus (Figura 01). Os sedimentos coletados com auxílio de um amostrador draga tipo "Peterson" e acondicionadas em sacos plásticos. Para as determinações de metais pesados nos sedimentos as amostras foram peneiradas a úmido, para separação de silte e argila, com tamis de $63 \mu\text{m}$ e depois seca em estufa a temperatura <math><50 \text{ }^\circ\text{C}</math> utilizada 1g de sedimento seguida a técnica da partição química, base em Souza (1986) e adaptações propostas por Meguellatti et al., (1983), com a finalidade de se obter uma distribuição mais detalhada, identificando a forma química de

como encontram-se os metais Cr, Cu, Fe, Mn e Zn nos sedimentos de fundo, se estão disponíveis ou presos à rede cristalina dos argilominerais.

Figura 01: Mapa de dos pontos de coletas.



localização

RESULTADOS

DISCUSSÕES. O Cu na forma oxidável, aos óxidos e hidróxidos de manganês, em 70% do total, O Cu residual no igarapé

encontra-se associado ferro e (Figura 02).

Barro

Branco predominou com 30%, enquanto nos demais igarapés com apenas 5%. Nos ambientes que apresentam alteração em sua composição 94% do Cu encontra-se, pronto a ser assimilado pela flora e fauna aquática. As alterações na composição físico-química das águas influenciam o comportamento do Cu e modifica a forma química na qual está presente o que pode servir de diferenciação entre ambientes contaminados e não contaminados. O igarapé Barro Branco apresentou maior proporção do Cu residual (30%), semelhante aos valores encontrados por Depaula (1990) em sedimentos de rios de águas pretas na região. No igarapé Barro Branco, o Cr, nas diferentes fases químicas, mostra que existe um equilíbrio entre os processos físicos e químicos, constituindo, em média 50% do cromo preso ao retículo cristalino. Nestes pontos são observadas as maiores taxas de oxigênio dissolvido e não existem entradas de esgotos domésticos. O Cr residual nos diferentes igarapés, predomina com mais de 50% da média total. Gibbs (1977), estudando o Rio Amazonas, observou que 60% do cromo total é transportado em partículas cristalinas, e que o cromo disponível é em média 42%, e a forma orgânica está entre 31-37% e Depaula (1990) encontrou, em sedimentos de rios de águas claras, 80% do cobre na fase residual. O Cr teve comportamento diferenciado nas fases trocável, oxidável, redutível e residual nos sedimentos dos três igarapés, o que se supõe que alterações nas propriedades físicas e químicas das águas, influenciam a forma de como se encontra este metal. Nos igarapés do Barro Branco e de São Raimundo o ferro residual é superior a 80% (Figura 02). A predominância do Fe residual acima de 60%, indica uma forte tendência em assumir forma metálica, na qual se supõe que os sedimentos em suspensão são transportados na maior parte fixos às partículas cristalinas. Nos igarapés estudados, o ferro predominou na fase residual, proporção também observada em outras regiões (Souza, 1986; Lacerda et. al., 1989). No igarapé de São Raimundo e nas estações a jusante da iQ3 do igarapé do Quarenta, mais de 50% do

manganês encontram-se disponíveis, reflexo das modificações ambientais que facilmente liberam o manganês na forma trocável. O manganês no igarapé Barro Branco mostrou tendência a se fixar no retículo cristalino (Figura 02), proporção semelhante também observado por Depaula (1990) em sedimentos de rios de águas claras. O comportamento do manganês nos sistemas aquáticos está fortemente relacionado às mudanças ambientais como o teor de matéria orgânica, taxa de oxigênio dissolvido, pH e potencial redox (Silva, 1999). No igarapé Barro Branco, o Zn residual predominou em mais de 60%, mostrando que existe um equilíbrio entre os processos físicos e químicos. Nos igarapés de São Raimundo e do Quarenta, 60% do Zn encontram-se disponíveis no ambiente, predominando os processos químicos (Figura 02). A forma química de como o Zn se encontra no Barro Branco e nos igarapés do Quarenta e de São Raimundo, mostra que o Zn, em ambientes perturbados, tem tendência a ligar-se com os óxidos e hidróxidos de Fe-Mn., 25% do Zn na fase residual; Lacerda et al. (1989) encontrou, nos sedimentos do rio Madeira, 70% do Zn na fase residual; Depaula (1990) observou, em sedimentos de fundo de rios de águas claras, que o Zn residual predominou em 80%.

CONCLUSÃO: Na partição geoquímica, as concentrações das frações dos metais estudados apresentaram comportamento diferente entre o igarapé Barro Branco (natural) e os igarapés de São Raimundo e Quarenta. Na maioria das estações, 50% do Cr encontra-se na forma residual e nos locais de maior lançamentos de esgotos domésticos e efluentes industriais, o Cr encontra-se disponível no ambiente. O Cu em média mais de 90% encontra-se disponível, pronto para ser incorporado pela biota. A caracterização geoquímica dos sedimentos dos diferentes igarapés mostrou que este refletem heterogeneidade e evidenciam os distúrbios provocados pela utilização doméstica e industrial das bacias de drenagens.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Depaula, F. C. F. 1990. Geoquímica de Sedimentos do Rio Madeira-RO e de Alguns Afluentes da Margens Direita. Dissertação de Mestrado em Geoquímica. 76p. Instituto de Química, UFF, 1990.
- Förstner, U. & Wittmann, G T.W. 1983. Metal Pollution in the Aquatic Environment-Springer-Verlag. 486 p.
- Gibbs, R. J. 1977. Transport phases of transition metals in the Amazon and Yukon River. Geological Society of American Bulletin, 88: 829-843.
- Lacerda, L. D. de; Souza, C. M. M.; Pestana, M. H. D. 1989. Trace Metals Geochemical Associations in Sediments of a Non-Contaminated Estuary. Ciência e Cultura, 41(3): 301-304.
- Meguelliatti, N.; Robbe, D.; Marchandise, P.; Astruc, M. 1983. A New Chemical Extraction Procedure in the Fractionation of Heavy Metals in Sediments. Heidelberg, P.1090-1093.
- Morse, J. W.; Presley, B. J.; Taylor, R. J. 1993. Trace Metal Chemistry of Galveston Bay: Water, Sediments and Biota. Marine Environmental Research, Great Britain, 36: 1-37.

Souza, C. M. M. 1986. Estudo Comparativo da Distribuição Geoquímica de metais Pesados entre duas áreas Costeiras Contaminadas e uma não Contaminada, no Litoral Sul do Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado em Geoquímica. 60p.. Instituto de Química, UFF, 1986.

Silva, M.S.R.; Ramos, J.F.; Pinto, A .G.N. 1999. Metais de Transição nos sedimentos de igarapés de Manaus-AM. Acta Limnologica Brasiliensia, vol. 11(2) 89-100.

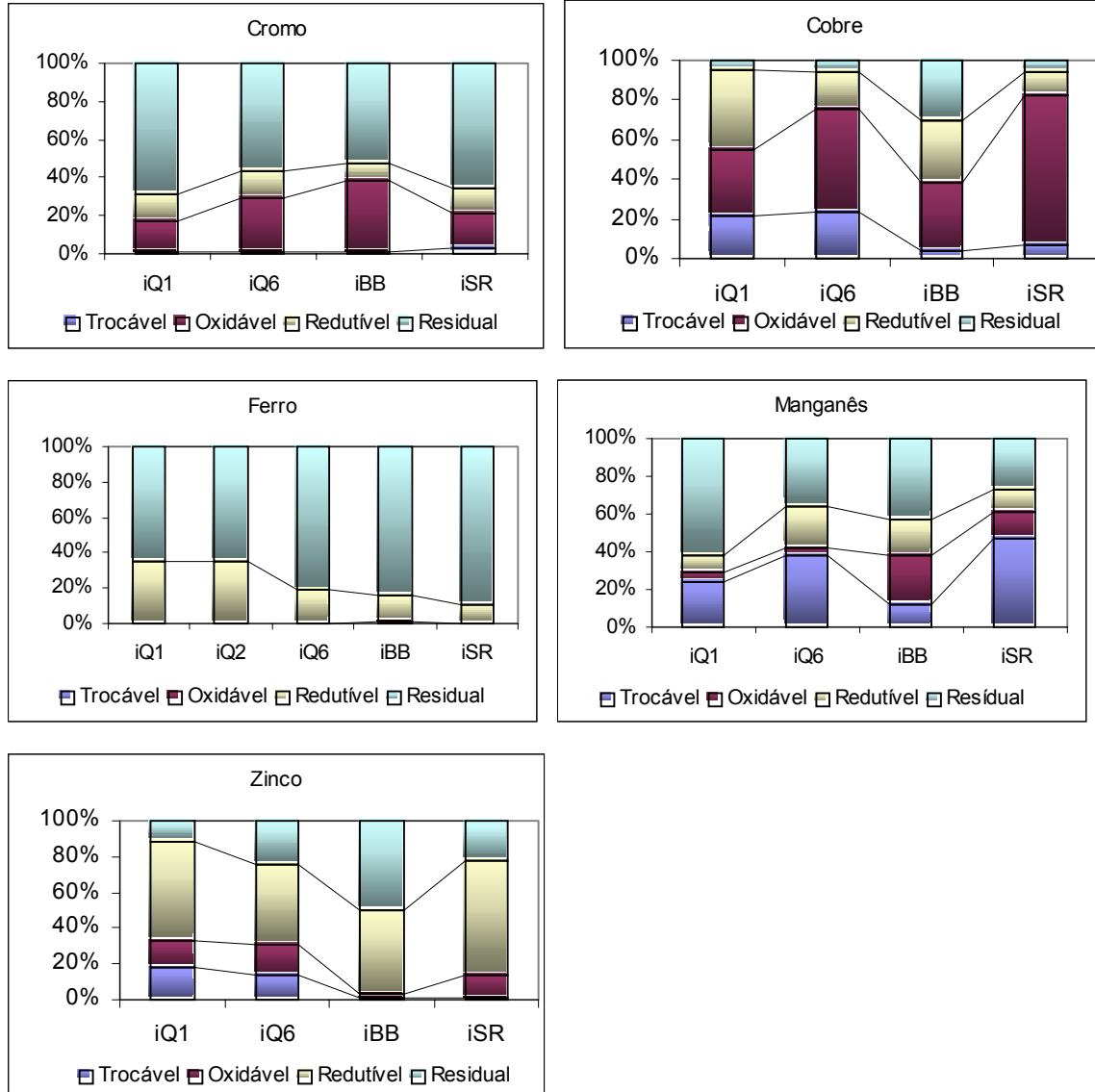


Figura 02: Partição geoquímica do Cr, Cu, Fe, Mn e Zn nos igarapés do Quarenta, de São Raimundo e Barro Branco.

QUALIDADE GEOQUÍMICA AMBIENTAL DO SEDIMENTO DE FUNDO DA PLATAFORMA CONTINENTAL DO AMAZONAS, COM RELAÇÃO À PRESENÇA DE METAIS PESADOS

^{1,2}Siqueira G. W., ³Lima W. N., ³Lima E. A. R., ¹Mendes A. S., ²Braga E. S., ⁴Aprile F. M.

¹Departamento de Química da Universidade Federal do Pará –UFPA- (gilmar@ufpa.br); ²Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (IO/USP), SP-Butantã-Brasil; ³Departamento de Química e Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (UFPA); ⁴Instituto Nacional de Pesquisa da Amazônia (INPA), Manaus-AM-Brasil.

RESUMO Este estudo foi realizado na Plataforma Continental do Amazonas (PCA) no trecho entre os cabos Orange (AP) e Maguari (PA), compreendido entre as isóbatas de 19 a 100 m. Amostras de sedimentos de fundo foram coletadas e avaliadas a qualidade geoquímica ambiental, com relação à presença de metais pesados (As, Ba, Li, V, Pb, Ni, Cr, Zn, Sr, Cu e Co). Os elementos Fe, Mn e Al foram utilizados como suporte geoquímico neste estudo. Os indicadores estatísticos mostraram clara associação entre os metais com os elementos Fe e Mn, evidenciando em princípio mecanismos de adsorção e/ou co-precipitação com os minerais secundários e/ou oxi-hidróxidos de Fe e Mn. Já as correlações observadas entre os metais e o Al indicam que possivelmente as assembléias mineralógicas e/ou argilominerais existentes no compartimento de fundo dessa plataforma, são sumidouros em potencial para os metais pesados estudados. Os índices de geocumulação calculados mostram que as condições naturais ainda predominam nesse ecossistema, com exceção para as anomalias de chumbo e arsênio observadas.

INTRODUÇÃO O rio Amazonas é o maior do planeta em vazão, com volume variando de 120 milhões a 200 milhões de litros de água por segundo, e também em termos de área de drenagem, com cerca de 7 milhões de km², ou seja, 40 % do continente sul-americano. Como assinalado por Meade *et al.* (1985), o suprimento sedimentar fornecido pelo rio Amazonas à plataforma está avaliado em 11 a 13 x 10⁸ ton/ano. Em materiais totais representam em termos globais, 18 % de água doce de todos os rios do mundo (Oltman, 1968) e 10 % dos sedimentos fluviais (Meade *et al.* 1985) para 8 % dos sólidos dissolvidos (Gibbs, 1972). Para Seyler & Boaventura (2001), dos sedimentos transportados pelo rio Amazonas, 97 % provém das drenagens originárias nos Andes, sendo 62 % pelo rio Solimões, provenientes dos Andes peruanos e 35 % pelo rio Madeira, oriundos dos Andes bolivianos. Os demais 3 % de sedimentos são originários da plataforma cristalina. O segundo rio do sistema da foz do Amazonas em importância é o rio Pará, formado pela confluência de um ramo do Amazonas com o rio Tocantins. O presente trabalho tem como objetivo, o estudo geoquímico de As, Ba, Li, V, Pb, Ni, Cr, Zn, Sr, Cu, Co, Fe, Mn e Al, sobre os depósitos que constituem a cobertura sedimentar recente da PCA entre os cabos Orange (AP) e Maguari (PA). Foram selecionados 20 pontos na região entre as isóbatas de 19 a 100 m (47°52'18''W - 4°19'06''N e 51°04'24''W - 2°16'12''S).

Metodologia Para obtenção dos sedimentos foram utilizados “pegadores” dos tipos “Van Veen” e “Box Corer”. Os teores de As foram obtidos via geração de hidretos. Já as concentrações dos

outros elementos químicos foram determinadas segundo metodologia de Förstner & Salomons (1980). A ICP/AES foi a técnica empregada para a determinação quantitativa dos elementos químicos. O índice de geoacumulação (I_{geo}), foi usado como metodologia de avaliação ambiental de acordo com Müller, 1979 *apud* Förstner (1990). Foi aplicado um estudo estatístico nos dados obtidos conforme proposto por Davis (1973).

RESULTADOS E DISCUSSÃO As concentrações de Fe oscilaram entre 0,60-4,60 % com média de $3,85 \pm 1,02$ %. De certa forma, os teores desse elemento apresentam-se relativamente homogêneos, destacam-se os pontos 1, 2, 3, 4, 6, 7, 8, 11, 12, 13, 18 e 19 com valores maiores que 4 %. Os teores de Mn oscilaram entre 0,09-0,10 % com média de $0,06 \pm 0,02$ % para o sistema como um todo. Os valores de Al variaram entre 1,40-6,10 %, o teor médio determinado para esse elemento foi de $5,43 \pm 1,04$ %. Os teores de As obtidos variaram entre 2,0 a 27,0 $\mu\text{g/g}$, com média de 17,65 $\mu\text{g/g}$. A média obtida nesse trabalho ultrapassou em cerca de 10 vezes o valor editado por Wedepohl (1995) de 1,7 $\mu\text{g/g}$ de arsênio para crosta da Terra. Para o Ba, notou-se uma tendência de enriquecimento desse metal no sentido da região mais costeira, e que a isóbata de 20 m apresenta o maior teor de Ba em cerca de 360 $\mu\text{g/g}$. Os valores mais baixos (< 280 $\mu\text{g/g}$) localizam-se na plataforma mais externa (~100 m de profundidade). O Li apresentou um crescimento em direção a costa, sugerindo assim associação desse metal por sedimentos pelíticos. O ponto 3 (isóbata de 20 m) apresenta o maior teor de Li com cerca de 74 $\mu\text{g/g}$. O teor médio encontrado para Li foi de 57 ± 16 $\mu\text{g/g}$. Para o V os teores oscilaram entre 9,8 a 147 $\mu\text{g/g}$. Observou-se que V seguiu a mesma tendência que a maioria dos outros elementos metálicos, com um enriquecimento no sentido “*onshore*” da plataforma e para um decréscimo nos seus teores já em direção “*offshore*”. O teor médio determinado de V foi de 117 ± 33 $\mu\text{g/g}$. A variação dos teores de Ni ocorreu entre 3 a 34 $\mu\text{g/g}$, com os teores mais elevados (> 30 $\mu\text{g/g}$) concentrados na plataforma mais interna (isóbata de 20 m). A média de Ni foi 27 ± 7 $\mu\text{g/g}$. Os teores mínimo e máximo de Pb corresponderam aos valores de 10 a 108 $\mu\text{g/g}$, respectivamente. Os pontos 1, 2, 3, 4, 7 e 8 constituindo um perfil mais ao norte da plataforma mais interna (~20 m de profundidade), apresentam teores mais elevados (>100 $\mu\text{g/g}$). Aparecem valores relativamente elevados de Pb na plataforma média (> 60 $\mu\text{g/g}$). Os teores mais baixos de Pb (< 10 $\mu\text{g/g}$), distribuem-se na plataforma mais externa (~100 m de profundidade), definindo ainda pequenas manchas relativamente fora da costa. A média de Pb foi de 84 ± 23 $\mu\text{g/g}$. O Cr variou entre um mínimo de 13 a 80 $\mu\text{g/g}$, e de uma certa forma apresentou uma distribuição idêntica a Zn, a Pb e ao V. Observa-se uma banda de teores mais significativos de Cr (> 50 $\mu\text{g/g}$) bastante homogênea em toda área estudada. Os teores de Zn oscilaram entre 10 a 135 $\mu\text{g/g}$ com média de

$109 \pm 28 \mu\text{g/g}$. As concentrações de Cu variaram entre 3 a $47 \mu\text{g/g}$, com média de $34 \pm 9 \mu\text{g/g}$. Os teores de mínimo e máximo de Co variaram de 8 a $23 \mu\text{g/g}$. Os teores mais elevados ($> 25 \mu\text{g/g}$) apresentam-se nas amostras dos perfis que limitam a área da plataforma mais interna (~ 20 m de profundidade). Notou-se que a distribuição das concentrações de Co foi muito semelhante àquela observada para o Cu. Os valores mais baixos ($< 20 \mu\text{g/g}$) localizam-se na plataforma média e externa. Os teores de Sr oscilaram entre um mínimo de $52 \mu\text{g/g}$ a um máximo de $584 \mu\text{g/g}$, observou-se que o ponto 20 (isóbata de 32 m) apresentou o núcleo mais acentuado para esse metal. A média de Sr determinado no trabalho atual foi de $180 \mu\text{g/g}$. Em trabalho de Siqueira (2003) nesta região, foi observados uma correlação direta de Sr com o elemento Ca, indicando uma possível associação com o mineral de calcita.

O As e o Pb foram os únicos elementos que apresentaram um certo enriquecimento indo de ausente à moderado e moderado, respectivamente, baseados no critério ambiental adotado (índice de geoacumulação).

Os dados obtidos da Análise de Correlação Pearson mostraram que as melhores correlações ($R > 0,90$) foram encontradas entre Fe, Mn *versus* As, Ba, Li, V, Pb, Ni, Cr, Zn, Sr, Cu e Co, sugerindo uma associação desses metais nas formas de seus oxi-hidróxidos e óxidos hidratados. Verificou-se uma forte correlação ($R > 0,90$) entre As, Ba, Li, V, Pb, Ni, Cr, Zn, Sr, Cu e Co com relação ao Al. Essas correlações mostraram que esses metais podem estar associados aos minerais (primários e secundários) formadores das rochas.

CONCLUSÕES

- No geral foi observada a diminuição e/ou diluição nos teores dos elementos químicos estudados em direção a quebra da plataforma, em função de uma possível perda de capacidade de transporte de sedimentos pelos rios Amazonas e Pará, além do efeito de diluição do substrato marinho e de origem biogênica.
- De todos os metais o Sr foi o único que mostrou um certo enriquecimento em direção “*offshore*”, sendo que, os teores de Pb ultrapassaram o teor da crosta da Terra, indicando, que há um incremento desse metal no ambiente sedimentar, é aventado a hipótese de que a grande diversidade de minerais pesados existentes nessa região sejam sumidouro em potencial para este metal. Já os teores de As observados nos sedimentos amostrados, revela que além do “*input*” natural, há uma contribuição significativa desse metalóide para essa região, com a possível área fonte os rejeitos de minério de Mn contaminados por As, provenientes da Serra do Navio (AP), estocados a “*céu aberto*”.
- As correlações lineares observadas entre os metais *versus* Fe e Mn mostram que esses elementos metálicos podem tanto co-precipitar com os compostos de Fe e Mn ou ser

subseqüentemente adsorvidos em suas superfícies. No primeiro caso, eles são possivelmente incorporados ao retículo cristalino dos oxi-hidróxidos e óxidos hidratados amorfos ou finamente cristalizados por substituição isomórfica.

- Já as correlações encontradas entre os metais *versus* Al indicam que provavelmente esses elementos metálicos são capturados na interface água-sedimento pelo mecanismo de adsorção aos argilominerais.
- De acordo com o critério de avaliação ambiental utilizado, o As e o Pb foram os que mais chamaram atenção pelo fato de ter tido uma classificação de ausente à moderada e tendo um possível efeito de fonte adicional para a região ($I_{\text{geo}}=1$ a 2), mas de certa forma, ficou caracterizado que existe uma tendência que os outros metais os seus conteúdos estejam ligados aos seus estados naturais.

AGRADECIMENTOS A Pós-Graduação em Oceanografia da Universidade de São Paulo, ao PICDT/CAPES//UFPA e ao REVIZEE/CIRM/MMM/CNPq. Este trabalho faz parte da tese de Doutorado do primeiro autor.

Referências Bibliográficas

- Davis, J. C. 1973. *Statistics and data analysis in geology*. New York, John Willey & Sons, Ins, 550p.
- Förstner, U & Salomons, W. 1980. Trace metal analysis on polluted sediments. Part I: Assessment of source and intensities. *Environ. Techno. Letter* : 494 -505
- Förstner, U 1990. Inorganic chemistry and elemental speciation. *In*: Baudo, R.; J. P. Giesy.; H. Muntau [Eds] *Sediments: chemistry and toxicity of in-place pollutants*. Boca Raton: Lewis Publishers, 61-105
- Gibbs, R. J. 1972. Circulation in the Amazon river. *Geoche. Cosmo. Acta*, 36: 1061-1066
- Meade, R. H.; Dunne, T.; Richey, U. M. S, Salati, E. 1985. Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon river of Brazil. *Science*, 228:488-490
- Oltman, R. E. 1968. Reconnaissance investigations of the discharge and water quality of the Amazon River. Circular 5521, *U.S. Geological Survey*, Washington, 16p.
- Seyler, P. T, Boaventura, G. R. 2001. Trace elements in the mainstream Amazon River. *In*: “*The biogeochemistry of the Amazon basin*” [Eds] McClain, M. E.; F. R. L, Victoria & J. E. Richey. p:307-327.
- Siqueira, G. W. 2003. *Estudo dos teores de metais pesados e outros elementos em sedimentos superficiais do Sistema Estuarino de Santos (Baixada Santista/São Paulo) e Plataforma Continental do Amazonas (Margem Continental Norte)*. Tese de Doutorado. IO,USP,SP,308p (submetida).
- Wedepohl, K. H. 1995. The composition of the continental crust. *Geoche. Cosmo. Acta*, 59 (7):1277-1232.

INFLUÊNCIA DA MATÉRIA ORGÂNICA E DOS OXI-HIDRÓXIDOS DE FERRO E MANGANÊS NA DISTRIBUIÇÃO GEOQUÍMICA DE METAIS PESADOS (Pb, Ni, Cu, Zn e Cr) NOS SEDIMENTOS DE FUNDO DO CANAL SÃO JOAQUIM (BACIA HIDROGRÁFICA DO UNA - BELÉM/PA)

¹Siqueira G. W., ²Cristino M. G. G., ¹Mendes A. S., ²Filho G. N. R., ³Mescouto C. S. T.,
³Mergulhão E. P., ³Pinto L. G. C., ³Silva S. C. M da, ⁴Farias V. C. da R.

¹Departamento de Química da UFPA (gilmar@ufpa.br); ²Curso de Pós-Graduação em Química da UFPA;

³Curso de Graduação em Química Industrial da UFPA; ⁴Curso de Graduação em Oceanografia da UFPA

RESUMO Este trabalho foi realizado no canal São Joaquim, um dos afluentes da Bacia Hidrográfica do Una (PA). Os metais determinados foram Pb, Ni, Cu, Zn e Cr. A matéria orgânica (MO) e os elementos Fe e Mn foram utilizados como suporte geoquímico neste estudo. As coletas foram realizadas nos meses de junho e julho de 2002 (verão). Os resultados obtidos para os pares Ni-Cr, Pb-Zn, Pb-Cu, Zn-Cu ($r > 0,80$) e os pares Ni-Zn, Ni-Cu e Cr-Zn ($r > 0,50$), indicam enriquecimentos semelhantes para esses metais nesta região. Com efeito, quando se interpreta os resultados relacionados para os pares de Cr-Fe (0,83), Ni-Fe (0,54), Pb-Fe (0,50), Pb-Mn (0,75), Zn-Mn (0,75), Pb-Cu (0,73), pode justificar alguma associação com óxidos hidratados e hidróxidos de Fe e Mn. Já os coeficientes lineares obtidos entre a MO e os elementos metálicos Pb, Ni, Cu, Zn e Cr foram bastantes baixos, indicando que não há uma relação direta de causa *versus* efeito entre a MO e os metais supracitados.

INTRODUÇÃO A matéria orgânica proveniente dos produtos da decomposição de material de natureza coloidal e solúvel desempenha um importante papel na mobilização de elementos metálicos, podendo tanto facilitar a ligação entre metais pesados e os sítios de adsorção, como também competir igualmente com esses materiais por espécies de elementos metálicos solúveis (Salomons & Förstner, 1984). O papel dos oxi-hidróxidos de Fe e Mn como fases capazes de reter metais pesados é bem conhecido. Os mecanismos propostos para a incorporação dos metais são principalmente a substituição diadócica e os fenômenos de adsorção concomitantes à precipitação, ou à coagulação coloidal (Förstner & Wittmann, 1983).

A Bacia Hidrográfica do Una-PA constitui-se em um espaço de segregação social bem definida pela função histórica no contexto da produção do espaço urbano da cidade de Belém, sendo que, é a maior de todas as bacias, e abrange cerca 36,44 km² que corresponde a 60 % de toda área da grande Belém, compreende uma porção de terra que se prolonga desde a baía do Guajará, até as áreas de ocupações próximas as rodovias BR-316 e avenida Augusto Montenegro, o restante pertence às demais bacias. Os canais São Joaquim, Galo e Una são os mais importantes. Dentre estes, o São Joaquim pela sua extensão e volume de água, assume um importante papel dentro dessa bacia. O presente trabalho tem por objetivo avaliar, a influência da matéria orgânica e dos oxi-hidróxidos de Fe e Mn na distribuição geoquímica de Pb, Ni, Cu, Zn e Cr nos sedimentos de fundo amostrados no canal São Joaquim. Este trabalho faz parte de um projeto maior intitulado “Diagnóstico ambiental de uma micro bacia hidrográfica no sistema do Una, baseado em parâmetros físicos, químicos, geológicos, biológicos e sócio-econômicos -

Belém (PA)”, financiado pelo Fundo Estadual de Ciência e Tecnologia do Estado Pará (FUNTEC), via Secretaria Executiva de Ciência Tecnologia e Meio Ambiente (SECTAM).

METODOLOGIA As amostragens foram realizadas em 15 pontos escolhidos estrategicamente no canal São Joaquim. Em cada ponto foram coletados aproximadamente 450g de sedimentos de fundo, com auxílio de um “pegador” do tipo “Van Veen”. Uma vez no laboratório, as amostras foram secas em estufa com corrente de ar a 60 °C, desagregadas, pulverizadas, homogeneizadas, quarteadas, peneiradas e acondicionadas em frascos plásticos escuros. Os teores de Pb, Ni, Cu, Zn, Cr, Fe e Mn foram determinados nas frações finas e menores que 0,063 mm com análise de 1±0,001g da amostra conforme métodos relatados por Salomons & Förstner, (1984) e Förstner & Wittmann, (1983). A ICP/AES foi a técnica empregada para a determinação quantitativa desses elementos químicos. As análises foram realizadas no Laboratório de Química Ensino e Pesquisa do Departamento de Química da Universidade Federal do Pará e Laboratório de Hidrocarbonetos da Universidade Estadual do Pará. O teor de carbono orgânico (C-org) foi analisado de acordo com metodologia proposta por Gaudette *et al.* (1974). O teor de matéria orgânica (MO) foi obtido pela multiplicação dos dados obtidos de C-org pelo fator de 1,72. Por fim, foi aplicado um estudo estatístico nos dados obtidos segundo Davis (1973).

RESULTADOS E DISCUSSÃO Analisando os dados obtidos, verificou-se variação nas concentrações de Pb nos sedimentos, o maior teor foi determinado no ponto SJ-12 com valor de 146 µg/g (localizado as proximidades da foz do canal), na maioria dos pontos de coletas o nível de concentração oscilou entre 30 a 76 µg/g, apresentando uma grande magnitude para a região de estudo. O maior valor de Zn foi determinado na amostra coletada no ponto SJ-12 com valor de 352 µg/g, com destaque também para os pontos SJ-3; SJ-5; SJ-7; SJ-9 e SJ-11, que apresentaram valores acima de 100 µg/g. Os maiores valores de Ni foram detectados em amostras dos pontos SJ-5 e SJ-6, estas apresentam teores que variam de 50 a 54 µg/g, estes pontos estão localizados na área de influência de uma fábrica de papel, portanto esses locais recebem carga de efluentes despejadas por essa indústria no leito do canal. Nos demais pontos as concentrações oscilaram entre 1 a 40 µg/g. As concentrações de Cu avaliadas nas amostras de sedimentos sofreram grandes oscilações, variando de um mínimo de 2 µg/g no ponto SJ-0 (localizado sob a ponte da avenida Júlio César) até um valor de 244 µg/g no ponto SJ-12. Destaca-se, o ponto SJ-5 que atingiu valor acima de 100 µg/g. Os teores de concentrações para o Cr variaram espacialmente ao longo da região de estudo, os locais que apresentaram os maiores níveis de concentração foram os pontos SJ-5 e SJ-6 com valores maiores que 100 µg/g. O primeiro detalhe de importância observado, é que há uma tendência de estabilização nos patamares de concentração para esse metal no sentido da saída do canal São Joaquim, para um descaimento brusco em seus

teores em sua foz (passagem Stélio Maroja). Com relação aos teores de Fe, estes oscilaram entre 3.405,50 a 22.594,00 $\mu\text{g/g}$ com média de 12.478,81 $\mu\text{g/g}$. Os teores de Mn variaram de 3,80 a 46,66 $\mu\text{g/g}$ com média de 15,90 $\mu\text{g/g}$ para o sistema como um todo. Por sua vez, as concentrações de MO estiveram entre um mínimo de 0,24 % a um máximo de 5,13 %, com média de 2,91 % para região de estudo.

A Tabela 1 expressa os resultados da Análise de Correlação de Pearson com uma significância de 95 % (0,05), em negrito estão as correlações mais fortes, e em itálico as mais fracas. As correlações abaixo de 50 % (0,500) em módulo foram desprezadas, pois os elementos que apresentam as maiores correlações são aqueles que apresentarão uma influência mais significativa na constituição sedimentar do que as correlações menores. De certa forma, os resultados expressos na tabela indicam como estão correlacionados os elementos da matriz do sedimento. Em uma primeira aproximação, os dados mostram uma excelente associação geoquímica entre os pares de metais Ni-Cr; Pb-Zn; Pb-Cu e Zn-Cu ($r > 0,80$) e correlações intermediárias entre Ni-Zn; Ni-Cu e Cr-Zn ($r > 0,50$), pressupõem para estes metais uma origem comum e/ou que foram sujeitos a semelhantes mecanismos de enriquecimentos a que essa região estaria submetida. Evidenciaram-se correlações positivas ($r > 0,70$) e intermediárias ($r > 0,50$) entre Cr, Ni e Pb *versus* Fe. Essas correlações em princípio, denotam que os oxi-hidróxidos de Fe (habituais neste tipo de ambientes) capturam esses metais na interface água-sedimento, sendo por mecanismo de adsorção na superfície dos oxi-hidróxidos e/ou por incorporação na estrutura cristalina do mineral. As correlações positivas ($r > 0,70$) determinadas entre Pb, Zn e Cu *versus* Mn indicam que os oxi-hidróxidos de Mn também é sumidouro em potencial para capturar esses metais na interface água-sedimento. Grandes áreas superficiais de até 300 m^2/g de Mn^{2+} , foram reportadas por Buser & Graf 1955 *apud* Förstner & Wittmann, (1983), esta grande área superficial dos compostos de Mn tem importante influência nos processos de adsorção dos metais pesados. Os coeficientes observados entre a MO e os metais estudados foram bastantes baixos, indicando que não há uma relação direta de causa *versus* efeito entre as variáveis, e provável que existam outras características dos sedimentos amostrados (por exemplo, oxi-hidróxidos de Fe e Mn) que são em princípio suficientes para alterar um relacionamento significativo que poderia existir entre os metais estudados e o teor de MO determinado. A eficiência da orgânica (MO) em adsorver metais (essenciais e não essenciais) depende basicamente de suas propriedades complexantes. De acordo com Jordão *et al.* (1990), se há uma tendência dos metais pesados associarem-se fortemente por reações de quelatação, as substâncias húmicas representam um papel importante na adsorção dos elementos metálicos. Por outro lado, segundo esses autores, um teor elevado de MO pode ser pouco significativo, se estes metais

tenham baixa afinidade para formar complexos estáveis.

CONCLUSÕES As concentrações de Pb, Zn, Cu, Ni e Cr determinadas nos sedimentos de fundo para alguns pontos do canal São Joaquim, comprovam a influência de atividades antrópicas neste sistema. De certa forma, as fontes pontuais e não pontuais elevam os teores dos metais pesados de forma substancialmente alta com relação à ocorrência natural, favorecendo assim um rápido enriquecimento destes nos ecossistemas aquáticos. Os indicadores estatísticos mostram uma clara associação entre os metais *versus* Fe e Mn, sugerindo assim que os oxi-hidratados e hidróxidos de Fe e Mn como as grandes fases concentradoras dos metais pesados estudados, sendo que, esses metais são capturados na interface água-sedimento pelo mecanismo de adsorção. Em princípio, a capacidade de adsorção (sorção física) dos oxi-hidratados e hidróxidos de Fe e Mn está diretamente ligadas à área de superfície e às propriedades das partículas, que provavelmente estejam regulando o equilíbrio retenção e mobilização dos metais pesados no sistema local. Já as correlações entre MO *versus* e os metais demonstram que existem outras variáveis ambientais controlando a dinâmica dos metais estudados, portanto, há de se convir que estes metais não são adsorvidos e nem complexados pelas moléculas orgânicas existentes no sistema local.

Referências Bibliográficas

- Salomons W., Förstner U. 1984. Metals in the Hydrocycle Berlin Springer-Verlag, 340 p.
- Davis J. C. 1973. Statistics and data analysis in geology. New York, John Willey & Sons, Ins, 550 p.
- Förstner U., Wittmann G. T. W. 1983. Metal Pollution in the Aquatic Environment. Berlin, Springer-Verlag, 486 p.
- 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. *J. Sed. Petrol.*, **44** (1): 249-253
- Jordão G. P., Pereira L. C., Gouveia L. C., Brune W. 1990. Contaminação de sedimentos fluviais por metais pesados nas proximidades de uma indústria metalúrgica em MG. *Rev. Geochim. Brasil*, **4**: 9-15

Tabela 1 - Matriz de correlação para as variáveis estudadas (**Negrito** = correlação $\geq 0,70$; *itálico* = correlação $\geq 0,50$).

	Fe	Mn	MO	Ni	Pb	Cr	Zn	Cu
Fe	1,00							
Mn	0,27	1,00						
MO	0,20	0,39	1,00					
Ni	<i>0,54</i>	0,45	0,42	1,00				
Pb	<i>0,50</i>	0,75	0,02	0,49	1,00			
Cr	0,83	0,35	0,36	0,89	0,48	1,00		
Zn	0,33	0,75	0,18	<i>0,67</i>	0,89	<i>0,51</i>	1,00	
Cu	0,22	0,73	0,14	<i>0,69</i>	0,85	0,46	0,97	1,00

CONSIDERAÇÕES CRONOESTRATIGRÁFICAS E PALEOAMBIENTAIS DA FORMAÇÃO SOLIMÕES COM BASE EM PALINOMORFOS, REGIÃO DE COARI, ESTADO DO AMAZONAS*

Arai, M.¹, Nogueira, A.C.R.², Silveira, R.R.¹, Horbe, A.M.¹

¹PETROBRAS/CENPES/PDEXP/BPA

²Departamento de Geociências da Universidade Federal do Amazonas

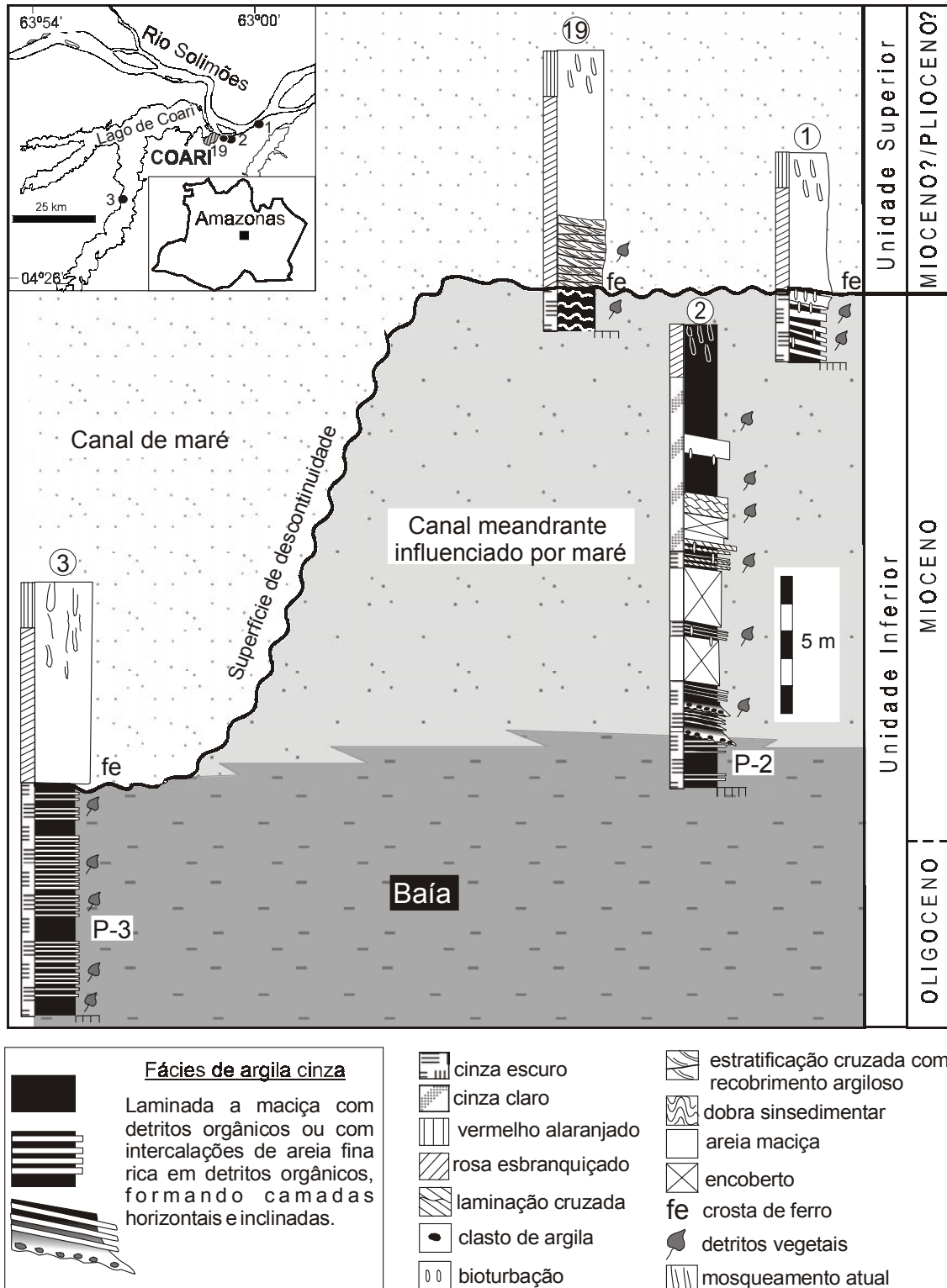
* Financiado por CTPETRO-CNPq (processo no. 460223/01-1)

RESUMO A análise palinológica de sedimentos da Formação Solimões na região central da Amazônia sugere idade miocênica para a porção inferior da sucessão com base na presença de *Cyatheacidites annulatus* e *Multimarginites vanderhammeni*. Estratos mais antigos de idade oligocênica são também sugeridos a partir da ocorrência da Zona-de-acme de *Magnastriatites grandiosus*. O paleoambiente deposicional foi dominado pelo forte influxo de água doce, a julgar pela ocorrência de esporos de algas (*Ovoidites*). Mas, a influência marinha no Mioceno é incontestável em função da presença de dinoflagelado.

INTRODUÇÃO A idade de depósitos terciários da Amazônia tem sido avaliada com base no seu conteúdo paleontológico, principalmente palinomorfos, e a maioria destes estudos advém da porção mais ocidental desta região (Cruz 1987, Hoorn 1994). Estes sedimentos, denominados de Formação Solimões ou Pebas, foram depositados em ambientes flúvio-estuarinos instalados durante eventos transgressivos do Mioceno (Räsänen *et al.* 1995, Gingras *et al.* 2002). A incursão marinha teria alcançado as porções centrais da Amazônia, até o limite leste da Bacia do Solimões no Brasil (Hoorn *et al.* 1995). Esta hipótese não havia sido confirmada até o momento, pelo fato de descrições sedimentológicas disponíveis na região central da Amazônia terem interpretado os depósitos terciários como exclusivamente fluviais e lacustre (Caputo *et al.* 1971, Silva 1988, Eiras *et al.* 1994), além de não permitir a correlação estratigráfica precisa entre os afloramentos. Estudos sedimentológicos e estratigráficos realizados recentemente no Rio Solimões, região de Coari, estado do Amazonas (Nogueira *et al.*, Neste simpósio), têm sugerido registros de influência marinha nestes depósitos e identificado uma fácies de argila cinza, rica em fósseis vegetais. As estruturas desta fácies incluem camadas tabulares maciças ou com laminação plano-paralela e estratificação inclinada heterolítica, representativas de depósitos de baía estuarina e de canal meandrante influenciado por maré (Figura 1).

PALINOLOGIA As amostras de argila laminada, foram retiradas da Unidade Inferior da sucessão estudada, representativas da associação de baía estuarina (Figura 1). Foram identificadas como P2, no perfil 2, P3 no perfil P3 e P-11 do afloramento 11 (Figura 1). A amostra P-11 se revelou praticamente estéril, sendo seu único conteúdo palinológico contaminação de fungos (*Rhizophagites*), derivada provavelmente do solo local. As amostras P-2 e P-3 foram as mais promissoras na análise palinológica, permitindo o posicionamento estratigráfico da sucessão

estudada. Destaca-se a grande quantidade de palinórfos devonianos (principalmente acritarcas) na amostra P-2, os quais perfazem até 30% da associação palinológica, o que evidencia ação erosiva do evento transgressivo miocênico sobre a seqüência paleozóica da Bacia do Solimões.



1. Localização e posicionamento estratigráfico das amostras.

Associação Palinológica e Interpretação Paleoambiental A assembléia de polinóforos, mostrada na tabela 1, é caracterizada pela dominância de grãos de pólen de angiospermas (*Bombacacidites*, *Mauritiidites*, *Monoporites*, *Multimarginites*, etc.), esporos de pteridófitas (*Cyatheacidites*, *Magnastratites*, *Polypodiaceoisporites*, *Verrucatosporites*, etc.), além de esporos de alga de água doce do tipo *Spirogyra* representado pelo gênero *Ovoidites*. Dinoflagelado está representado por um cisto condensado indeterminado.

Tabela 1. Palinóforos da unidade inferior da Formação Solimões. Abreviaturas, P2, P3 e P11=amostras analisadas, E=Esporo, P=Grão de pólen, A=Alga, D=Dinoflagelado, F=Fungo, X=Acritarca, R=Retrabalhado, CONT=Contaminante.

	P-2	P-3		P-2	P-3	P-11
Acritarcha (X/R)	X		<i>Ovoidites</i> liso (A)		X	
<i>Bombacacidites</i> sp. (P)	X	X	<i>Podocarpidites</i> sp. (P)	X		
<i>Chomotriletes</i> sp. (X)	X	X	Polen c/ exina espessa (P)	X		
<i>Cicatricosisporites</i> sp. (E)	X		<i>Polypodiaceoisporites potonieii</i> (E)	X		
<i>Cyatheacidites annulatus</i> (E)	X		<i>Polypodiaceoisporites</i> sp. (E)	X		
<i>Diphyes</i> ? sp. (D)	X		Prasinofíceas (A)	X		
<i>Magnastratites grandiosus</i> (E)		X	<i>Psilatricolporites</i> sp. em tetrade (P)	X		
<i>Maranhites brasiliensis</i> (A/R)	X		<i>Rhizophagites</i> sp. (F/CONT)			X
<i>Maranhites mosesii</i> (A/R)	X		<i>Tasmanites</i> liso (A/R)	X		
Máscula de esporos (Salviniaceae ?)		X	<i>Tasmanites</i> reticulado (A/R)	X		
<i>Mauritiidites</i> sp. (P)	X		Trilete foveo-reticulado (E)		X	
Monolete liso (E)		X	Trilete liso (E)	X	X	
Monolete microespinado (E)		X	Trilete ornamentado (E)		X	
Monolete verrugoso (E)	X		Trilete verrugoso (E)	X		
<i>Monoporites</i> (P)		X	Trilete zonado ornamentado (E/R)	X		
<i>Monosulcites</i> sp. (P)		X	<i>Verrucatosporites usmensis</i> (E)	X		
<i>Multimarginites vanderhammeni</i> (P)	X					

O influxo de palinóforos continentais, indicado pela alta frequência de esporos e grãos de pólen de angiospermas associados com fitoclastos (fragmentos de cutículas e lenhos de plantas terrestres), é notável. Na amostra P-3, este tipo de aporte é particularmente visível, em função da presença de restos de algas de água doce e másculas de esporos atribuíveis a Salviniaceae (pteridófitas de água doce). Já na amostra P-2, a ocorrência de cisto de dinoflagelados indicaria uma possível influência marinha. Esta interpretação coaduna com o contexto paleoambiental estuarino proposto para a Formação Solimões por Nogueira *et al.* (Neste simpósio).

Posicionamento Estratigráfico Os palinóforos apresentam limites bioestratigráficos enquadrados no intervalo Oligoceno-Plioceno. Segundo Muller *et al.* (1987), o esporo *Cyatheacidites annulatus* ocorre no Mioceno superior ao Plioceno, enquanto que, para Regali *et al.* (1974), o pólen *Multimarginites vanderhammeni*, é exclusivamente miocênico. A ocorrência do esporo *Magnastratites grandiosus* indica que estes depósitos não são mais antigos que Oligoceno. A

abundância de *M. grandiosus* sugere uma idade oligocênica para a amostra P-3, pois a zona-de-acme desta espécie tem sido sistematicamente registrada no Oligoceno de várias bacias subandinas. A diferença na idade das duas amostras da Unidade Inferior da Formação Solimões sugere maior erosão no perfil 3 do que no perfil 2, na região de Coari, sendo a descontinuidade erosiva provavelmente um limite de seqüência (Figura 1). É possível que essa superfície de erosão esteja relacionada à “Discordância Tortoniana” *sensu* Shimabukuro & Arai (2000) e Arai & Shimabukuro (2003). Porém, sua efetiva confirmação será possível, somente quando a idade precisa da Unidade Superior for revelada.

CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS Os sedimentos basais da Formação Solimões aflorantes na região de Coari, estado do Amazonas, apresentam palinomorfos que sugerem paleoambiente onde águas doce e marinha interagem (estuário). Estes depósitos são considerados de idade miocênica devido à presença de *Cyatheacidites annulatus* e *Multimarginites vanderhammeni*. Estratos dispostos lateralmente àqueles de idade miocênica sugeriram idade oligocênica pela abundância de *Magnastriatites grandiosus*, o que indica um estágio erosivo que removeu parte do topo da Unidade Inferior da Formação Solimões.

Os dados aqui apresentados iniciam a investigação paleontológica da Formação Solimões na região central da Amazônia. As interpretações ainda serão reavaliadas após o processamento das novas coletas de amostras, também da Unidade Superior, que foram sistematicamente acompanhadas pelas análises faciológica e estratigráfica.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Prof. Dr. Werner Truckenbrodt pela leitura crítica do texto.

REFERÊNCIAS

- Arai, M.; Shimabukuro, S. 2003. The Tortonian unconformity and its relation with the stratigraphic framework of the Barreiras Group and correlative units (Neogene, Brazil). *In: Latinamerican Congress of Sedimentology*, 3. Belém, 2003. *Abstracts...*, p. 263-264.
- Caputo, M.V.; Rodrigues, R.; Vasconcelos, D.N.N. de. 1971. *Litoestratigrafia da bacia do Rio Amazonas*. Belém, PETROBRÁS/RENOR (Relatório Técnico Interno, 641-A).
- Cruz, N.M.C. 1987. Quitinozoários da Bacia do Solimões, Brasil. Belém, Convênio CPRM/PETROBRÁS. *Rel. Interno*.
- Eiras, J.F., Becker, R.C., Souza, E.M., Gonzaga, F.G., Silva, J.G.F. da, Daniel, L.M.F., Matsuda, N.S. & Feijó, F.J. 1994. Bacia do Solimões. *B.Geoci. PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, **8**:9-16.
- Gingras, M.K.; Räsänen, M.; Ranzi, A. 2002. The significance of bioturbated inclined heterolithic stratification in the Southern part of the Miocene Solimões Formation, Rio Acre, Amazonia, Brazil. *Palaios*, **17**:591-601.
- Hoorn, C. 1994. *Miocene palynostratigraphy and paleoenvironments of Northwestern Amazônia. Evidence for marine incursions and the influence of Andean tectonics*. PhD thesis, Univ. of Amsterdam, 156 p.

- Hoorn, C.; Guerrero, J.; Sarmiento, G.A.; Lorente, M.A. 1995. Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America. *Geology*, **23**:237-240.
- Müller, J.; Di Giacomo, E.; Van Erve, A.W. 1987. A palynological zonation for the Cretaceous, Tertiary and Quaternary of northern South America. AASP. *Contributions Series*, **19**:7-76.
- Nogueira, A.C.R., Arai, M., Horbe, A.M., Horbe, M.A, Silveira, R.R., Silva, J., Motta, M.B. 2003. A influência marinha nos depósitos da Formação Solimões na região de Coari (AM): registro da transgressão miocênica na Amazônia Ocidental, *Neste simpósio*.
- Räsänen, M.; Linna, A.; Santos, J.; Negri, F. 1995. Late Miocene tidal deposits in the Amazonian foreland basin. *Science*, **269**:386-390.
- Regali, M.S.P.; Uesugui, N.; Santos, A.S. 1974. Palinologia dos sedimentos meso-cenozóicos do Brasil (I). *Bol. Técn. PETROBRÁS*, **17**:177-191.
- Shimabukuro, S.; Arai, M. 2000. The Tortonian unconformity: its relation to the stratigraphic framework of the Barreiras Group (Brazilian coastal Cenozoic deposits). *In: International Geological Congress, 31. Abstracts Volume (CD-ROM), Rio de Janeiro. (Poster Section)*.
- Silva, L.L. da. 1988. A estratigrafia da Formação Solimões: uma análise crítica. *In: Congr. Bras. Geol.*, **35. Anais...**, Belém, SBG, v.2, 725-737.

ESTUDO DE PROVENIÊNCIA EM ARENITOS DAS FORMAÇÕES IGARAPÉ DE AREIA E VISEU, NORDESTE DO PARÁ, COM BASE EM DATAÇÃO DE MONOCRISTAIS DE ZIRCÃO POR EVAPORAÇÃO DE CHUMBO

(¹) Pinheiro B. L. S.; (²) Moura, C. A. V. e (³) Klein E.L.

(¹)Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências-UFPA (brului@ufpa.br). (²)Pará-Iso, Centro de Geociências-UFPA Caixa Postal 1611, Belém-PA 66075-900, Brasil (c_moura@ufpa.br). (³) CPRM/Serviço Geológico do Brasil - Av. Dr. Freitas, 3645, Belém-PA, 66095-110, Brasil (eklein@amazon.com.br)

RESUMO. As formações Igarapé de Areia e Vizeu são coberturas cratônicas pré-cambrianas situadas na região do Gurupi, NE-Pará / NW-Maranhão, Brasil. O avanço no entendimento da evolução geológica deste segmento crustal, que integrava o Cráton Oeste Africano antes da separação dos continentes africano e sul-americano no Mesozóico, passa necessariamente pela correta determinação das idades dessas coberturas e identificação de suas rochas fontes. Datação em zircões detríticos de arenitos dessas duas unidades, pelo método Pb-Pb em zircão, mostraram que rochas neoproterozóicas (≈ 650 Ma) e, secundariamente, paleoproterozóicas (≈ 2100 Ma) forneceram os sedimentos da Formação Igarapé de Areia enquanto que rochas paleoproterozóicas (≈ 2100 Ma) foram a fonte da Formação Vizeu. Estes dados indicam o final do Neoproterozóico como idade máxima de deposição da Formação Igarapé de Areia. A correlação estratigráfica entre estas duas unidades pode ser questionada, mas não pode ser descartada unicamente com base nos dados geocronológicos. A luz do atual conhecimento geológico ela deve ser mantida.

INTRODUÇÃO As formações Vizeu e Igarapé de Areia representam a cobertura cratônica pré-cambriana da região do Gurupi, nordeste do estado do Pará e noroeste do Maranhão, e são interpretadas como resquícios de uma bacia molássica preenchida por sedimentos continentais depositados em condições semiáridas (Abreu *et al.* 1980; Pastana, 1995). Estudos litoestruturais levaram Abreu *et al.* (1980) a correlacionar entre si estas formações, que foram posicionadas no Meso-Neoproterozóico por Pastana (1995). Todavia, a sugerida correlação estratigráfica e, sobretudo, a idade destas duas unidades ainda são motivo de questionamentos. A compreensão da natureza dessa cobertura cratônica, sua idade e origem são importantes para compreender a evolução pré-cambriana da região do Gurupi. Neste trabalho, realizou-se um estudo de proveniência em arenitos das formações Vizeu e Igarapé de Areia utilizando como ferramenta à datação de monocristais de zircão. Com isso, procurou-se restringir suas idades de deposição para posicioná-las estratigraficamente com maior segurança, além de tentar identificar as possíveis áreas fontes destas coberturas.

MÉTODOS. Os zircões detríticos foram datados pela técnica de evaporação de chumbo em monocristais de zircão (Pb-Pb em zircão). Os cristais de zircão foram separados utilizando técnicas convencionais de extração de minerais pesados, agrupados aleatoriamente e, datados individualmente no espectrômetro de massa Finnigan MAT 262 do Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso). Na sistemática adotada no Pará-Iso para a datação Pb-Pb em zircão, em geral, realiza-se três etapas de evaporação nas temperaturas de 1450°C, 1500°C e 1550°C (Klein

& Moura 2001). A idade obtida em cada etapa de evaporação geralmente aumenta no sentido das etapas de maior temperatura, portanto, deve-se tomar como a idade mais representativa do cristal aquela obtida na etapa de mais alta temperatura. Nos zircões analisados neste trabalho, a grande maioria das idades foi obtida na etapa de 1500°C uma vez que não foi possível obter dados na temperatura mais alta. Em alguns poucos casos, apenas a etapa de evaporação de 1450°C forneceu idade. Foram datados cristais de zircão de uma amostra de arenito de cada uma das formações. Datou-se um mínimo de 30 grãos de zircão de cada rocha na tentativa de obter resultados estatisticamente mais consistentes. Descrição microscópica das amostras de rochas e do seu conteúdo de minerais pesados complementaram este estudo.

CONTEXTO GEOLÓGICO. A região do Gurupi tem sido considerada como um dos pontos-chaves do continente sul-americano para a correlação com o continente africano, na reconstituição do Gondwana (Hurley et al. 1967). Nesta região são reconhecidos dois distintos segmentos crustais pré-cambrianos: o Cráton São Luís, que na reconstituição paleogeográfica pré-deriva do Gondwana faria parte do Cráton Oeste Africano, e o Cinturão Gurupi. O Cráton São Luís é constituído por rochas do Paleoproterozóico representadas por tonalitos e granitos da Suíte Tromai (2160 Ma), rochas metavulcano-sedimentares do Grupo Aurizona (2240 Ma) e corpos granitóides agrupados na Suíte Tracuateua (2070 Ma) (Pastana 1995 e Klein & Moura 2001). O Cinturão Gurupi é constituído, predominantemente, por rochas paleoproterozóicas deformadas no Brasiliana (Klein e Moura 2001), sendo constituído pela seqüência metavulcano-sedimentar do Grupo Gurupi, gnaisses do Complexo Maracaçumé, e por corpos granitóides como Itamoari, Cantão, Japim, Ourém e Ney Peixoto. Datações Pb-Pb em zircão revelaram idades entre 2150 e 2160 Ma para as vulcânicas Grupo Gurupi e para os granitóides Itamoari e Cantão. Os demais plutons forneceram idades na faixa de 2070 Ma, a exceção é o Granito Ney Peixoto cuja idade com idades de 550 Ma (Klein e Moura 2001, Moura et al. 2003).

Sobre este segmento crustal assentam-se coberturas sedimentares pré-cambrianas e fanerozóicas. Estas últimas são representadas pela Formação Piriá (Eocambriano; Hasui et al., 1984) e por seqüências das bacias do Parnaíba e continentais marginais (São Luís e Bragança - Viseu). As formações Vizeu e Igarapé de Areia, aqui estudadas, representam a cobertura pré-cambriana. A Formação Viseu, localizada na porção setentrional da região do Gurupi, é constituída por conglomerados com intercalações de níveis areníticos, arenitos arcossianos médios a grossos e pelitos no topo. Na Formação Igarapé de Areia, situada na porção centro-sul, ocorrem arenitos arcossianos médios a grossos, conglomerados, arenitos finos a médios e, subordinadamente, pelitos (Hasui et al. 1984).

RESULTADOS. Os zircões datados da Formação Vizeu são provenientes de um meta-arenito lítico. Trata-se de uma rocha mal selecionada, constituída por tipos variados de fragmentos de rocha, quartzo, feldspato, muscovita, epidoto e zircão. Os cristais de quartzo apresentam localizadamente, contatos em ponto tríplice evidenciando recristalização metamórfica. A presença dominante de zircão, turmalina, rutilo e granada entre os minerais pesados sugere o retrabalhamento dos sedimentos que originaram este meta-arenito. O conjunto de cristais detríticos de zircão datados revelou idades variando entre 1950 e 2170 Ma. Quando plotados em histograma, as idades definem uma distribuição normal com moda no intervalo entre 2050 e 2100 Ma.

Os cristais de zircão datados da Formação Igarapé de Areia são provenientes de um arenito arcossiano. A rocha é mal selecionada e constituída por quartzo, plagioclásio (andesina e oligoclásio), fragmentos de rocha sedimentares e metamórficas, além de muscovita e epidoto. Sericita, zircão, apatita, carbonato, clorita e microclina ocorrem em menor quantidade. Granada, epidoto, apatita, zircão, sillimanita, anfibólio e topázio são os minerais pesados presentes nesta rocha. Os cristais de zircão analisados forneceram tanto idades neoproterozóicas (500-700 Ma) como paleoproterozóicas (2100–2160 Ma) definindo uma distribuição bimodal com contribuição de fontes de idades distintas. A população de idade mais jovem perfaz mais de 80% dos cristais datados e, suas idades representadas em um histograma, definem claramente uma distribuição normal com moda entre 600 e 650 Ma.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES. A idade Pb-Pb em zircão é calculada com base na razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, portanto, é uma idade aparente e deve ser interpretada como idade mínima do cristal analisado. Todavia, tem sido demonstrado que em zircões de rochas magmáticas, a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ se superpõe, no limite do erro analítico, com a idade obtida pelo método U-Pb convencional e SHRIMP (Ansdell & Kyser 1991, Kroner et al. 1994). Estudos similares em cristais detríticos zircão dificilmente serão conclusivos, pois não existem garantias que os cristais analisados pertençam a mesma rocha fonte. Assim, a idade Pb-Pb em zircão detrítico deve ser interpretada como idade mínima e, as considerações nela baseada não devem ultrapassar os limites traçados pela consistência estatística do conjunto de dados.

Os dados obtidos indicam a presença de duas populações distintas de zircão na amostra do arcócio da Formação Igarapé de Areia. Uma população neoproterozóica com a moda da idade entre 600 e 650 Ma, e uma população com idade paleoproterozóica entre 2100 e 2160 Ma. Esse dado, permite inferir que a idade máxima de deposição desta unidade seria entre 600 e 650 Ma, descartando-se assim, sugestões anteriores de posicioná-la no Meso-, ou até mesmo, no

Paleoproterozóico. Além do mais, 80% dos cristais datados são de idade neoproterozóica sugerindo uma importante contribuição de fontes dessa idade. Rochas neoproterozóicas na faixa de 600-650 Ma têm sido reportadas nos cinturões Pan-Africanos que bordejam o Cráton Oeste Africano. O principal deles, é o Cinturão Dahomeydes onde ocorreu intensa granitogênese e vulcanismo, além de formação de bacias molássicas (Trompette 1994). Na província Borborema, Brito Neves *et al.* (2001) descrevem magmatismo granítico dessa faixa de idade, no bloco de Santa Quitéria, a leste do lineamento Transbrasiliiano. Considerando ainda a imaturidade mineralógica e textural dos sedimentos da Formação Igarapé de Areia, não pode ser descartada a possibilidade de que faixas de rochas do Neoproterozóico, hoje encobertas pelas seqüências da Bacia do Parnaíba, tenham servido de fonte para as rochas sedimentares desta Formação. A abundância de plagioclásio sugere que rochas ígneas plutônicas intermediárias a félsicas podem ter sido a principal fonte do arcósio estudado.

O meta-arenito lítico da Formação Vizeu apresenta apenas cristais de idade paleoproterozóica, definindo uma população com a moda da idade entre 2050 e 2100 Ma. Este fato sugere que apenas seqüências paleoproterozóicas foram as fontes desta rocha. Terrenos paleoproterozóicos estão largamente presentes nos crátons Oeste Africano e São Luís e, na Província Borborema. A predominância de minerais pesados estáveis sugere um grande retrabalhamento das areias e/ou uma fonte distante. Por outro lado, não se pode, a princípio, descartar, a contribuição de fontes de idades mais jovem para as rochas da Formação Vizeu até que estudos geocronológicos sistemáticos sejam realizados em diferentes rochas desta unidade. Por isso, a sugerida correlação estratigráfica entre as formações Vizeu e Igarapé de Areia não pode ser descartada com base nos dados geocronológicos apresentados. Dessa forma, levando em conta os estudos geológicos anteriores, admite-se que ambas as unidades seriam do final do Neoproterozóico.

Considerações adicionais podem ser apresentadas com base nas idades apresentadas. Na região do Gurupi, por exemplo, o fato da Formação Igarapé de Areia ser aparentemente do final do Neoproterozóico permite sugerir uma possível correlação com a Formação Piriá (eocambriana). A proximidade geográfica dessas duas unidades reforça a importância de estudos nesta direção. Na escala regional, a contemporaneidade entre a Formação Igarapé de Areia e as rochas do Grupo Jaibaras, na Província Borborema, também merece ser investigada, já que ambas seriam seqüências molássicas do Neoproterozóico. Em escala continental, deve ser aventada a possível correlação da cobertura pré-cambriana do Cráton São Luís com as seqüências da Bacia do Volta (arenitos arcósios, conglomerados, etc) que integram a cobertura sedimentar neoproterozóica do Cráton Oeste Africano.

Agradecimentos – Este trabalho foi realizado no âmbito do projeto PRONEX 103/98 (Proc. 66.2103/1998-0): *Mamatismo Evolução Crustal e Metalogênese da Província Mineral de Carajás e Províncias Adjacentes*, e integrou parte do Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por B.L.S. Pinheiro ao curso de Geologia da UFPA.

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. Anais do 31 Cong. Bras. Geologia, Camboriú (SC). v. 2, p. 647-658.
- Ansdell K M, Kyser T K, 1991. Plutonism, deformation, and metamorphism in the Proterozoic Flin Flon greenstone belt, Canada: Limits on timing provided by the single-zircon Pb-evaporation technique. *Geology* 19, 518-521.
- Brito Neves B B, Van Schmus W R, Fetter A H, 2001. Noroeste da África – Nordeste do Brasil (Província Borborema): Ensaio comparativo e problemas de correlação. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, v.1, p.59-78.
- Hasui Y, Abreu F A M, Villas R N N, 1984. Província Parnaíba. In: F F M Almeida & Y Hasui. *O Pré-Cambriano no Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher, p. 36-45
- Hurley P M, Almeida F F M, Melcher G C, Cordani U G, Rand J R, Kawashita K, Vandomos P, Pinson, W H, Fairbairn H W, 1967. Test of continental drift by comparison of radiometric ages. *Science*, 157:495-500.
- 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. *International Geology Review*, 43: 237-253.
- Kröner A, Jaeckel P, Williams I S, 1994. Pb-loss patterns in zircons from a high-grade metamorphic terrain as revealed by different dating methods: U-Pb and Pb-Pb ages for igneous and metamorphic zircons from northern Sri Lanka. *Precambrian Research* 66, 151-181.
- Moura C A V, Abreu F A M, Klein E L, Palheta E S M, Pinheiro B L S, 2003. Geochronology of the São Luís Craton and Gurupi Belt, Brazil. 4 Simpósio Sulameriano de Geologia Isotópica, Salvador, *no prelo*.
- 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.
- Trompette R, 1994. Geology of Western Gondwana (200-500 Ma) Pan African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa. Bakelma, Rotterdam/ Brookfield, 350 p.

TEXTURA E MINERALOGIA DOS MINERAIS LEVES NA PLATAFORMA CONTINENTAL DO PARÁ (ENTRE A FOZ DOS RIOS PARÁ E GURUPÍ)

Carvalho C. de A.¹, El-Robrini M.²

¹Laboratório de Oceanografia, UFPA, Av. José Bonifácio, Guamá, CEP: 66075-640, charlles.esm@bol.com.br ;

²Laboratório de Oceanografia, Centro de Geociências, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Pará, Rua Augusto Corrêa, s/n, - Guamá, CEP: 66075-110, C. P.: 8617, robrini@ufpa.br

RESUMO A plataforma continental representa um importante ambiente de sedimentação e pode ser considerada, também, como um potencial depósito de sedimentos, em particular, de areias. A Plataforma Continental do Pará é recoberta quase que totalmente por areia de granulometria média a fina, com grãos bem selecionados e de composição quartzosa, com CaCO₃ associado. O teor desse CaCO₃ na PCP é $\cong 18,34\%$, apresentando, ainda, valores $> 95\%$. Os grãos de quartzo apresentam-se com intercrescimento, fraturas e/ou inclusões e poucas ocorrências de cristais policristalinos. Apresentam grãos são de origem sedimentar, ígnea, metamórfica. Possui um ambiente de sedimentação dinâmico, influenciado principalmente por processos costeiros, oceânicos e fluviais, que juntos controlam o transporte, deposição e distribuição dos sedimentos. A ação da Corrente Costeira Norte Brasileira (CCNB) de direção NW desvia a descarga do Rio Amazonas, tendo assim, pouca influência na sedimentação da PCP.

INTRODUÇÃO A exploração de recursos minerais marinhos requer o estudo da origem dos sedimentos e dos tipos de fundo submarino. Os estudos geológicos propiciam de forma geral, mapas de distribuição, reconhecimento sedimentar e evolução da margem continental. A plataforma continental representa um importante ambiente de sedimentação e pode ser considerada, também, como um grande depósito de sedimentos, em particular, de areias.

Os feldspatos e o quartzo são utilizados principalmente na indústria do vidro, cerâmica, polimento, pasta, lâmpadas, pedras de relógio, vasilhas químicas e na construção civil, como areia e pedras para construção.

Os diversos trabalhos desenvolvidos na Plataforma Continental do Pará (PCP) mostram que a cobertura sedimentar é predominantemente arenosa, com fácies lamosas e cascalhosas isoladas. De acordo com Carvalho & El-Robrini (2000), cerca de 77% das areias da PCP são de granulometria média e a grande parte dessas areias estão associados teores de carbonato, que podem chegar a cerca de 98%, próximo a quebra do talude continental.

A área em estudo está localizada geograficamente entre a foz dos rios Pará (0° 50" S e 02° 32" N) e Gurupí (45° 00" W e 48° 00" W) (figura 01), compreendendo uma faixa de profundidade entre as isóbatas de 10 e 80m, englobando a parte interna, intermediária e externa da PCP.

LOCALIZAÇÃO E ACESSO A Plataforma Continental do Pará (PCP) está localizada entre a foz dos rios Pará (0° 50" S e 02° 32" N) e Gurupí (45° 00" W e 48° 00" W) (figura 1) sendo parte integrante da Plataforma Continental Norte Brasileira. O acesso foi feito através do Navio Oceanográfico "Antares" (Marinha do Brasil), onde os pontos foram georreferenciados, por meio de GPS, constituindo as estações oceanográficas, conforme mostrado na figura 2.

METODOLOGIA A metodologia se baseou-se em uma fase de campo (à bordo do Navio Oceanográfico), onde foram coletadas as amostras, durante a OPERAÇÃO NORTE III (Programa REVIZEE). Cerca de 25 amostras geológicas foram tratadas e analisadas no Laboratório de Oceanografia do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará. As amostras passaram por uma análise granulométrica, realizada em amostras predominantemente arenosas ($\phi < 4.0$), segundo métodos clássicos descritos por Suguio (1980), na qual se obteve os parâmetros estatísticos. Houve a preparação dos grãos de minerais leves (quartzo e feldspato) para a confecção de lâminas de grãos e delgadas e posteriormente, análise petrográfica. Foi realizado, também, a eliminação do carbonato de cálcio, com a finalidade de determinação do teor de CaCO_3 associado aos grãos de quartzo e feldspato. Na análise petrográfica foi realizada a contagem dos grãos de minerais leves (quartzo e feldspato) e caracterização morfológica dos mesmos, bem como a relativa abundância entre os grãos de quartzo e feldspato e entre as cores naturais de quartzo para se estimar a origem dos grãos.

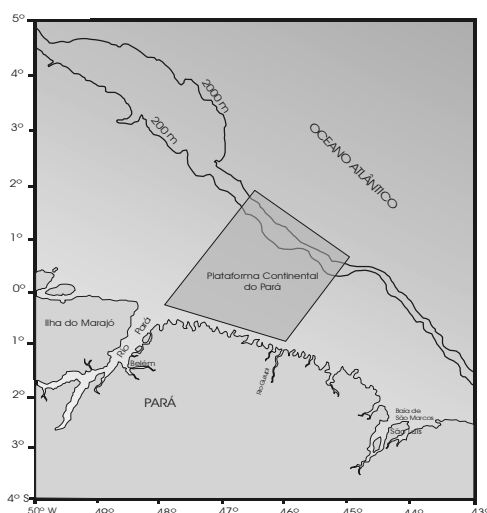


Figura 1- Mapa de Localização da área de estudo (polígono)

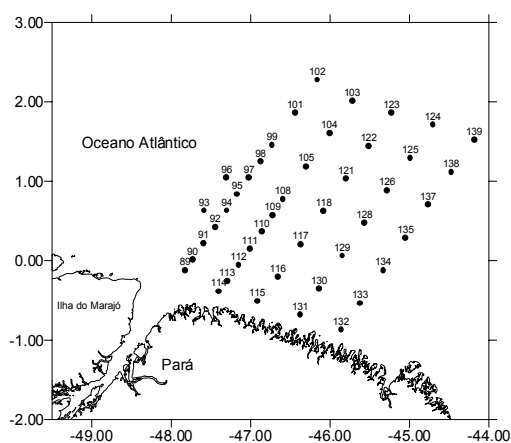


Figura 2 - Mapa das estações fixas de coleta de amostras sedimentológicas de fundo durante a Operação Norte III.

RESULTADOS

Análise Granulométrica - Os resultados das análises granulométricas revelam que os sedimentos arenosos que recobrem a PCP são de granulometria média a fina, com cerca de 63% de areia média e 16% de areia fina e 9% de areia grossa (Gráfico 1). Os parâmetros texturais de Folk mostram que os grãos de areias estão geralmente associados a cascalhos, possuindo um bom grau de selecionamento, com exceção aos grãos maiores (areia muito grossa) e descrevem uma tendência para uma curva assimétrica negativa a aproximadamente simétrica, o que confirma uma granulometria média das areias PCP.

Teor de Carbonato (CaCO_3) - De acordo com as concentrações obtidas em laboratório, constatou-se que a concentração média de carbonato de cálcio (CaCO_3) nas areias da PCP é aproximadamente de 18,34%. Em algumas amostras, a concentração é bastante elevada, apresentando uma

concentração de 98,9 % (Figura 3). Em algumas amostras não há evidências de CaCO_3 , principalmente nas amostras próximas das foz dos rios Pará e Gurupí.

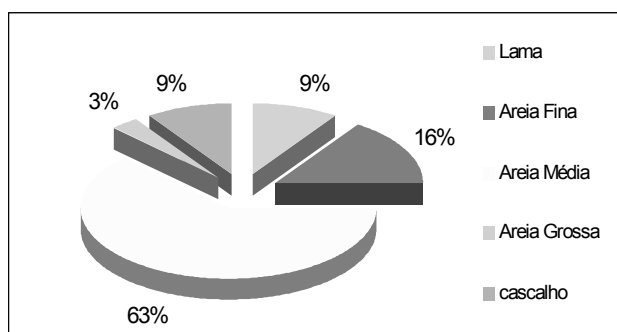


Figura 3 - Mapa de distribuição do teor de CaCO_3 na Plataforma Continental do Pará.

Minerais Leves - As análises petrográficas feitas em lamina delgadas mostraram que as areias na

PCP é predominantemente composta por quartzo e subordinadamente minerais carbonáticos e mais raramente feldspato.

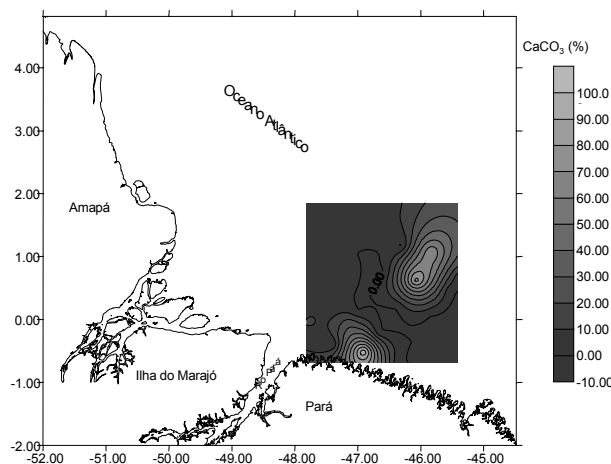
Os grãos de quartzo apresentam-se, de forma geral, quanto a sua morfologia, arredondados a subarredondados, moderadamente bem-selecionados, algumas vezes com intercrescimento. Observou-se ainda, que há praticamente uma ausência total de fraturas e/ou inclusões nos grãos, bem como, poucas ocorrências de cristais de quartzo policristalino. Quanto aos seus aspectos ópticos notou-se que os grãos possuem extinção ondulante moderada.

O quartzo é o principal mineral leve na Plataforma Continental do Pará, perfazendo cerca de 80% de todos os minerais constituintes. Em toda a Plataforma Continental do Pará a distribuição do quartzo é bastante homogênea (Gráfico 2, a, b e c).

PROVENIÊNCIA DOS SEDIMENTOS DA PLATAFORMA CONTINENTAL DO PARÁ As naturais cores do quartzo mostram um relativo equilíbrio entre as cores transparentes e cinzas (45 e 44%, respectivamente) (Gráfico 3), além de apresentar alguns grãos leitosos, que são provenientes de veios. As cores naturais, em conjunto com as suas características físicas (fraturas, inclusões, intercrescimento) e ópticas (extinção ondulante) mostram que estes minerais têm como provável proveniência, rochas graníticas, metamórfica e também de origem sedimentar, representado principalmente, por fragmentos de rocha.

CONCLUSÕES E DISCUSSÕES A Plataforma Continental do Pará possui características bastante homogêneas, ocorrendo essencialmente depósitos arenosos de natureza siliciclásticas e carbonáticas. Os resultados obtidos mostram a predominância de areias médias, principalmente nas plataformas

Gráfico 1 - Distribuição Granulométrica dos sedimentos arenosos da Plataforma Continental do Pará



continentais interna e intermediária, ocorrendo porém, também em porções isoladas, depósitos de areias finas e areias grossas.

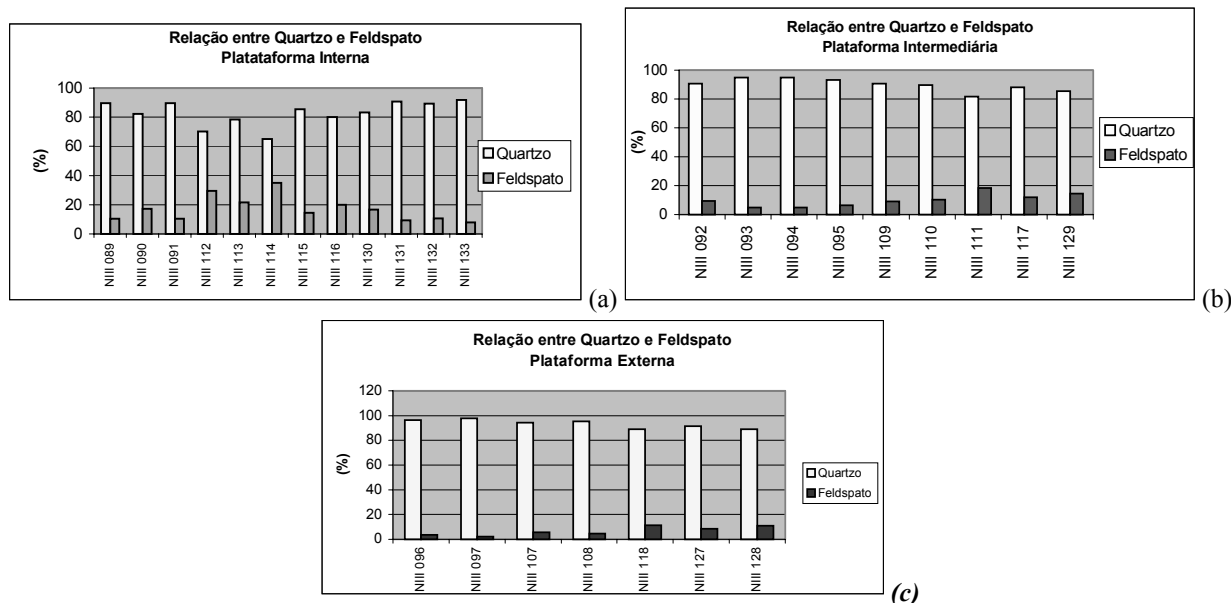


Gráfico 2 - Relação entre quartzo e feldspato na Plataforma Continental do Pará: (a) na plataforma interna; (b) na plataforma intermediária e (c) na plataforma externa.

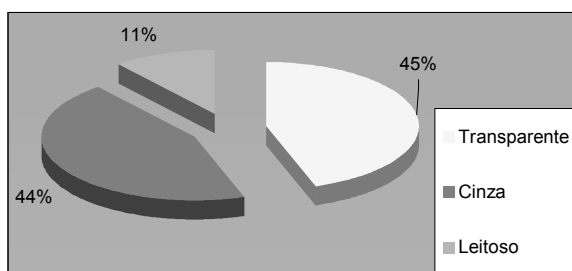


Gráfico 3 - Relação entre as cores naturais dos cristais de quartzo.

Na Plataforma Continental Externa, mais próximo ao talude continental, ocorrem areias mais grossas. O carbonato associado ao depósito arenoso

é provavelmente de origem de organismos bentônicos, principalmente foraminíferos e moluscos.

A Plataforma Continental do Pará possui valores inferiores a 30% de CaCO_3 (carbonato de cálcio) associados às areias, porém pode ultrapassar 50%; além disso, próximo à quebra do talude continental os valores podem alcançar 95%. A maior parte desse carbonato é de origem bioclástica e litobioclástica, como descrito por Milliman . (1979).

No sentido *terra-off shore*, a quantidade de feldspato nos sedimentos diminui à medida em que se aproxima da plataforma continental externa (Gráfico 5a). O comportamento do quartzo é inverso, no qual há um nítido aumento destes minerais à medida em que se aproxima da plataforma continental externa (Gráfico 5b).

O comportamento dos minerais de quartzo mostrou uma relativa homogeneidade nos perfis (Gráfico 4a). A quantidade de minerais de feldspato é maior nas proximidades do rio Pará. Na plataforma continental intermediária e plataforma continental externa, os valores mantêm-se praticamente constantes (Gráfico 4b).

A larga distribuição do quartzo em toda a Plataforma Continental do Pará, mostra que este mineral, provêm de rochas ricas em quartzo, que a supri constantemente.

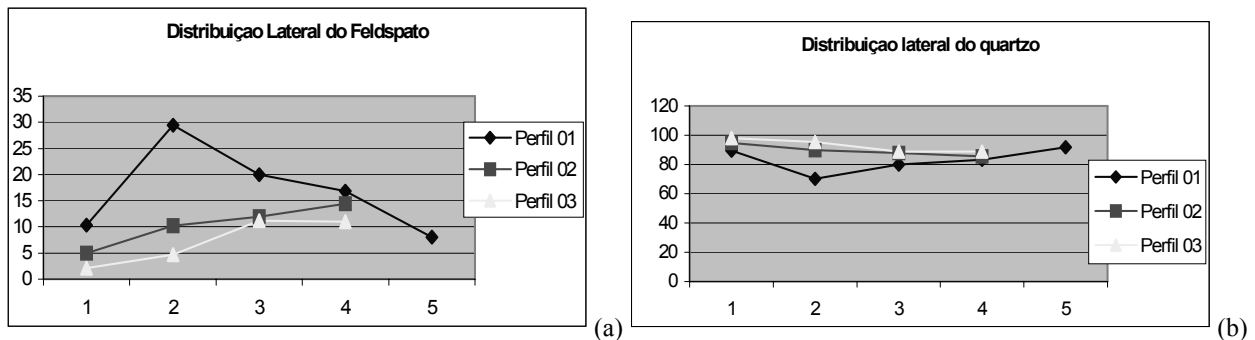


Gráfico 4 - Distribuição Lateral do quartzo (b) e do feldspato (a), na Plataforma Continental do Pará

A diminuição dos minerais de feldspato, deve-se, provavelmente ao fato de que o feldspato, após um longo transporte ou intenso retrabalhamento, tenha sido destruído, pela sua fragilidade ao intemperismo.

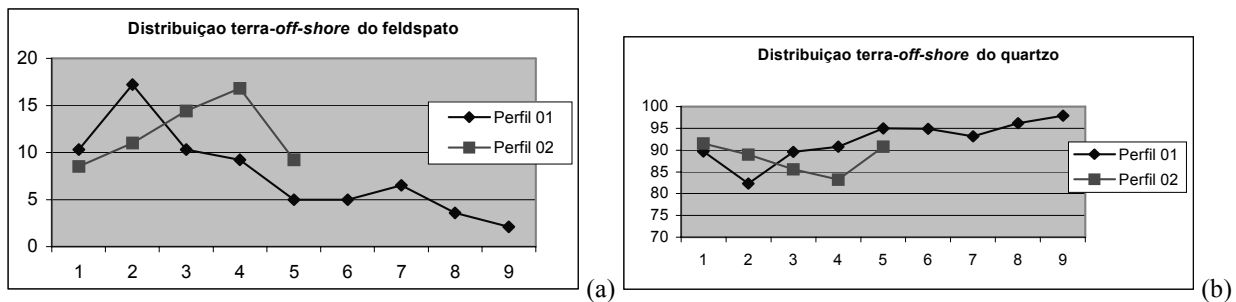


Gráfico 5 - Distribuição Lateral do quartzo (b) e do feldspato (a), na Plataforma Continental do Pará

Com base no estudo destes minerais pesados, Kowsmann & Costa (1979), sugerem que os sedimentos arenosos da Plataforma Continental do Pará seriam, em grande parte, provenientes de rochas mesozóicas da Bacia do Maranhão.

El-Robrini *et al.* (1992) admitem que as características da assembléia de minerais pesados da Plataforma Continental do Pará demonstram a mistura de sedimentos maduros e imaturos, o que sugere uma contribuição de áreas fontes próximas e distantes, associadas, provavelmente, ao Cráton São Luís e sedimentos retrabalhados reliquias. As areias apresentam grãos tanto de origem sedimentar, ígnea, metamórfica, apresentando, porém, uma maior abundância de grãos de origem sedimentar e as areias mais finas em porções isoladas são provavelmente depósitos recentes, resultantes de ações dos estuários e outros processos costeiros.

A Plataforma Continental do Pará é um ambiente de sedimentação dinâmico, influenciado principalmente por processos costeiros, oceânicos e fluviais, que juntos controlam o transporte, deposição e distribuição dos sedimentos. A ação da Corrente Costeira Norte Brasileira (CCNB) de

direção NW desvia a descarga do Rio Amazonas, tendo assim, pouca influência na sedimentação da Plataforma Continental do Pará.

Referências Bibliográficas

- Carvalho C. A. & El-Robrini M. 2000. Estudo da Cobertura Sedimentar da Plataforma Continental do Pará. Relatório Final de Iniciação Científica, PIPES/UFPA/Centro de Geociências. Belém/Pa: 23p.
- Coutinho P. N. 1992. Sedimentos Carbonáticos da Plataforma Continental Brasileira. Workshop on Coastal and Marine Geology OSNLR/COMEMIR, Porto Alegre.RS. 65-73.
- Dias G. T. M. 1996. Classificação de Sedimentos Marinhos: Proposta de Representação em Cartas Sedimentológicas. In: SGB, Cong. Bras. Geol., 39, *Anais* 3: 423-426
- El-Robrini M., Farias Júnior L. E. C., Torres A. M., Souza Filho P. W. M., Silva M. S. 1992. Deposição e Assoreamento das rias do Nordeste do Estado do Pará/Brasil. In: Cong. Bras. Geol., 37. São Paulo, SP. *Boletim de Resumos Expandidos* 1: 79-80
- El-Robrini M. 1996. Evolução geológica da plataforma continental Norte durante o Quaternário (Pleistoceno/Holoceno), PROGRAMA REVIZEE/NO. In: SGB, Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, Belém, Pará. *Anais* : 10-20
- Farias Jr. L. E. C., Schnitzer W. 1980. A Irradiação de Grãos de Quartzo – Um Novo Método de Análise Sedimentológica Aplicada aos Arenitos Permocarboníferos da Bacia do Maranhão. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 31, Camboriú, Santa Catarina. *Anais* 4: 2004 - 2016
- Folk R. L. 1974. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill's. Austin: 170 p.
- Kowsmann R. O. & Costa M. P. A. 1979. Sedimentação Quaternária da Margem Continental Brasileira e das áreas Oceânicas Adjacentes. Rio de Janeiro. PETROBRAS, CENPES/DIMTEP. Série Projeto REMAC nº 8/10-22.
- Milliman J.D. 1979. Morphology and structure of Amazon upper continental margin. America Association of Geology. *Geologist Buletin*, 63: 936 – 958
- Schnitzer W., Farias Jr. L. E. C. 1980. Estudo Comparativo de Análise Sedimentológica nas areias costeiras da Ilha de Mosqueiro, no rio Pará – Estado do Pará. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 31, Camboriú, Santa Catarina. *Anais* 4: 2269 - 2284
- Silva C. A. da 1993. Mapeamento Sedimentológico Superficial da Plataforma Continental Norte – Brasil. Relatório Final de Iniciação Científica/CNPq. UFPA: 27 p.
- Zembruscki S. G., Gorini M. A., Palma J. J., Costa M. P. A. 1971. Fisiografia e Distribuição dos Sedimentos Superficiais da Plataforma Continental Norte Brasileira. Boletim Técnico Petrobrás. Rio de Janeiro, Rj. Vol. 14 (3/4) / 127-155

Sedimentação Paleozóica no Rifte de Rondônia, Bacia dos Parecis

⁽¹⁾Dardenne, M. A.; ⁽¹⁾Alvarenga, C. J. S.; ⁽¹⁾Oliveira, C. G.; ⁽²⁾Ferreira, A. M.; ⁽²⁾Viegas, E. e ⁽³⁾Bahia, R.
¹ Universidade de Brasília – UnB; ² Mineração Santa Elina; ³ Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM
marceldardenne@yahoo.fr

A Bacia dos Parecis (Siqueira, 1989) constitui-se em uma estrutura alongada na direção W-E com dimensão maior de 1.250 km ocupando uma área aproximada de 500 mil km² distribuída pelos estados de Rondônia e Mato Grosso. Os principais elementos da Bacia dos Parecis foram reconhecidos através de mapeamentos geológicos, de levantamentos geofísicos e de furos de sondagem. A Bacia dos Parecis é dividida de W para E em três sub-bacias denominadas: Fossa Tectônica de Rondônia, Chapada dos Parecis (ou Juruena) e Depressão do Alto Xingu, as quais são separadas pelos altos paleogeográficos identificados como Arco de Vilhena e Arco de Serra Formosa (Siqueira, 1989).

A Fossa Tectônica de Rondônia (Siqueira, 1989) se caracteriza pela presença de dois grabens de direção geral WNW convergentes entre si para E, separados por um alto do embasamento denominado Alto Estrutural do Rio Branco do Guaporé. É limitado pelos lineamentos Presidente Hermes, Itapoã e Colorado e preenchido por sedimentos paleozóicos e mesozóicos pertencendo aos grupos Primavera e Vilhena respectivamente (Scandolaro, 1999).

Os dados do presente trabalho que se concentra na sub-bacia da Fossa Tectônica de Rondônia (Fig. 1) são resultados de trabalhos de campo e de levantamentos de furos de sondagens realizados pelas companhias de mineração Santa Elina, Phelps Dodge e Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM).

Neste contexto a sedimentação paleozóica está relacionada a evolução do Rifte de Rondônia responsável pela formação dos grabens de Pimenta Bueno e do Colorado, sendo distinguidas três fases: rifte, transicional e sag.

Fase Rifte: é caracterizada por um sistema de leques aluviais representados por um conjunto de conglomerados, microconglomerados e arenitos grossos. Os conglomerados líticos são suportados por clastos ou por matriz argilo-arenosa amarronzada, ligeiramente calcífera. Os clastos, geralmente angulosos a sub-arredondados provém do embasamento próximo: gnaisses, granitos, dioritos, quartzo, anfíbolitos, etc. Os microconglomerados e arenitos grossos mostram às vezes acamamento gradacional e cimentação calcítica. Essa unidade que caracteriza a fase ativa do rifte corresponde em parte as descrições genéricas envolvendo a Fm Cacoal (Siqueira, 1989; Bahia *et al.* 1996; Bahia e Pedreira, 1999; Pedreira, 1998), a qual foi relacionada ao Siluriano. Entretanto a maior parte das ocorrências de arenitos arcoseanos e micáceos e folhelhos aparecendo nas vizinhanças da cidade de

Cacoal e ao longo da BR-364 são considerados nesse trabalho como representantes de sedimentos depositados em plataforma marinha e conseqüentemente relacionados à Fm Pimenta Bueno.

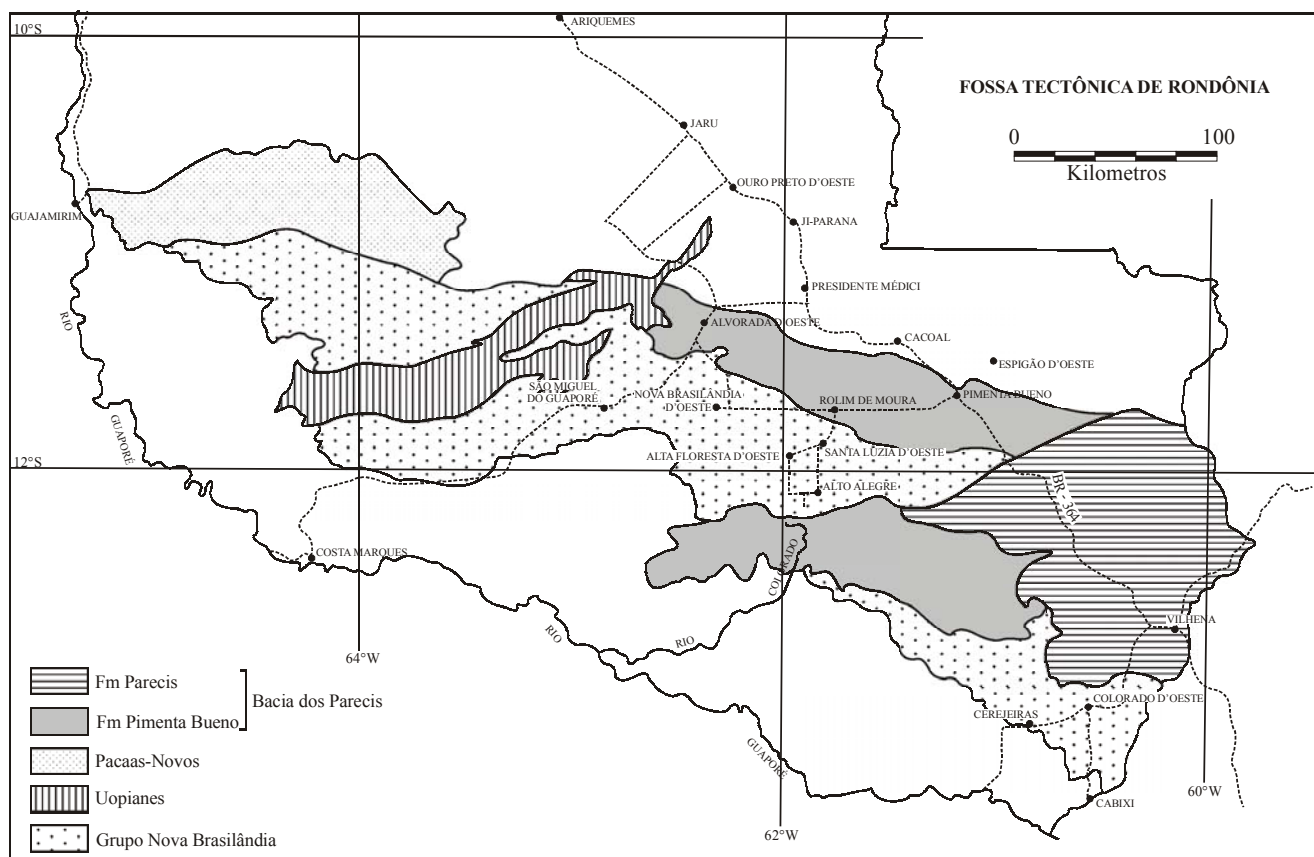


Figura 1. Distribuição das principais unidades na Fossa Tectônica de Rondônia.

Fase Transicional: é caracterizada por um sistema de sedimentação lacustre como já assinalado por Bahia e Pedreira (1999), representado por calcários dolomíticos rosados finamente laminados ricos em biotita, clorita, muscovita, feldspato e minerais opacos. Essas unidades que constituem o marco estratigráfico mais importante da Fossa Tectônica de Rondônia e provavelmente da Bacia dos Parecis, representam a fase de quiescência do rifte em condições climáticas áridas. Sua reduzida espessura, da ordem de 10 a 20 metros nos grabens de Pimenta Bueno e Colorado aumenta em direção a oeste, onde aparecem fácies evaporíticas com anidrita nodular cimentando os arenitos e invadindo as fácies de dolomicrita sob a forma de nódulos e prismas aciculares que podem traduzir um ambiente de tipo sabkha.

Fase Sag: corresponde a fase de subsidência da bacia que é caracterizada pela deposição da Fm Pimenta Bueno (Leal *et al.* 1978) a qual é interpretada como um ambiente glacio-marinho (Bahia e Pedreira, 1996; Pedreira, 1998), e relacionado ao Carbonífero (Cruz, 1980). A seqüência sedimentar desta formação foi dividida em cinco unidades, da base para o topo:

Unidade 1 – a sedimentação glacio-marinha propriamente dita é representada por diamictitos de coloração chocolate, com matriz argilosa e arenosa, calcífera, onde flutuam seixos do embasamento (gnaiesses, granitos, dioritos, anfíbolitos, quartzo, etc.) e seixos da seqüência sedimentar inferior com fragmentos lamelares dos calcários dolomíticos sotopostos. Esses diamictitos são intercalados, em proporções variáveis, com níveis de siltitos, folhelhos argilosos, onde podem aparecer localmente seixos pingados, e com arcóseos grossos a microconglomeráticos com cimento calcítico. A espessura dessa unidade varia entre 0 e 50 metros.

Unidade 2 – a sedimentação marinha de plataforma é caracterizada por arenitos maciços, arcoseanos, micáceos, geralmente de cor rosada a marrom chocolate, além de esbranquiçada, localmente ligeiramente calcíferos apresentando sinais importantes de bioturbação e de fluidização. São intercalados com finos níveis de arenitos e siltitos com laminações cruzadas por ondas de tempestade. A espessura da unidade 2 atinge 150 metros no furo da CPRM.

Unidade 3 – na seqüência de plataforma marinha intercala-se um espesso pacote de arenitos médios a grossos feldspáticos caracterizando uma sedimentação continental. Os arenitos basais (~100m de espessura no furo da CPRM), que apresentam estratificações cruzadas de alto ângulo e bimodalidade granulométrica, traduzem uma deposição em ambiente eólico, a qual sucede uma sedimentação fluvial de arenitos médios e grossos até microconglomeráticos com estratificações cruzadas acanaladas (~100m de espessura no furo da CPRM). A presença desse intervalo com sedimentação continental traduz importantes variações do nível do mar durante a deposição da Fm. Pimenta Bueno.

Unidade 4 – retorno da sedimentação marinha de plataforma (200m de espessura) dominada por ondas de tempestades com as mesmas características da unidade 2, onde predominam os arenitos médios, micáceos, intercalados com níveis de siltitos com laminações cruzadas por ondas de tempestades.

Unidade 5 – a sedimentação da Fm. Pimenta Bueno termina com um pacote (~100m de espessura) de folhelhos e siltitos avermelhados e esverdeados, com algumas intercalações de arenitos vermelhos. Destacam-se neste conjunto um intervalo de 5 cm de microconglomerado basal e a presença de veios de gipsita de espessura centimétrica ao longo de toda a unidade. Esse intervalo pode traduzir um período de sedimentação restrita na bacia onde predomina o aporte de sedimentos finos.

A Formação Fazenda da Casa Branca (Leal *et al.* 1976), que foi posicionado no intervalo Permo-carbonífero (Teixeira, 2001), é representada essencialmente por conglomerados e arenitos quartzosos brancos, grossos e friáveis (espessura superior a 100m). Representam um episódio continental, fluvial e talvez eólico, erodindo praticamente todas as unidades anteriores. Entretanto a

escassez de dados, tanto no campo como nos furos de sondagem, torna difícil avaliar a sua real posição estratigráfica.

Durante o Mesozóico ocorreu a reativação do Rifte de Rondônia, a qual encontra-se evidenciada pelos sills e diques de gabro da Fm Anari e pelos derrames basálticos da Fm Tapirapuã, e a deposição dos sedimentos continentais eólicos e fluviais da Fm Parecis (Cretáceo). Finalmente sedimentos terciários não-consolidados completam a coluna sedimentar da Bacia dos Parecis.

CONCLUSÕES. A sedimentação paleozóica na Fossa Tectônica de Rondônia é representada por uma seqüência depositada em ambiente de rifte nos grabens de Pimenta Bueno e de Colorado. A evolução do rifte foi dividida em três fases: Fase Rifte dominada por sistema de leques aluviais; Fase Transicional ou de Quiescência caracterizada pela sedimentação lacustre de calcários dolomíticos sob clima árido que constituem provavelmente um marco estratigráfico na escala da Bacia dos Parecis; Fase Sag ou de Subsidência correspondendo a sedimentação glacio-marinha de plataforma dominada por ondas de tempestade. Grande variação do nível do mar se traduz por importante intervalo de fácies fluviais e eólicos continentais intercalados na sedimentação glacio-marinha de plataforma. Condições mais restritas de sedimentação caracterizam o final da seqüência deposicional. A inclusão da Fm. Fazenda da Casa Branca no Paleozóico continua ainda duvidosa em função da ausência de elementos conclusivos para a datação.

Bibliografia

- Bahia, R. e Pedreira, A. J. 1996. Depósitos glaciogênicos da Formação Pimenta Bueno (Carbonífero) na região de Rolim de Moura, sudeste de Rondônia. *A Terra em Revista*, ano II, nº 1, p. 24-29.
- Bahia, R. e Pedreira, A. J. 1999. As bacias sedimentares do Estado de Rondônia. CPRM, Relatório Interno, Porto Velho, 37 p. (inédito).
- Bahia, R.; Quadros, M. L. e Pedreira, A. J. 1996. As coberturas sedimentares fanerozóicas da região sudeste de Rondônia. In: *Anais 39º Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador, SBG, vol. 1, p. 293-302.
- Cruz, M. M. C. 1980. Palinologia de sedimentos paleozóicos do Território Federal de Rondônia. In: *Anais 31º Congresso Brasileiro de Geologia*, Camboriú, SBG, vol. 5, p. 3041-3048.
- Leal, J. W. L.; Silva, G. F.; Santos, D. B.; Teixeira, W.; Lima, M. I. C.; Fernandes, C. A. e Pinto, A. C. 1978. Geologia. In: *Brasil, DNPM, Projeto Radam Brasil*, Folha SC-20 Porto Velho, Rio de Janeiro, Levantamento de Recursos Naturais, 16, p. 17-184.
- Pedreira, A. J. 1998. Sistemas deposicionais e estratigrafia da Bacia dos Parecis no Estado de Rondônia, CPRM, Porto Velho, Relatório de Viagem, 32 p. (inédito)
- Scandolaro, J. 1999. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondônia – Texto explicativo e mapa geológico de Rondônia. DNPM-CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.
- Siqueira, L. P. 1989. Bacia dos Parecis. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 3, p. 3-16.
- Teixeira, L. B. 2001. Evidência geofísica de rifts precursores nas bacias paleozóicas do Amazonas, Paraná, Parecis, Parnaíba, Solimões e Alto Tapajós. In: J. H. G. Melo e Terra G. J. S. (eds.), *Correlação de Seqüências Paleozóicas Sul-Americanas*, Ciência-Técnica-Petróleo, Seção Exploração de Petróleo, nº 20.

NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO QUATERNÁRIA NA REGIÃO DO BAIXO RIO NEGRO, AMAZONAS

^(1,2)Soares, E. A. A. e ⁽²⁾Riccomini, C.

¹Departamento de Geociências, Universidade do Amazonas, Campus Universitário, 69.077-000, Manaus (easoares@usp.br); ² Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, 05508-080, São Paulo (riccomin@usp.br)

Resumo. Na região do Baixo Rio Negro, sobre rochas sedimentares cretáceas da Formação Alter do Chão, desenvolve-se extensa sedimentação fluvial quaternária, ainda indiferenciada em termos cartográficos, distribuída predominantemente ao longo dos canais fluviais e áreas marginais. Os depósitos quaternários mais recentes estão relacionados principalmente ao regime atual dos rios Negro, Solimões e Manacapuru, enquanto que os mais antigos mostram-se confinados em prováveis *hemigrabens*, de direção geral NW-SE, com basculamento de seus assoalhos para E-NE. Levantamentos de campo acompanhados da interpretação de produtos de sensores remotos indicam que essas depressões foram geradas por movimentações neotectônicas quaternárias, resultando na formação de terraços fluviais com distribuição assimétrica pela migração lateral de canais fluviais. A natureza do preenchimento sedimentar parece ter sido condicionada essencialmente pelas mudanças climáticas.

INTRODUÇÃO. A região do Baixo Rio Negro pertence ao Planalto Dissecado Rio Trombetas – Rio Negro, de idade neopleistocênica (Radambrasil 1978), onde predominam rochas siliciclásticas cretáceas-terciárias da Formação Alter do Chão (Cunha *et al.* 1994, Travassos & Barbosa Filho 1990, Dino *et al.* 1999), recobertas por depósitos fluviais quaternários.

Sternberg (1950) fez a primeira correlação entre neotectônica e dinâmica fluvial na Amazônia e seu trabalho serviu de base para interpretações posteriores com enfoque estrutural. Na região do Baixo Rio Negro, levantamentos de campo e interpretação de produtos de sensores remotos permitiram constatar o controle estrutural, relacionado a movimentos neotectônicos, nos padrões de drenagem e distribuição de grande parte da sedimentação quaternária em *grabens* e/ou *hemigrabens* (Franzini & Igreja 1990, Franzini & Latrubesse 1993, Fernandes Filho *et al.*, 1997, Soares *et al.* 2001).

A natureza e extensão das planícies fluviais dessa região, somada à atividade neotectônica sin- e pós-deposicional, torna um desafio o estudo de fácies e a definição de sistemas deposicionais desses depósitos sedimentares quaternários, principalmente os mais antigos. Some-se a isto o fato de que são ainda escassos os modelos de fácies para os grandes rios de clima tropical equatorial, quente e úmido. Por outro lado, a falta de materiais datáveis tem dificultado as correlações estratigráficas. Até há pouco tempo, a Formação Alter do Chão, unidade cretácea de grande extensão na Bacia do Amazonas, era referida ao Grupo Barreiras (Lourenço *et al.* 1978), do Terciário. Até hoje, as unidades quaternárias do Baixo Rio Negro vem sendo indistintamente atribuídas à Formação Solimões (Franzini & Igreja 2002, Latrubesse & Franzini 2002), do Mioceno (Hoorn 1993). Entretanto, a área de ocorrência da Formação Solimões é restrita a parte mais ocidental na Bacia do Amazonas, próximo ao Arco de Purus (Cunha *et al.* 1994). Em adição, esta unidade apresenta litofácies e conteúdo

fossilífero, incluindo moluscos, plantas e vertebrados (Hoorn 1994), características que permitem diferenciá-la dos depósitos quaternários do Baixo Rio Negro.

Diante das divergências apresentadas, este trabalho objetiva caracterizar as unidades quaternárias da região, com base na dinâmica sedimentar, condicionada por movimentações neotectônicas e mudanças climáticas ocorridas no Quaternário.

MATERIAIS E MÉTODOS. Este trabalho foi realizado com base em análises geomorfológica e morfotectônica, levantamentos de campo e interpretação de imagens TM Landsat – 5. Incorpora resultados anteriores de Soares *et al.* (2001) e Soares & Riccomini (2002), complementados por dados de campo (estruturais e de fácies sedimentares) obtidos ao longo de rios, rodovias, estradas secundárias e áreas de lavra.

NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO. O conjunto de dados permitiu delimitar preliminarmente as principais unidades geológicas, suas características sedimentares e relações de contato, bem como identificar estruturas relacionadas ao neotectonismo. A unidade mais antiga e de maior expressão em área é a Formação Alter do Chão, representada principalmente por arenitos e pelitos, situados em altitudes entre 50 a 100 metros (Soares *et al.* 2001). Níveis silicificados desta formação foram designados de Arenito Manaus (Albuquerque 1922). No topo da unidade desenvolveram-se extensas crostas lateríticas e latossolo amarelo (Fernandes Filho *et al.* 1997; Horbe *et al.* 2001). Os solos férteis do tipo terra preta, ricos em matéria orgânica e materiais arqueológicos (cerâmicos e líticos), se desenvolveram na região a partir de cerca de 2000 AP (Petersen *et al.* 2001). Eles recobrem indistintamente o latossolo amarelo e a Formação Alter do Chão. O Arenito Manaus e os depósitos argilosos quaternários são as principais fontes de matéria-prima dos materiais arqueológicos líticos e cerâmicos, respectivamente.

Ao longo do Rio Negro e da rodovia BR-174 (Manaus – Caracaraí), a Formação Alter do Chão é composta de arenitos caulínicos com estratificação cruzada e intercalações de argilitos, característicos de planície aluvial (Caputo & Sad 1974). O estudo de fácies sedimentares desta unidade na região de Manaus permitiu a identificação de depósitos de canais e planícies de inundação efêmera e abandonada, representativos de um sistema fluvial entrelaçado (Vieira & Nogueira 1998). Fases de exposição subaérea e pedogênese são assinaladas por níveis de paleossolos dispostos horizontalmente no limite das camadas e constituem marcos estratigráficos dentro da Formação Alter do Chão (Nogueira *et al.* 1999). Sua ocorrência em exposições espaçadas de dezenas de quilômetros pode ajudar a solucionar problemas estruturais e de correlação.

Deformações neotectônicas do substrato cretáceo da região foram responsáveis pela formação de depressões tectônicas, com direção geral NW-SE e até 30 km de comprimento, onde acumularam-se extensos depósitos quaternários (Soares *et al.* 2001). A inclinação de níveis de paleossolos (até 20° para NE) e de planos de estratificação primária indicam um basculamento do

assoalho para E-NE, confirmando o caráter assimétrico típico de *hemigrabens*, ao longo dos quais estão instalados o trecho final do Rio Negro e o Paraná do Ariaú. Os dados até agora obtidos parecem indicar que esta configuração estrutural é compatível com os modelos neotectônicos regionais, que contemplam movimentos transcorrentes dextrais de direção geral E-W (Igreja *et al.* 1999, Costa *et al.* 2001).

Regionalmente, os depósitos quaternários são predominantemente argilosos, por vezes siltosos e arenosos. Apresentam coloração cinza escuro a médio nas porções menos intemperizadas, onde exibem camadas com laminação plano-paralela, definida pela alternância de lâminas de pelito e areia fina, intercalados a camadas centimétricas de arenitos com estratificação cruzada (Soares *et al.* 2001). Nas porções mais superficiais o aspecto mosqueado é dado pela percolação de óxidos e hidróxidos de ferro. O aspecto maciço, também observado, pode ser devido a intensa bioturbação e também à pedogênese incipiente, desenvolvida principalmente nos depósitos mais antigos (Soares & Riccomini 2002). No contato com a Formação Alter do Chão, as unidades quaternárias apresentam freqüentemente um nível de cascalho residual composto por seixos e blocos de rochas da unidade sotoposta.

Os *hemigrabens* do trecho final do Rio Negro são preenchidos por sedimentos predominantemente argilosos, com espessura em torno de 10 metros. O caráter maciço dos sedimentos não permitiu, até o momento, caracterizar os processos atuantes na sua deposição. Provavelmente, a deposição está relacionada a um sistema de drenagem de carga predominantemente em suspensão, com baixa migração lateral do canal. Na maior depressão tectônica da região, localizada entre os rios Negro e Solimões, o basculamento de blocos para E-NE parece ter condicionado a migração do Paraná do Ariaú e o desenvolvimento de terraços fluviais com distribuição assimétrica (Soares *et al.* 2001). Os terraços situados em cotas mais elevadas apresentam pedogênese incipiente, exibem relevo de colinas suavemente arredondadas e correspondem aos depósitos quaternários mais antigos da região. Em geral, apresentam características texturais semelhantes aos depósitos das depressões do Rio Negro. Zonas de fraturas subverticais de direção geral NW-SE, seccionam os depósitos quaternários e são evidências de atividade tectônica deformadora recente.

AGRADECIMENTOS Os autores externam seus agradecimentos à Prefeitura Municipal de Manacapuru, AM, pelo apoio logístico e financeiro, e a CAPES pela concessão de auxílio e bolsa de doutorado no âmbito do Programa de Qualificação Institucional, convênio entre as Universidades Federal do Amazonas e de São Paulo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Albuquerque R. 1922. Reconhecimentos geológicos no Vale do Amazonas. *Bol. do Serv. Geol. e Mineral. do Brasil*, 3:1-84.

- Caputo M.V. & Sad A.R.E. 1974. *Geologia do Baixo Rio Negro e trecho da BR-174*. PETROBRÁS. 33p. (Relatório Interno 675-A).
- Costa J.B.S. *et al.* 2001. Tectonics and paleogeography along the Amazon river. *Journal of South Amer. Earth Sci.*, 14:335-347.
- Cunha P.R.C. *et al.* 1994. Bacia do Amazonas. *Bol. de Geoc.s, Petrobrás*, 8:47-55.
- Dino R. *et al.* 1999. Caracterização palinológica e estratigráfica de estratos cretáceos da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. In: Simp. sobre o Cretáceo do Brasil, 5, Rio Claro. *Boletim de Resumos*, Rio Claro, UNESP, p.557-565.
- Fernandes Filho L.A. *et al.* 1997. Registros neotectônicos nos lateritos de Manaus - Amazonas. *Geociências*, 16:9-33.
- Franzinelli E. & Igreja H.L.S. 1990. Utilização de sensoriamento remoto na investigação da área do Baixo Rio Negro e Grande Manaus. In: Simp. Brás. de Sensor. Remoto, 6, Rio de Janeiro. *Anais*, Rio de Janeiro, INPE, 3:641-648.
- Franzinelli E. & Igreja H.L.S. 2002. Modern sedimentation in the lower negro river, Amazonas state, Brazil. *Geomorphology*, 44: 259-271.
- Franzinelli E. & Latrubesse E. 1993. The use of remote sensing in a neotectonic study in the Amazon Basin. *Bulletin INQUA Neotectonics Commission*, 16:10-13.
- Horbe A.M.C., Nogueira A.C.R., Horbe M.A., Costa M.L., Suguio K. 2001. A lateritização na gênese das superfícies de aplanamento da região de Presidente Figueiredo-Balbina, nordeste do Amazonas. In: *Contrib. à Geol. da Amazônia*. Manaus, SBG-NO, v.2, p.145-176.
- Hoorn C. 1993. *Miocene palynostratigraphy and paleoenvironmental of Northwestern Amazonia: Evidence for marine incursion and the influence of Andean tectonics*. Doctoral Thesis, University of Amsterdam, 98p.
- Hoorn C. 1994. An environmental reconstruction of the paleo-Amazon River system (Middle-Late Miocene, NW Amazonia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 112:187-238.
- Igreja H., Franzinelli E., Repolho T. 1999. Neotectonic influence on fluvial capture in the Amazon Basin, state of Amazonas, Brasil. *Geography*, 49: 197-206.
- Latrubesse E.M. & Franzinelli E. 2002. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brasil. *Geomorphology*, 44:241-257.
- Lourenço R. S. *et al.* 1978. Brasil. In: *Projeto RADAMBRASIL, Folha SA. 20, Manaus: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro, DNPM, 628p.
- Nogueira A.C.R. *et al.* 1999. Paleossolos da Formação Alter do Chão, Cretáceo-Terciário da Bacia do Amazonas, regiões de Presidente Figueiredo e Manaus. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 5, Rio Claro. *Boletim de Resumos*, Rio Claro, UNESP, p.261-266.
- Petersen J.B. *et al.* 2001. A prehistoric ceramic sequence from the Central Amazon and its relationship to the Caribbean. In: Internat. Congr. for Caribbean Archaeology, XIX. 1: 250-259. Aruba.
- RADAMBRASIL, 1978. Levantamento de Recursos Naturais. Folha SA.20 – Manaus. DNPM. v.19: 747p.
- Soares E.A.A. & Riccomini C. 2002. Neotectônica e sedimentação quaternária na confluência dos rios Negro e Solimões, Amazonas. In: Congr. Brás. de Geol., 41, João Pessoa.
- Soares E.A.A. *et al.* 2001. Os depósitos quaternários na confluência dos rios Negro e Solimões, municípios de Iranduba e Manacapuru, Amazonas. In: Simp. de Geol. da Amazônia, 7, Belém. *Resumos Expandidos*, Belém, SBG-NO, p.19-22.
- Sternberg H.O. 1950. Vales tectônicos na Planície Amazônica? *Rev. Brás. de Geografia*, 4:3-26.
- Travassos W.A. & Barbosa Filho C.M. 1990. Tectonismo Terciário na área do rio Tapajós, Bacia do Amazonas. *Bol. de Geociências, Petrobrás*, 4:299-240.
- Vieira L.C. & Nogueira A.C.R. 1998. Petrografia de arenitos da Formação Alter do Chão, Cretáceo-Terciário da Bacia do Amazonas, Praia da Ponta Negra, Manaus. In: Simp. de Inic. Científica da USP, 3, São Carlos. *Anais*, São Paulo, USP, p.165.

FÁCIES DE UM SISTEMA FLUVIAL-LITORÂNEO PROTEROZÓICO NA SERRA DO TEPEQUÉM, ESTADO DE RORAIMA

Fernandes Filho, L. A. ¹ & Nogueira, A. C. R. ²

Departamento de Geociências da Universidade Federal do Amazonas

(1)(lfernandes@ufam.edu.br), (2)(anogueira@ufam.edu.br)

RESUMO A análise de fácies dos depósitos sedimentares da Serra do Tepequém (Roraima) permitiu registrar, além do contexto aluvial-fluvial já inferido na literatura, a presença de depósitos litorâneos caracterizados por estruturas de maré e onda. A influência marinha nestes depósitos sugere deposição em extensa bacia cujos limites ultrapassavam a área da Serra do Tepequém. Esta interpretação fornece importantes implicações paleogeográficas e paleoambientais que podem guiar futuros trabalhos de correlação com outras unidades proterozóicas nesta parte do Escudo das Guianas.

INTRODUÇÃO Rochas sedimentares pré-cambrianas isoladas e confinadas em estruturas romboédricas e sigmoidais de cinturões de cisalhamento são encontradas freqüentemente no Craton Amazônico (Araujo & Maia 1988, DOCEGEO 1988, Pinheiro *et al.* 1988, Reis *et al.* 1988, Pinheiro & Holdsworth 2000). Estas rochas são interpretadas como registros flúvio-lacustres de bacias restritas (Araújo & Maia 1988, Reis & Carvalho 1996) ou testemunhos de extensas bacias marinhas posteriormente segmentadas por eventos tectônicos (Barbosa & Ramos 1959, Nogueira & Truckenbrodt 1994, Pinheiro & Holdsworth 2000). Entretanto, muitas das avaliações paleoambientais dos depósitos pré-cambrianos, feitas juntamente com mapeamentos regionais de cunho litoestratigráfico, são pouco precisos e carecem de dados faciológicos melhor registrados. A Serra do Tepequém, localizada na porção centro norte do estado de Roraima, entre os rios Amajari e Uraricuera, representa um excelente exemplo desta problemática paleoambiental. Constitui um testemunho de rochas sedimentares proterozóicas, cujas exposições, descritas por Fernandes Filho (1990), são aqui reavaliadas do ponto de vista sedimentológico-estratigráfico. Além do contexto aluvial-fluvial, já descrito para estas rochas, a presença de estruturas sedimentares produzidas por processos de maré e ondas indica influência marinha durante a deposição desta unidade e fornece assim importantes implicações paleogeográficas para o Proterozóico nesta parte do Escudo das Guianas.

TRABALHOS ANTERIORES Os depósitos sedimentares da Serra do Tepequém foram referenciados como Formação Kaeiteur (Barbosa & Ramos 1959) incluída nos depósitos Roraima (nome segundo Dalton 1912) que Paiva (1939) considerou como de idade pré-cambriana. Barbosa & Ramos (1959) julgaram a Formação Kaeiteur mais antiga que os depósitos Roraima devido principalmente às diferenças litológicas, grau de metamorfismo e deformação. Desde o final da década de 50, o nome Roraima tem sido estendido para todas as coberturas sedimentares do Escudo das Guianas no Brasil. Particularmente, os depósitos da Serra do Tepequém foram definidos como Formação Tepequém por Borges & D'antona (1988) e Reis

& Carvalho (1996) subdividindo-a nos membros Paiva, Funil e Cabo Sobral, correlacionando-a litologicamente, ao contrário de Barbosa & Ramos (1959), com a Formação Arai do Supergrupo Roraima e interpretando-a como depósitos de leques aluviais, dunas eólicas e depósitos fluviais entrelaçados com fácies lacustre. Fernandes Filho (1990) admitiu esta correlação e subdividiu a sucessão sedimentar da referida serra em 7 unidades (A-G), diferenciadas quanto a litologia, estruturas sedimentares e continuidade lateral.

FÁCIES SEDIMENTARES Os depósitos da Serra do Tepequém, que desenham um sinclínio aberto com eixo de direção geral N70°E, são geralmente afetados por falhas de direção NE. Estes depósitos podem ser agrupados em três associações de fácies correspondentes aos ambientes de leque aluvial, planície fluvial e litorâneo. As associações estão dispostas em ciclos decamétricos granodecrescentes ascendentes, constituídos de arenitos e conglomerados na parte inferior, com base erosiva, e de pelitos/arenitos e brechas intraformacionais no topo. A recorrência dos ciclos na sucessão indica vários pulsos de natureza progradante-retrogradante que constituem os *building blocks* da sucessão estratigráfica da Serra do Tepequém.

Leque Aluvial Esta associação ocorre na borda SE e NW da serra, assentada sobre rochas do embasamento ou associada as falhas na borda E, e consiste em conglomerados polimíticos intercalados em arenitos grossos a conglomeráticos. Os conglomerados, do tipo ortoconglomerado, apresentam acamamento maciço, às vezes gradação normal e matriz de arenito fino a grosso. Os seixos e calhaus do arcabouço são compostos de quartzo leitoso, sílex, quartzitos, itabirito e rochas vulcânicas. Estes depósitos são interpretados como produto de fluxo gravitacional e de migração de barras longitudinais em planície fluvial entrelaçada proximal.

Depósitos de planície fluvial A seção tipo desta associação de fácies encontra-se entre o morro da antena e o igarapé do Meio, atravessando o igarapé do Barata em direção N-S. Consiste em ortoconglomerado oligomítico, de matriz arenosa, predominantemente composto de seixos de quartzo leitoso, arenito, jaspilite, siltite, rochas vulcânicas e quartzo fumê. Os seixos de quartzo, de até 6 cm de diâmetro, mostram-se bem arredondados e, algumas vezes, com alta esfericidade. Ocorrem ainda nesta associação quartzo arenitos finos a grossos e conglomeráticos, arenito síltico-argiloso, além de arenito arcoseano fino na base e arenito ferruginoso no topo. As estruturas sedimentares encontradas nos conglomerados e arenitos incluem estratificação cruzada acanalada, com segregação de seixos e areia grossa nos *foresets*, estratificação cruzada tabular, acamamento gradacional normal e inverso, marcas onduladas simétricas e assimétricas, bem como camadas convolutas. Estas estruturas sugerem basicamente a migração de barras de pequeno e grande porte em uma planície fluvial entrelaçada e, no caso das camadas convolutas, a deformação plástica de sedimento parcialmente liquefeito logo após deposição rápida. A

presença de quartzo arenito com alta maturidade composicional, de grãos e seixos arredondados e do contato com os depósitos litorâneos sugere um ambiente fluvial distal.

Depósitos litorâneos Esta associação, constituída de arenitos finos e, subordinadamente, médios a grossos, concentra-se a NW da Serra do Tepequém. É notável a presença de camadas heterolíticas e da estratificação cruzada sigmoidal com superfícies de reativação, marcadas por recobrimentos argilosos (figura 1). Lateralmente, esta última passa para laminação cruzada com acamamento *flaser* na base do *sets*, os quais estão geralmente separados por lâminas de argila (figura 1A). Recobrimentos argilosos sobre lâminas de arenito apresentam-se regularmente espaçados formando pares (*mud couplets*), semelhantes aos ciclos de maré vazante-enchente (Kreisa & Moiola 1986) (figura 1A). Os intervalos de lâminas arenosas mais espessas alternando com intervalos de lâminas arenosas menos espessas, recobertas com argila, numa sucessão de estratos cruzados, podem representar ciclos de maré de mais alta ordem (quadratura-sizígia?). A presença de marcas onduladas exibindo padrão de interferência, com forma preservada pelo recobrimento argiloso, e de laminação cruzada com padrão de paleocorrente reverso, corrobora os processos de maré (figura 1A). No topo de ciclos granodecrescentes ascendentes ocorrem ritmitos com acamamento *wavy-linsen*, com gretas de contração, atribuídos a depósitos de planície de maré (figura 1B). Depósitos de praia/face litorânea são interpretados com base na associação de marcas onduladas simétricas, laminação quase-planar e, laminação plano-paralela com truncamentos de baixo ângulo (figura 1B).

DISCUSSÃO FINAL Os depósitos sedimentares da Serra do Tepequém são registros de um sistema fluvial-litorâneo desenvolvido durante o Proterozóico. A influência marinha nestes depósitos, indicada por marcas onduladas simétricas e estratificação plano-paralela com truncamentos de baixo ângulo (ação de onda, *wave swash*) bem como acamamentos heterolíticos e estratificação cruzada, com padrão de paleocorrente reverso (ação de maré), sugere que os depósitos estudados fizeram parte de uma bacia com extensão geográfica bem maior que os domínios atuais da Serra do Tepequém. Esta interpretação favorece a correlação com outras ocorrências de depósitos marinhos pré-cambrianos sobre o Escudo das Guianas. A ocorrência de diamante e ouro nas fácies fluviais na área de estudo tem sido utilizada na correlação com o Supergrupo Roraima aflorante ao norte. Os dados geocronológicos ainda não são conclusivos para suportar tal hipótese. Além disso, alguns indicadores mineralógicos de metamorfismo (abundância de sericita/muscovita autigênica) e de deformação (dobras e clivagem ardósiana) sugerem que os depósitos estudados sejam mais antigos que as rochas sedimentares do Supergrupo Roraima que não apresentam tais características. Estudos faciológicos e estratigráficos de outros depósitos semelhantes àqueles da Serra do Tepequém ao longo do Escudo das Guianas, tais como as formações sedimentares nas serras do Urutanim, Surucucus e

Uafaranda, podem ampliar o registro deste possível mar proterozóico e contribuir para o melhor entendimento paleoambiental e paleogeográfico desta parte da Amazônia.

AGRADECIMENTOS

Externamos nossos agradecimentos ao Prof. Dr. Werner Truckenbrodt pelas sugestões ao texto.

REFERÊNCIAS

- 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: Congresso Latino-Americano de Geologia, Belém, SBG-DNPM. p.324-338.
- Barbosa, O. & Andrade Ramos, J. R. 1959. Território do Rio Branco, aspectos principais da geomorfologia, da geologia e das possibilidades minerais de sua zona setentrional. B. da Div. Geol. Mineral. Rio de Janeiro, 196:1-49.
- Borges, F.R. & D'Antona, R.J.G. 1988. Geologia e mineralizações da Serra Tepequém. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém. SBG, v. 1, p. 155-163.
- Dalton, L.V. 1912. On the geology of Venezuela. Geol. Mag., London, 9:203-210.
- DOCEGEO. 1988. Revisão lito-estratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: Congresso Brasileiro de Geologia. Anexo aos anais. CVRD, SBG. 165p. il.
- Kreisa, R.D. & Moiola, R.J. 1986. Sigmoidal tidal bundles and other tide-generated sedimentary structures of the Curtis Formation. Geol. Soc. Am. Bull. 97(4):381-387.
- Fernandes Filho, L.A. 1990. Estratigrafia da Serra do Tepequém. In: Congresso Brasileiro de Geologia, Natal. SBG, v.1, p. 199-210.
- Nogueira, A.C.R. & Truckenbrodt, W. 1994. Evidências de maré e tempestades na Formação Águas Claras. Acta Geologica Leopoldensia. São Leopoldo. 40(17):7-30.
- Paiva, G. 1939. Alto Rio Branco. Bol. Serv. Geol. Min. Brasil, nº. 99, Rio de Janeiro.
- Pinheiro, S.S., Reis, N.J., Costi, H.T. 1990. Geologia da Região de Caburaí. Relatório Final. Manaus, DNPM/CPRM, il., 91p.
- Reis, N.J., Pinheiro, S.S., Costi, H.T., Cruz, C.E.S. 1988. A Subdivisão do Grupo Suapi no contexto do Supergrupo Roraima, porção setentrional do T. F. de Roraima. In: Congresso Latino-americano de Geologia, Belém, SBG-DNPM. p. 389-398.
- Reis, N.J. & Carvalho, A.S. 1996. Coberturas sedimentares do Mesoproterozóico do estado Roraima – Avaliação e discussão de seu modo de ocorrência. Revista Brasileira de Geociências, 26(4):217-226.
- Pinheiro, R.V.L. & Holdsworth, R.E. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos Sistemas Transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na Borda Leste do Craton Amazônico, Pará. Revista Brasileira de Geociências. SBG - São Paulo. 30(4):597-606.

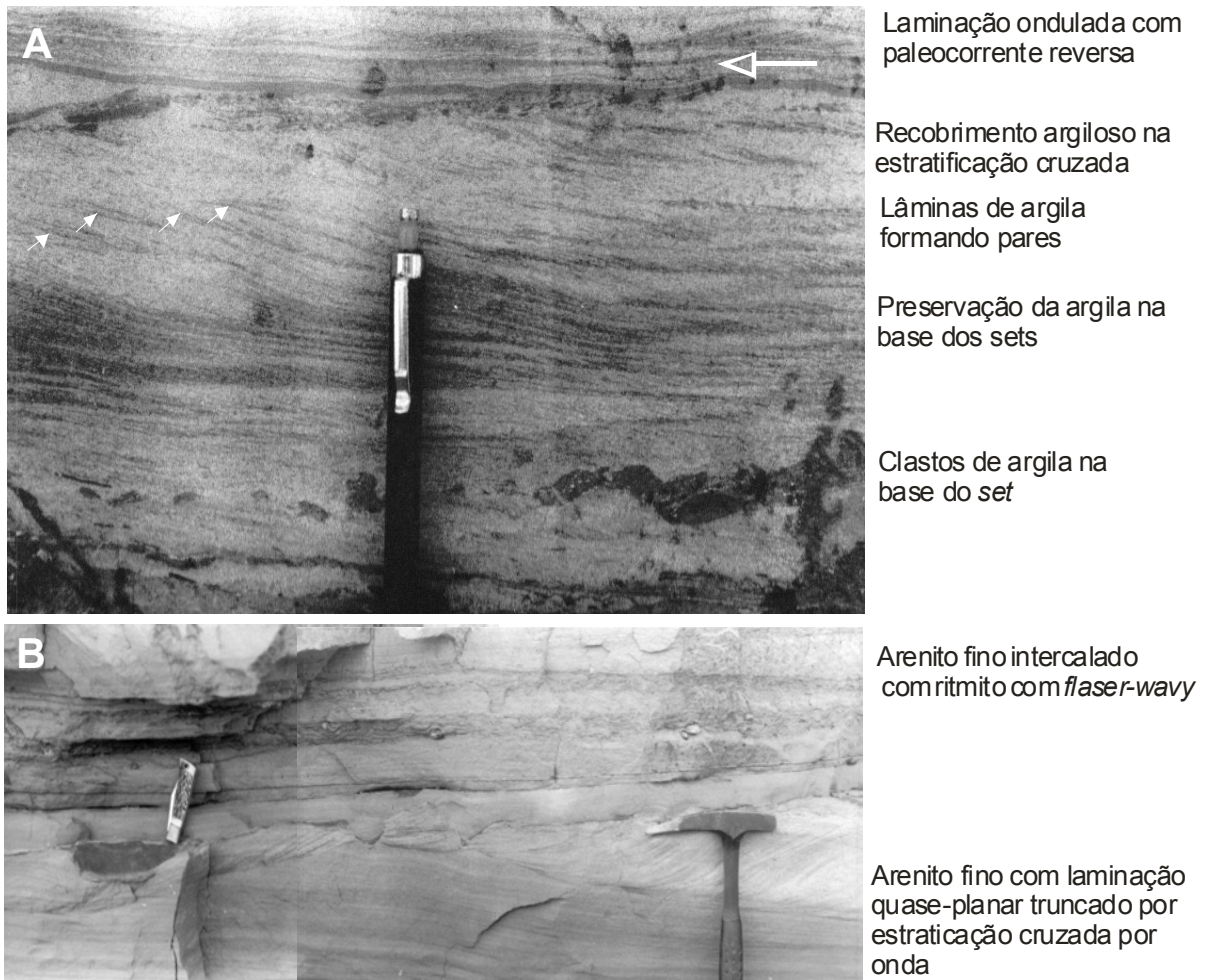


Figura 1. Aspectos das fácies litorâneas de depósitos da Serra do Tepequém. A) Lâminas cruzadas com sentidos opostos de paleocorrente (no topo), estratificação cruzada com pelito sobre lâminas de *foresets* (no meio) interpretada como bandamentos de maré (*tidal bundles*). B) Estruturas produzidas por fluxo oscilatório.

NOVAS CONTRIBUIÇÕES AO ESTUDO DO “ARENITO MANAUS” - HORIZONTE SILICIFICADO DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO, BACIA SEDIMENTAR DO AMAZONAS, BRASIL.

¹Franzinelli E., ¹Igreja V., ²Rossi V.

*Departamento de Geociências, UFAM- Manaus, AM-Brasil (elena@argo.com.br; hligreja@argo.com.br); **Dipartimento di Scienze della Terra, UNIMO-Modena, Itália (antoross@unimo.it)

RESUMO O “Arenito Manaus”, impropriamente denominado de formação, consiste de arenitos siltico-argilosos, vermelhos, silicificados, compactos, descontínuos e no topo da Formação Alter do Chão. Ocorre ao longo do baixo curso do Rio Negro e seus tributários, freqüentemente formando cachoeiras. Na área de maior ocorrência, ao norte da Cidade de Manaus, foram observados quatro horizontes silicificados, alternados com friáveis, num total de 20 metros. Foram estudados mineralógica, petrográfica e geoquimicamente para verificar os processos diagenéticos. Constatou-se que se trata de quartzo-arenito, homogêneo, granulação média a grossa, pobre a moderadamente selecionado, com quantidades variáveis de cimento, constituído de agregados de quartzo associados com massas caulínicas. Identificou-se três fases de modificações diagenéticas: 1 – durante o processo deposicional (eogênese), 2– durante o soterramento (mesogênese), 3 – e durante o soerguimento e erosão (telogênese) sob influência de fatores deposicionais, climáticos, tectônicos e de intemperismo.

INTRODUÇÃO O Arenito Manaus foi definido por Albuquerque (1922) como uma formação geológica que aflora na Cidade de Manaus e arredores. Santos et al (1974 in DNPM, 1984) descreveu o Arenito Manaus como “alguns corpos lenticulares de diferentes litologias inclusos na Formação Alter do Chão”, a qual é uma extensa unidade estratigráfica clástica, de idade cretácea, que aflora na parte central da Bacia Amazônica, cobrindo as Sequências Paleozóicas. A litologia da formação consiste de arenitos argilosos friáveis vermelhos, róseos ou brancos, siltitos e argilitos. Nesta região tem sido interpretado como depósitos de ambientes fluviais, deltaico ou lacustre do Mesoalbio (Daemon, 1975; Cunha et al., 1994).

O Arenito Manaus é uma rocha litificada vermelha, rósea ou branca leitosa que aflora descontinuamente nas margens do Baixo Rio Negro e seus tributários, ao longo de 70 Km a norte de Manaus. As cachoeiras que ocorrem próximo a Manaus (Tarumã, Guedes, Hotel Tropical, Mindu, Cuieiras, etc.), foram desenvolvidas nestas rochas. A área de maior ocorrência destas rochas é próxima ao Rio Tarumã, não muito distante do aeroporto de Manaus, onde é explorada em alguns locais.

A finalidade deste estudo é a investigação dos processos que levaram à silicificação seletiva das camadas do topo da Formação Alter do Chão.

METODOLOGIA Consistiu em coleta de amostras, confecção de lâminas delgadas, que foram estudadas ao microscópio petrográfico, análises de difração de Raio X, análises com uso de microscópio eletrônico – SEM, análise químicas e de elementos traços por fluorescência de Raio X de todas as amostras.

PETROGRAFIA De acordo com pesquisa anterior (Franzinelli e Rossi, 1996) a composição petrográfica do Arenito Manaus é homogênea. A quantidade de cimento é variável. Trata-se de quartzo-arenito supermaturo, com granulometria média-grossa a fina, pobre a moderadamente selecionado.

FEIÇÕES DIAGENÉTICAS Análises ao microscópio e ao SEM revelaram evidências da história diagenética das rochas, tornando possível estabelecer-se os passos dos processos modificadores do arenito. A progressiva dissolução química por água subterrânea causou a completa “digestão” dos grãos dos minerais mais instáveis, dos quais, em poucos casos, alguns traços são observáveis. De fato, geralmente as bordas dos grãos destruídos estão marcadas por uma “poeira” escura remanescente, provavelmente derivada pela contaminação por partículas precipitadas ao redor dos grãos. Sobrecrescimento quartzoso é muito comum em alguns casos. O cimento silicoso apresenta-se como uma massa de cristais de quartzo muito finos agregados. Grandes fragmentos de agregados quartzosos também ocorrem associados com algumas massas cauliniticas, mostrando que foram remobilizados e/ou deslocados após seus desenvolvimentos. Raros grãos de K-feldspato sobreviveram a este primeiro estágio diagenético.

Caulinita autigênica é a evidência mais freqüente das modificações diagenéticas. Elas mostram diferentes tamanhos e estruturas. Podem se apresentarem como um agrupamento de plaquetas tampando poros dispersos, cimentados num estágio inicial por quartzo sobrecrescido, ou como placas empilhadas, com contornos individuais pseudo-hexagonal e arranjos face a face, ou como placas individuais. Também são comuns vermiculita e gibbsita autigênicas.

Óxidos de ferro ocorrem sob três aspectos: pequenos cristais alongados de hematita autigênica misturada com argila autigênica, rosetas de hematitas bem cristalizadas, e, mais raramente, grandes agregados arredondados de grãos placóides de óxidos de ferro. Incrustações de óxidos de ferro podem ocorrer também recobrendo grãos de quartzo.

ASPECTOS GENÉTICOS DA SILICIFICAÇÃO DO “ARENITO MANAUS” As condições necessárias para o desenvolvimento de níveis silicificados durante, ou imediatamente após, a deposição dos sedimentos são as seguintes:

1) Um ambiente lacustrino com águas alcalinas (pH = 7 ou maior); 2) Um abundante fluxo de sílica; 3) O metabolismo de flora e fauna; e 4) Rápida e recorrente atividade tectônica.

Algumas pesquisas também têm mostrado a importância do clima como um fator significativo na deposição da sílica nas camadas sedimentares ao longo do tempo geológico. Todos os estudos são unânimes em afirmar a necessidade de climas com altas temperaturas (40^o C ou mais) em regiões desérticas onde a interação do nível da água e escassez de precipitação é

importante para originar os valores necessários para dissolver a sílica e precipitá-la em diferentes formas.

A ocorrência de níveis silicificados contemporâneos com “red beds” nas unidades permianas das bacias sedimentares do Parnaíba e Amazonas, e nas formações cretáceas das bacias do Paraná e Amazonas (Arenito Manaus) confirmam esta assertiva.

A tectônica do Cretáceo Superior da Província Estrutural Amazônica foi interpretada como um modelo de regime transcorrente sinistral intraplaca (Costa et. al 1991), ligado aos processos de separação das placas Sul-Americana e Africana, que ocorreu durante a fragmentação do Continente Gondwana no Mesozóico Superior. A área que agora é a Amazônia, estava situada na latitude da zona temperada sul, onde o clima propiciava os processos relacionados a formação de desertos, os quais, tem sido verificados também em várias formações geológicas mesozóicas brasileiras. Isto implica que as bacias *pull-apart* intraplacas da parte norte continental da Placa Sul-Americana, inclusive os *red beds* mesozóicos e também a Formação Alter do Chão (Igreja, 1998), continham as soluções silicosas que percolaram através das descontinuidades verticais e horizontais do sistema tectônico transcorrente.

Considerando que os deslocamentos intraplacas foram (e são) de menores dimensões que aqueles das bordas, suas longas durações e espaçamento vertical total menor, propiciaram a eficiência das soluções silicosas, e a geração de camadas silicificadas em ambos os continentes, que podem ser correlacionadas.

A ocorrência de camadas silicificadas horizontais na Formação Alter do Chão, próximo a Cidade de Manaus, indica a predominância de deslocamentos horizontais distribuídos principalmente ao longo do eixo E-W do Sistema Transcorrente Mesozóico.

Verifica-se nas camadas silicificadas da Cachoeira Alta do Tarumã, nas cercanias de Manaus, que se desenvolveram níveis silicificados em estratos com grãos de tamanhos grandes, onde a quebra da resistência tectônica é maior (Scholz, 2000).

A espessura total dos níveis silicificados do “Arenito Manaus” também indica a continuidade das condições climáticas por um extenso período, desde o Cretáceo Superior até o Terciário Inferior, interrompida por flutuações climáticas mais amenas, registradas pela ocorrência de níveis intercalados não-silicificados (ou dessilicificados).

CONCLUSÕES De acordo com Kantorowicz (1985) as modificações diagenéticas destes arenitos ocorreram em três fases: sob os efeitos das águas deposicionais (eogênese), durante o soterramento (mesogênese) e durante soerguimento e erosão (telogênese).

Eogênese envolve a interação inicial da assembléia mineral original com as águas do ambiente deposicional nos poros. Provavelmente os processos diagenéticos foram influenciados

pela degradação bacteriana da matéria orgânica presente nos sedimentos mais finos. A atividade bacteriana pode ter causado a diminuição do pH da água intraporos. Ocorreu a dissolução dos minerais menos resistentes, a alteração do feldspato para caulinita, sobrecrecimento de quartzo, e caulinita vermiforme precipitada na areia com água moderadamente ácida e oxigenada.

Hematita autigênica (Burley et al., 1985), poderia ser produzida durante a eogênese em condições quentes, secas e camadas vermelhas, mostrando características de mudanças climáticas severas durante esta fase.

Modificações mesogenéticas ocorreram durante o soterramento raso, causando o segundo grande episódio de sobrecrecimento de quartzo e precipitação de caulinita nos poros.

Modificações telogenéticas ocorreram durante o soerguimento, exposição e intemperismo, determinando as mais recentes modificações diagenéticas, com parcial dissolução de sílica, alteração da caulinita e óxidos de ferro.

As modificações diagenéticas não foram homogêneas no “Arenito Manaus”. Constatou-se em uma amostra a acumulação de diatomáceas fósseis completamente inalteradas, assim como se observou maior intensidade nas zonas de falhas principalmente as do eixo central, que nas bordas do sistema tectônico regional, nesta parte da Formação Alter do Chão: “Arenito Manaus”.

Referências

- Albuquerque, O. R. 1922. Reconhecimento Geológico do Vale do Amazonas. Serv. Geol. Mineral. Brás. N° 3, 84 p. R. J.
- Burley, S. D.; Kantorowicz, J. D. and Waugh, B. 1985. Clastic Diagenesis. *Sedimentology: Recent developments and applied aspects*. Brenchey and Williams Ed. p. 189-228.
- Costa, J. B. S.; Igreja, H. L. S.; Borges, M. S.; Hasui, Y. 1991. Aspectos estruturais da tectônica mesozóica do Brasil Setentrional. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia, 3. Atas* Belém, SBG, 1991.
- Cunha, R. C.; Gonzaga, F. G.; Coutinho, L. F. C. E Feijó, F. J. 1994. Bacia do Amazonas. *Bol. Geoc. Petrobrás, R. J.*, 8(1) 47-55.
- Daemon, R. F. 1975. Contribuição a datação da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. *Rev. Bras. Geoc. (5)* 78-84.
- DNPM/CPRM. 1984. *Léxico Estratigráfico do Brasil*, Brasília.
- Franzinelli, E. e Rossi, A. 1996. Contribuição ao estudo petrográfico e geoquímico do Arenito Manaus. V Simp. Geol. da Am. Belém, Bol. 209-211.
- Igreja, H. 1998. Aspectos do Modelo Neotectônico da Placa Sul-Americana na Província Estrutural Amazônica, Brasil. Tese para Professor Titular da Universidade Federal do Amazonas. 155p.
- Kantorowicz, J. D. 1985. The petrology and diagenesis of Middle Jurassic clastic sediments, Ravenscar Group, YorkShire *Sedimentology*, V. 32 (6) 833-853.
- Scholz, C. H. 2000. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge University Press. USA. 1990. 439 p.

RIO NEGRO: CARACTERÍSTICAS GERAIS E DA SEDIMENTAÇÃO QUATERNÁRIA

¹Franzinelli E., ²Latrubesse E.

¹Departamento de Geociências, UFAM- Manaus (elena@argo.com.br); ²IESA, Universidade Federal de Goiás, Goiânia (latrubes@terra.com.br)

RESUMO O Rio Negro, afluente da margem esquerda do Amazonas, é um dos maiores rios do mundo em descarga. Ao longo do seu curso de 1000 km de comprimento, destacam-se dois trechos com centenas de barra de canal ou ilhas, os Arquipélagos de Mariuá e das Anavilhanas em seu médio e baixo curso respectivamente. As ilhas dos dois arquipélagos possuem formas, litologias e seqüências sedimentares diferentes. Entre as áreas dos dois arquipélagos, que são consideradas bacias, o curso do rio apresenta-se estreito, funcionando como barreira. A bacia de Mariuá é mais ativa, com aporte contínuo de areia, entretanto na bacia das Anavilhanas a sedimentação é muito lenta. Dados de radiocarbono de material orgânico associado aos sedimentos revelaram idades inferiores de 3500 anos BP para as ilhas, mostrando que em tempos não remotos o Rio Negro apresentava características hidrológicas diferentes, podendo transportar grande quantidade de carga em suspensão que deu origem às ilhas.

INTRODUÇÃO O rio Negro, afluente da margem esquerda do rio Amazonas em seu médio curso, é o terceiro maior tributário do Amazonas quanto à descarga. De fato, a sua descarga média anual é de 30.000 m³/seg (Meade et al., 1991) De acordo com esse valor é o quinto maior rio do mundo.

A denominação de Negro vem da cor da água, devido à grande quantidade de material orgânico dissolvido, o que lhe confere também o pH ácido característico.

A área de drenagem do rio Negro alcança 700.000 Km², e o comprimento ultrapassa os 1000 km. As nascentes do rio Negro estão localizadas nos Llanos da Colômbia, vasta região de savana limitada ao oeste pelos Andes. Mas a maior parte do alto curso do rio é desenvolvida sobre as rochas do Escudo das Guianas. Entretanto no seu médio e baixo curso corta a faixa de rochas paleozóicas, mesozóicas e cenozóicas da Bacia sedimentar do Amazonas até se juntar ao rio Solimões para formar o rio Amazonas.

O clima da região da bacia do rio Negro é tropical úmido, com pluviosidade que varia de 3500 mm/ano na região do seu alto curso a 2137 mm/ano no baixo curso. A temperatura média anual varia entre 24° e 32° graus C. A vegetação é predominantemente de floresta tropical.

METODOLOGIA A pesquisa foi efetuada em numerosas etapas e de acordo com o desenvolvimento tradicional dos trabalhos de geologia. Incluiu estudos preliminares de sensoriamento remoto, trabalhos de campo com levantamento de seções colunares e amostragens, de perfis batimétricos de alguns trechos do rio. Os trabalhos de laboratório compreenderam análises granulométricas de sedimentos arenosos, difratogramas de RX de sedimentos argilosos, análises de SEM de partículas arenosas, datações radiométricas de material orgânicos, análises químicas de sedimentos finos. Seguiu-se aos trabalhos de gabinete com confecção de mapas geomorfológicos, perfis estratigráficos e batimétricos.

GEOLOGIA REGIONAL As nascentes do rio Negro são situadas nos Llanos da Colômbia, onde recebe o nome de Guainia. Assume o nome de Negro depois da confluência com o Braço Cassiquiare, que o coloca em comunicação com a Bacia do Orinoco. O alto curso do rio Negro desenvolve-se em um vasto pediplano de altitudes entre 80 e 160 m. sobre o nível do mar, formado sobre as rochas cristalinas do Escudo das Guianas. O rio Negro e afluentes estão todos encaixados nesta superfície truncada, apresentando trechos retos alternados com trechos com corredeiras. O médio e baixo cursos do rio Negro se desenvolvem nos depósitos da Bacia sedimentar do Amazonas. Ao norte, uma estreita faixa de arenitos das formações Prosperança e Trombetas ocorre em contato com as rochas do embasamento. Mais ao sul o canal do rio corta os depósitos das formações Solimões e Alter do Chão. A região do médio e baixo curso apresenta características de vastos plateaus formados no Pleistoceno Superior (RADAMBRASIL 1978), compostos de interflúvios tabulares que se alternam com colinas modeladas nas rochas paleozóicas, mesozóicas e cenozóicas.

As evidências mostram que toda a área da bacia do Rio Negro sofreu a influência da neotectônica regional. As rochas cristalinas do alto curso foram sotopostas a basculamento, o que é mostrado pelas direções dos trechos retos do rio e também pela falta de tributários em sua margem esquerda. Mais evidente ainda é a ação da neotectônica em seu médio e especialmente baixo curso (Franzinelli & Igreja, 1990, 2002).

FISIOGRAFIA DO RIO NEGRO E DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS Ao longo do curso do Rio Negro, até a sua confluência com o Solimões podem-se distinguir três partes, de acordo com a geologia da área da drenagem: o alto Rio Negro, na área de rochas cristalinas do embasamento, o médio curso do rio, nos depósitos cenozóicos até a boca do Rio Branco onde volta a aflorar o embasamento e o canal do rio é constringido entre as rochas cristalinas, e o baixo curso nas rochas mesozóicas da Formação Alter do Chão.

Em seu médio e baixo curso o Rio Negro apresenta o mais espetacular sistema do mundo de barras fluviais ou ilhas que compõem os arquipélagos de Mariuá e das Anavilhanas.

As áreas de deposição desses dois arquipélagos, que possuem comprimento maior de 100 km, largura de 20 km. ou mais e eixo maior de direção geral NW-SE, é constituída de blocos prismáticos e afundados, controlados por falhas e fraturas. A região das Ilhas Mariuá é situada em posição norte a respeito das Anavilhanas.

Existem algumas diferenças entre os dois arquipélagos a respeito da litologia e da forma das ilhas. As barras de Mariuá são mais arenosas, apresentam formas de losango separadas entre si por canais secundários rasos. As Anavilhanas são barras silte-argilosas, cada uma com cabeça ou parte a jusante, geralmente ocupada por lagos, e extensas caudas terminais alongadas no sentido da

corrente. Secções estratigráficas levantadas em afloramentos das Ilhas Mariuá mostram seqüências de corpos lenticulares arenosos com estratificações cruzadas alternados com leitos argilosos. Na estação seca, lençóis de areias brancas, de granulação média e moderadamente selecionadas, se estendem nas terminações e nos flancos das barras, juntando-as.

Entretanto, afloramentos nas Anavilhanas, mostram características da sedimentação rítmicas de argila e silte, dessas barras, com raras intercalações de areias finas e muito finas.

CONCLUSÕES Dois tipos de “bacias” com seqüências deposicionais diferentes ocorrem no médio e baixo curso do rio Negro, representadas pelos depósitos das barras dos arquipélagos de Mariuá e das Anavilhanas. O trecho do canal do rio onde ocorre o arquipélago de Mariuá representa uma bacia muito ativa, com aporte periódico de grandes quantidades de areia. O estrangulamento do rio Negro devido à ocorrência do embasamento que volta a aflorar a jusante da confluência com o rio Branco, age como uma barreira para os sedimentos que são depositados nas barras ou ilhas que formam esse arquipélago.

Entretanto no arquipélago das Anavilhanas, onde atualmente fenômenos de erosão são freqüentes, e a sedimentação é devida à acresção, sobretudo nas partes distais das barras, as seqüências deposicionais mostram uma sedimentação lenta e com flutuações periódicas.

Dados de radiocarbono de material orgânico associado aos sedimentos das barras dos dois arquipélagos, indicaram idades inferiores a 3.500 anos B.P. para a formação dessas barras. Considerando que o Negro é um rio de água preta que transporta uma quantidade insignificante de material em suspensão (Forsberg et al. 1988), comparado com a litologia das barras, deve-se admitir que mudanças hidrológicas drásticas ocorreram no sistema rio Negro durante o Holoceno, devido à flutuações climáticas na Amazônia. Durante um período do Holoceno o rio Negro e seus afluentes transportavam abundante material em suspensão. Então, a dinâmica fluvial atual dos rios de água preta que transportam quantidades muito pequenas de material em suspensão, é muito recente.

Bibliografia

- Forsberg B.R., Martinelli L.A., Meade R., Richey J.E. 1988. Sediments delivery rates for the Amazon River and its principle Brazilian tributaries. Chapman Conference, AGU, Charleston S.C.
- Franzinelli E., Igreja H.L.S. 1990. Utilização de sensoriamento remoto na investigação da área do Baixo Rio Negro e Grande Manaus. VI Simp. Brás. Sens. Rem. Na. 3, 641-648.
- Franzinelli E., Igreja H. 2002. Modern Sedimentation in the Lower Negro River, Amazonas State, Brazil., *Geomorphology*, V.44, 259-271.
- Franzinelli E., Latrubesse E. 2003. Depositional Processes on the Negro River modern Sediments 3rd Latinamerican Cong. of Sedim. Abstract, 245-245 Belém do Para.
- Meade R.H., Raiol J.M., Conceição S.C., Natividade J.R.G. 1991. Back water effects in the Amazon River Basin. *Environ. Geol. Water Sci.* 18(2), 105-114.
- RADAMBRASIL. 1978. Folha SA 20 Manaus , V. 18, MME, DNPM, Brasília.

O LIMITE SILURIANO - DEVONIANO NAS BACIAS DO SOLIMÕES E AMAZONAS, BRASIL SETENTRIONAL

⁽¹⁾Grahn, Y. e ⁽¹⁾Azevedo-Soares, H. L. C.

¹Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ, Faculdade de Geologia, Bloco A – Sala 4001, Rua São Francisco Xavier 524, 20550-013 Rio de Janeiro, RJ

RESUMO. Estudou-se o intervalo estratigráfico que abrange o limite Siluriano - Devoniano nas bacias do Solimões e Amazonas. Na Bacia do Solimões, esse limite situa-se dentro da Formação Jutaí, unidade que abrange desde o Siluriano superior (Pridoli?) até o Lochkoviano superior. Na Bacia do Amazonas, o mesmo limite posiciona-se na parte inferior da Formação Manacapuru, que é a subdivisão estratigráfica mais elevada do Grupo Trombetas. Em sua íntegra, a Formação Manacapuru se estende do Pridoliano inferior ao Lochkoviano inferior. Quatro associações de quitinozoários (aqui designadas A até D) podem ser distinguidas dentro da seqüência Pridoli - Lochkoviano. As mesmas podem ser utilizadas para a definição do limite Siluriano - Devoniano nas duas bacias citadas.

INTRODUÇÃO. Associações de quitinozoários são bem documentadas nas seções-tipo da Série Pridoli (Paris in Kriz *et al.*, 1986) e do Andar Lochkoviano (Paris *et al.*, 1981), ambas na República Tcheca. Além disso, Paris & Grahn (1996) descreveram quitinozoários de uma seção de sedimentação contínua, que abrange o limite Siluriano – Devoniano na Podólia (Ucrânia). Na Bacia do Solimões, a parte inferior da Formação Jutaí (Eiras *et al.*, 1994; Grahn *et al.*, no prelo) contém uma fauna de quitinozoários neo-silurianos (e.g. Ancyrochitina aff. A. libyensis e Angochitina cf. A. echinata), provavelmente atribuível ao Pridoli. Essa fauna é sucedida por uma associação eolochkoviana dominada por Angochitina filosa, que é também uma espécie comum na Zona Eisenackitina bohémica, diagnóstica do Lochkoviano inferior na Bacia do Amazonas. Outra espécie característica desse intervalo é Angochitina strigosa. Quitinozoários do Lochkoviano superior são conhecidos apenas na parte mais alta da Formação Jutaí, incluindo, entre outros, Urochitina lobo, Ramochitina jutaiense, e Pterochitina megavelata. A sucessão de quitinozoários é melhor conhecida na Bacia do Amazonas, onde faunas no intervalo do limite Siluriano – Devoniano foram investigadas por Lange (1967), Grahn & Paris (1992), e Azevedo-Soares & Grahn (no prelo). Ali, o limite em questão situa-se na parte inferior da Formação Manacapuru. Os estratos do Pridoli restringem-se à parte inferior da Zona Fungochitina kosovensis, que se estende da parte mais superior da Formação Pitinga à seção basal da Formação Manacapuru (Azevedo-Soares & Grahn, no prelo). Através de toda a bacia, esse intervalo é sucedido por um hiato, que corresponde no mínimo à ausência de duas biozonas de quitinozoários, características do Pridoli médio e superior. Acima do hiato, jaz a Zona Eisenackitina bohémica, do Lochkoviano inferior. Todas as biozonas acima citadas são reconhecidas em estratos de mesma idade em outras regiões do mundo. Vale

salientar que as seções equivalentes nas bacias do Parnaíba e Paraná são constituídas por arenitos estéreis em quitinozoários (formações Jaicós e Furnas, respectivamente). Por fim, todas as referências bibliográficas citadas nesse resumo expandido estão listadas em Azevedo-Soares & Grahn (no prelo).

CONSIDERAÇÕES GEOLÓGICAS. O Grupo Trombetas aflora ao longo das margens setentrional e meridional da Bacia do Amazonas. Durante muitos anos essa unidade foi atribuída ao Siluriano inferior (Lange, 1967), e foi somente há pouco mais de uma década que se demonstrou sua pertinência ao intervalo Ordoviciano Superior – Lochkoviano inferior (Grahn, 1992; Grahn & Paris, 1992). O Pridoli corresponde ao intervalo de transição das formações Pitinga e Manacapuru (Azevedo-Soares & Grahn, no prelo). O Lochkoviano constitui a maior parte da Formação Manacapuru, e também a parte basal do Membro Jatapu da Formação Maecuru, sobreposta à primeira (Grahn & Paris, 1992). Na Bacia do Solimões (Sub-bacia de Jandiatuba), o intervalo correspondente situa-se na Formação Jutáí (Fig. 1).



Fig. 1. Bacias intracratônicas paleozóicas do Brasil.

RESULTADOS E DISCUSSÕES. Quatro diferentes associações de quitinozoários (A – D) podem ser distinguidas no intervalo investigado (Fig. 2). As mesmas são descritas de forma sumária a seguir:

Associação A – Ocorre desde a parte mais superior da Formação Pitinga até a base da Formação Manacapuru. Esta associação contém espécies diagnósticas e características da Zona *Fungochitina kosovensis* (Verniers *et al.*, 1995), a biozona mais antiga do Pridoli, e.g.: *Fungochitina kosovensis*, *Ancyrochitina regularis*, *Ancyrochitina* sp. ex gr. *floris*,

Eisenackitina granulata, *Pterochitina perivelata*, *Ramochitina bjornsundquisti*, *Saharochitina gomphos*, e *Vinnalochitina corinnae*. Algumas espécies aqui presentes são conhecidas desde o Ludlow, e.g.: *Angochitina echinata*, *Cingulochitina wronai*, *Conochitina pachycephala*, *Eisenackitina granulata*, e *Pterochitina perivelata*. Na Formação Jutáí da Bacia do Solimões, a Associação A é caracterizada por espécies como *Ancyrochitina ancyrea*, *Ancyrochitina* aff. *A. libyensis*, *Angochitina* cf. *A. echinata*, *Cingulochitina convexa*, e *Spinachitina* sp.

Sistema	Série	Andar	Zonas globais de quitinozóários	Associações locais de quitinozóários	Bacia do Amazonas	Bacia do Solimões
Devoniano	Inferior	Lochkoviano	simplex	Ass. D	Maecuru (Mbr. Jatapu)	Jutaí
			lata	?		
			bohemica	Ass. C		
Siluriano	Pridoli	Ainda não definido	superba	Ass. A	Manacapurú	?
			elegans			
			kosovensis			
	Ludlow	Ludfordiano	barrandei	Não investigado	Pitinga Superior	?
			philipi			

Fig. 2. Correlação esquemática do Siluriano superior e Devoniano basal nas bacias do Solimões e Amazonas (Brasil setentrional).

Associação B – Até o presente, foi documentada apenas na Bacia do Amazonas. Sua atribuição ao Lochkoviano inferior é confirmada pela ocorrência de *Ancyrochitina fragilis* e *Margachitina catenaria*. A associação inclui ainda dois taxa com distribuição estratigráfica mais jovem em outras partes do mundo: *Angochitina* cf. *A. comosa* (Praguiano), e pouco mais acima, raros exemplares de *Ramochitina devonica* (descrita originalmente do Eifeliano).

Associação C – Corresponde à parte mais alta do Lochkoviano

inferior, sendo documentada nas bacias do Amazonas e Solimões. Na primeira, a Associação C é caracterizada pela ocorrência conjunta de *Eisenackitina* cf. *E. bohémica* (um complexo de variantes da espécie epônima da Zona *E. bohémica* sensu Paris *et al.*, 2000), *Ancyrochitina ollivierae*, *Ancyrochitina* aff. *A. asterigis*, *Angochitina filosa*, *Angochitina strigosa*, *Cingulochitina ervensis*, *Margachitina catenaria*, e *Pterochitina megavelata*. Na Bacia do Solimões, a associação é menos diversificada, contendo *Angochitina filosa* e *Angochitina strigosa*.

Associação D – No Brasil, até o presente, foi documentada apenas no Lochkoviano superior da Bacia do Solimões (Grahn *et al.*, no prelo). Caracteriza-se por *Urochitina lobo*, uma espécie já registrada na Argentina e Bolívia, nas bacias do Chaco-Paraná (Volkheimer *et al.* 1986) e Peru-Bolívia (Grahn, 2002; Grahn & Gutierrez, 2001). Outras espécies presentes incluem: *Ramochitina jutaiense* (também reportada por Grahn *et al.*, no prelo, da parte inferior da Formação Talacasto, na Argentina), *Margachitina catenaria*, e *Pterochitina megavelata*.

AGRADECIMENTO. Os autores são gratos a José Henrique G. Melo (PETROBRAS / CENPES / PDEXP / BPA, Rio de Janeiro) pela leitura crítica do manuscrito.

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

- Azevedo-Soares, H.L.C. & Grahn, Y., no prelo. The Silurian – Devonian boundary in the Amazonas Basin, northern Brazil. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*.
- Eiras, J.F., Becker, C.R., Souza, E.M., Gonzaga, F.G., Da Silva, J.G.F., Daniel, L.M.F., Matsuda, N.S. & Feijó, F.J. 1994. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8, 17-45.
- Grahn, Y. 1992. Revision of Silurian and Devonian strata of Brazil. *Palynology*, 16, 35-61.
- Grahn, Y. 2002. Upper Silurian and Devonian Chitinozoa from central and southern Bolivia, central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 315-326.
- Grahn, Y. and Paris, F. 1992: Age and correlation of the Trombetas Group, Amazonas Basin, Brazil. *Revue de Micropaléontologie*, 35, 197-209.
- Grahn, Y. & Gutiérrez, P.R. 2001. Silurian and Middle Devonian Chitinozoa from the Zapla and Santa Bárbara Ranges, Tarija Basin, northwestern Argentina. *Ameghiniana*, 38, 35-50.
- Grahn, Y., Loboziak, S. and Melo, J.H.G. (no prelo). Integrated correlation of Late Silurian (Pridoli s.l.) – Devonian chitinozoans and miospores in the Solimões Basin, northern Brazil. *Acta Geologica Polonica*
- Kriz, J., Jaeger, H., Paris, F. & Schönlaub, H.P. 1986. Pridoli – the Fourth subdivision of the Silurian system. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 129, 291-360.
- Lange, F., 1967. Subdivisão bioestratigráfica e revisão da coluna siluro- devoniana da Bacia do Baixo Amazonas. *Atas do Simpósio sobre a Biota Amazônica (Geociências)*, 1, 215-326.
- Paris, F. & Grahn, Y. 1996. Chitinozoa of the Silurian – Devonian boundary sections in Podolia, Ukraine. *Palaeontology*, 39, 629-649.
- Paris, F., Laufeld, S. & Chlupac, I. 1981. Chitinozoa of the Silurian – Devonian boundary stratotypes in Bohemia. *Sveriges Geologiska Undersökning. Serie C*, 51, 1-29.
- Paris, F., Winchester-Seeto, T., Boumendjel, K. & Grahn, Y. 2000. Toward a global biozonation of Devonian chitinozoans. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 220, 39-55.
- Verniers, J., Nestor, V., Paris, F., Dufka, P., Sutherland, S. & van Grootel, G. 1995. A global Chitinozoa biozonation for the Silurian. *Geological Magazine*, 132, 651-666.
- Volkheimer, W., Melendi, D.L., Salas, A. 1986. Devonian Chitinozoans from Northwestern Argentina. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 173, 229-251.

CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA DA FORMAÇÃO CODÓ NA ÁREA DE GRAJAÚ, SUL DA BACIA DE SÃO LUÍS-GRAJAÚ

⁽¹⁾ Paz, J. D.S. ⁽²⁾ Rossetti, D. F. e ⁽¹⁾ Rodrigues, H. L.

¹Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, CPGG, C.P. 1611, CEP 66075-110 jack@ufpa.br

²Museu Paraense Emílio Goeldi, C.P. 399, CEP 66077-530, Belém-PA e-mail: rossetti@museu-goeldi.br

Introdução. A Formação Codó é o registro geológico do processo final de abertura do Oceano Atlântico equatorial. Constitui-se essencialmente de folhelhos betuminosos, calcários e evaporitos, que lhe conferem estimável valor econômico, principalmente nas indústrias de petróleo, química e de construção civil. Estudos anteriores revelaram que a Formação Codó apresenta-se predominantemente lacustre em sua porção SE, especialmente em direção à cidade de Codó, no Estado do Maranhão (cf. Rossetti *et al.* 2000; Paz & Rossetti, 2001). Exposições da Formação Codó na região em torno da cidade de Grajaú (MA) revelaram novas fácies sedimentares em sua porção sul que permitiram compor um quadro paleoambiental mais completo desta unidade. Este trabalho visa fornecer uma análise faciológica preliminar da Formação Codó na região de Grajaú, documentando pela primeira vez, suas características faciológicas. A área de estudo está inserida na Bacia de São Luís-Grajaú (Fig.1A), cujo preenchimento é dividido em três seqüências deposicionais de segunda ordem, denominadas S1, S2 e S3 (Rossetti, 2001). As duas seqüências mais inferiores apresentam-se divididas em tratos de sistemas de mar baixo, transgressivo e mar alto, enquanto a Seqüência S3 consiste de seis ciclos atribuídos ao preenchimento de vale incisivo.

A Formação Codó. Emprega-se aqui o termo Formação Codó no sentido de Lisboa (1914) e Campbell *et al.* (1949) para referenciar folhelhos betuminosos intercalados a evaporitos e calcários aflorantes na área de estudo, cujo limite superior é evidenciado por discordância erosiva de caráter regional, marcado por horizonte de paleossolo. Esta superfície pode ser correlacionada através de toda a Bacia de São Luís-Grajaú, tendo sido interpretada como o limite superior da seqüência deposicional S1 (Rossetti *et al.*, 2001). Análises palinológicas revelaram a presença de *Sergipea variverrucata*, indicativa de idade neoptiana (Paz 2000; Batista 1992; Lima 1982, 1983), e presença dos gêneros *Afropollis* e *Classopolis*, indicativos de clima quente e seco. Ostracodes do gênero *Hourquia* e de restos de algas carófitas, tipicamente continentais, sugerem contexto predominantemente lacustre para os depósitos da Formação Codó na região de Codó. Ali, foi possível individualizar três associações de fácies, atribuídas a lago central (i.e., folhelho negro betuminoso e evaporito), lago transicional (i.e., argilito laminado, *mudstone* calcífero, calcário peloidal [*mudstone* a *packstone*] e calcário meso-cristalino) e lago marginal (i.e., pelito maciço, calcita-arenito, calcário ostracodal [*wackstone* a *grainstone*], calcário pisoidal [*packstone*], gipsita-arenito, tufa e ritmito)

com base no posicionamento estratigráfico destas associações dentro dos ciclos de arrasamento ascendente que constituem a Formação Codó (cf. Paz 2000; Paz & Rossetti, 2001).

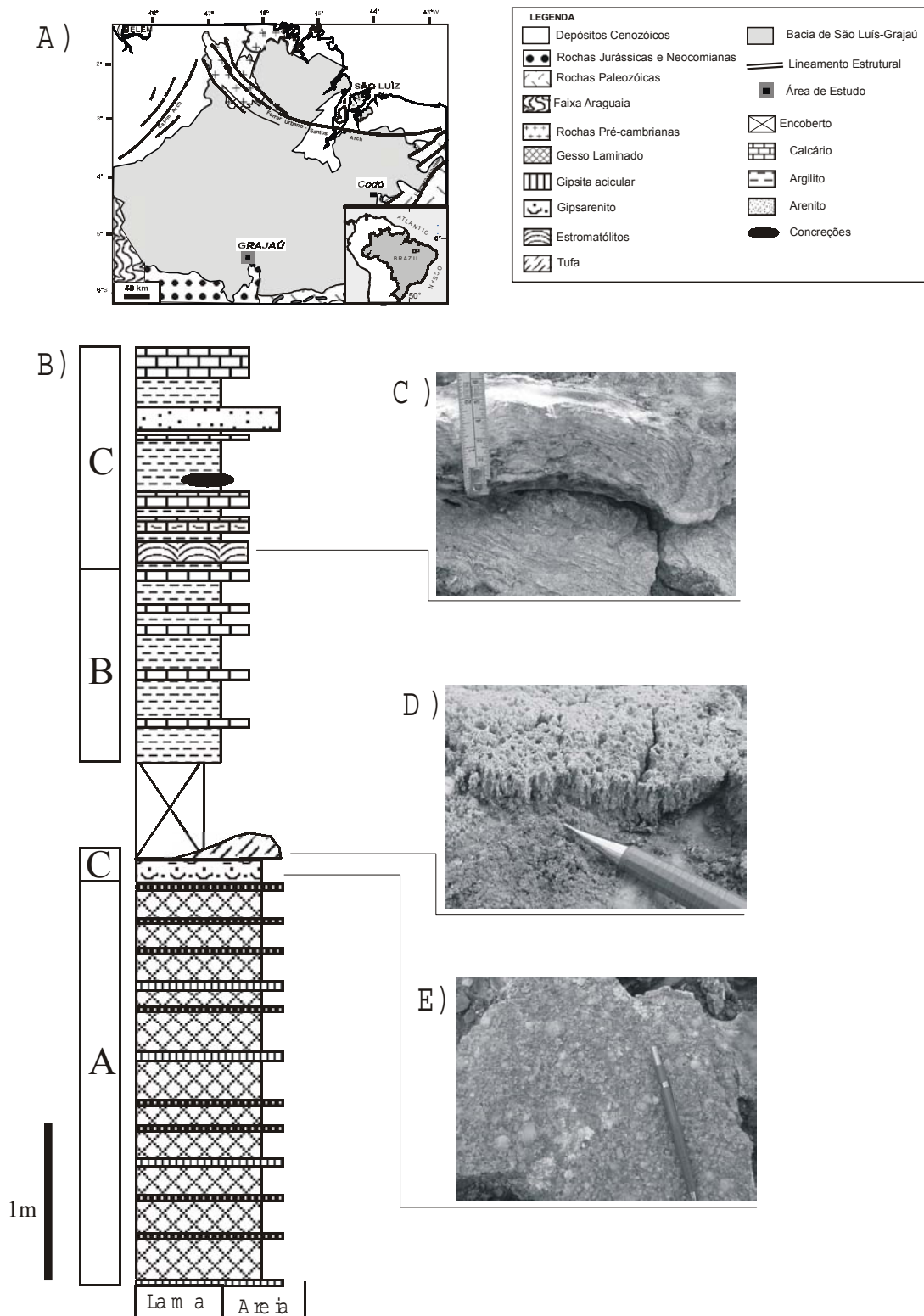


Fig.1- A) localização da área de estudo; B) seção vertical nas redondezas da cidade de Grajaú; C) fácies de estromatólito; D) fácies de tufa; E) fácies de gesso laminado com feições de retrabalhamento (Gipsarenito).

Análise faciológica. Foram identificadas oito fácies sedimentares da Formação Codó exposta na região de Grajaú, agrupadas em três associações de fácies, designadas A, B e C (Fig.1B). Da mesma maneira que na região de Codó, os depósitos da área de estudo estão organizados em uma sucessão de arrasamento ascendente, com depósitos da base apresentando características de água relativamente mais profundas, enquanto os depósitos ao topo da sucessão apresentam feições sedimentares de água rasa atribuídas a ambientes com exposição subaérea.

A associação de fácies A é representada por um pacote com cerca de 5 m na base das seções estudadas. Constitui-se de fácies de gesso laminado (fácies Gl) e maciço (fácies Gm), argilito laminado (fácies Al) e, eventualmente, folhelho negro (Fn). A mineralogia dominante dos evaporitos é a gipsita e nos argilitos, a esmectita (Daniele Gonçalves, comunicação oral). A associação de fácies B encontra-se numa posição intermediária nos perfis das seções estudadas, sendo constituída pela alternância de fácies de calcário e argilito laminado verde, podendo formar pacotes tão espessos quanto os da associação A. Consiste de calcário fino (*mudstone* carbonático) maciço (Fácies Cf), de calcário laminado ondulado (fácies Cl) com textura cristalina e argilito laminado verde (fácies Al), similar ao da associação A, mas com filmes de gipsita ou calcita. A associação de fácies C consiste em um delgado pacote de até 50 cm de espessura que ocorre próximo ao topo das seções estudadas. Caracteriza-se pela presença de feições de exposição subaérea (p.e., níveis de oxi-hidróxidos de Fe e estrutura de *tepee*) e retrabalhamento de fácies das associações anteriores, especialmente das fácies Cf e Gl, resultando em gipsarenito (fácies Ga) (Fig.1E). Além desta fácies, a associação C ainda apresenta fácies de calcário com estrutura *tepee* (Fácies Ct), arenito maciço fino (fácies Am), tufa (fácies T – Fig.1D) e argilito laminado (fácies Al). Além disto, calcita do tipo *pop-corn* está freqüentemente associada com esta última fácies imediatamente abaixo do horizonte de estromatólitos.

Com base na similaridade litológica dos depósitos estudados na área de Grajaú com aqueles da Formação Codó exposta na área de Codó, bem como no arranjo de fácies em padrão progradacional, definida pela superposição de ciclos de arrasamento ascendente progressivamente mais rasos para o topo, interpreta-se que as associações de fácies A, B e C representem, da mesma forma, depósitos de lago central, lago intermediário e lago marginal, respectivamente. O domínio de depósitos de evaporito, argilito laminado e folhelho negro é condizente com deposição em ambiente de lago central salino, em que prevalecem processos suspensivos e precipitação química sob condições de elevada concentração de sais. Esta associação é comum no registro geológico de lagos

salinos, associada com estratificação da coluna d'água e/ou intensa atividade bacteriana sulfato-redutora (p.e., Hardie *et al.*, 1978; Roberts *et al.*, 1994). Fases mais oxigenadas favoreceram a deposição de argilitos laminados verdes em ambiente calmo de lago central, como registrado em outras seqüências lacustres antigas (p.e., Clemmensen, 1978).

A alternância de camadas de argilito laminado e calcário (*mudstone*, calcário cristalino) na associação de fácies B indica deposição sob condição de baixa energia, favorável à precipitação de lama carbonática, mas as ondulações nas camadas de calcário (fácies Cl) mostram momentânea agitação da coluna d'água. Estas características, bem como o posicionamento acima de depósitos de lago central e abaixo da associação de fácies C, atribuída a ambiente de lago marginal, levaram à atribuição de ambiente de lago intermediário para a associação B. A associação de fácies C possui várias feições sedimentares indicativas de deposição na porção marginal do lago. Os estromatólitos, localizados no topo desta associação de fácies, registram a passagem de condição subaquosa para subaérea como observado em ambientes modernos (Dean & Fouch, 1983). A presença de calcita *pop-corn* reforça esta interpretação (cf. Demicco & Hardie, 1994). A fácies Ga registra momentos de agitação da água com retrabalhamento de fácies evaporíticas, previamente depositadas nos ambientes centrais do lago. O retrabalhamento de fácies evaporíticas tem sido abundantemente observado em depósitos de *playa lake* da Austrália e Espanha (Warren, 1982; Sanz *et al.*, 1994), os quais estão comumente intercamadados com argilito laminado e arenito. A formação de *tepees* é condizente com ambiente de lago marginal em condição vadosa e a formação de tufa tem sido sistematicamente associada com a proliferação de bactérias em torno de zonas marginais de lagos (Demicco & Hardie, 1994). As características das associações de fácies identificadas na área de estudo apontam para um modelo deposicional de lago com margem em rampa e com baixa energia de fluxo, semelhante ao da região de Codó, na borda SE da Bacia de São Luís-Grajaú. A associação de folhelho negro e evaporito (i.e., gesso gipsífero) sugere, além disso, um sistema lacustre salino, com comportamento hidrológico pelo menos momentaneamente fechado.

Referências

- Clemmensen, L.B. 1978. Lacustrine facies and stromatolites from the middle Triassic of the East Greenland. *J. Sedim. Petrol.*, **48**: 1111-1128
- Dean, W.E & Fouch, T.D. 1983. Lacustrine environment. In P.A. Scholle, D.G. Bebout, C.H. Moore (Eds) *Carbonate depositional environments*. AAPG, Memoir, **33**: 98-130
- Demicco, R.V. & Hardie, L.A. 1994. *Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits*. SEPM, Atlas Series **1**, 265 p.
- Hardie, L.A.; Smoot, J.P.; Eugster, H.P. 1978. Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. In A. Matter & M. Tucker (Eds) *Modern and ancient lake sediments*, Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., **2**: 7-41

- Paz, J.D.S. 2000. *Análise faciológica da Formação Codó (Aptiano superior), na região de Codó (MA), borda leste da Bacia do Grajaú*. Universidade Federal do Pará, Belém, 117p. (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*: Coleção Friedrich Katzer. Museu Paraense Emílio Goeldi, Belém, p. 77-100
- Roberts, S.M.; Spencer, R.J.; Lowenstein, T.K. 1994. Late Pleistocene saline lacustrine sediments, Badwater Basin, Death Valley, California. In A. Lomando, B. C. Schreiber, P.M. Harris (Eds) *lacustrine reservoirs and depositional systems*. SEPM, Core Workshop, **19**: 61-104
- Rossetti, D. F.; Góes, A.M.; Arai, M. 2001. A passagem Aptiano-Albiano na Bacia de São Luís-Grajaú, MA. In D.F. Rossetti, A.M. Góes, W. Truckenbrodt (Eds) *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*: Coleção Friedrich Katzer. Museu Paraense Emílio Goeldi, Belém, p. 101-117
- Rossetti, D.F., Paz, J.D., Góes, A.M. & Macambira, M. 2000b. 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
- Rossetti, D.F. 2001. Arquitetura deposicional da Bacia de São Luís-Grajaú. In D.F. Rossetti, A.M. Góes, W. Truckenbrodt (Eds) *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*: Coleção Friedrich Katzer. Museu Paraense Emílio Goeldi, Belém, p. 31-46
- Sanz, M.E.; Rodríguez-Aranda, J.P.; Calvo, J.P.; Ordóñez, S. 1994. Tertiary detrital gypsum in the Madrid Basin, Spain: Criteria for interpreting detrital gypsum in the continental evaporitic sequences. In *Sedimentology and geochemistry of modern and ancient saline lakes* (R.W. Renaut & W.M. Last, eds.), SEPM, Special Publication, 50, p.217-228
- Warren, J.K.1982. The hydrological setting, occurrence and significance of gypsum in late Quaternary salt lakes in South Australia. *Sedimentology*, **29**: 609-637

CARACTERIZAÇÃO DE DEPÓSITOS CENOZÓICOS NA PRAIA DO ATALAIA, SALINÓPOLIS (PA), COM BASE EM RADAR DE PENETRAÇÃO NO SOLO

⁽¹⁾ Souza, L. S. B.; ⁽²⁾ Rossetti, D. F. e ^(1,2) Miranda, L. H. F.

¹Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, CPGG, C.P. 1611, CEP 66075-110 lenabarata@zipmail.com.br

²Museu Paraense Emílio Goeldi, C.P. 399, CEP 66077-530, Belém-PA e-mail: rossetti@museu-goeldi.br

A correlação estratigráfica de depósitos cenozóicos na Zona Bragantina tem sido limitada pelas condições naturais da região, caracterizada por baixo relevo, desfavorável à ocorrência de afloramentos. Em áreas assim, dados de subsuperfície se tornam essenciais na reconstituição do arcabouço estratigráfico e estabelecimento de modelos deposicionais. Investigação de subsuperfície utilizando-se radar de penetração no solo (GPR) vem auxiliando na disponibilização de novas informações relativas à distribuição de unidades estratigráficas cenozóicas ocorrentes a profundidades rasas ao longo da Zona Bragantina, através do mapeamento de superfícies-chaves, bem como a caracterização litofaciológica e estrutural dos estratos (e.g., Rossetti & Góes, 2001 a, b; Rossetti, 2003; Rossetti *et al.*, 2003). Este estudo representa uma continuidade destes trabalhos anteriores, onde se procedeu ao registro dos depósitos cenozóicos na Praia do Atalaia, município de Salinópolis (Figura 1 A), a profundidades de até 15 m. Nesta área, os depósitos cenozóicos são representados por três sucessões sedimentares, correlatas às unidades litoestratigráficas Pirabas, Barreiras e Sedimentos Pós-Barreiras, correspondentes às idades oligocênica superior-miocênica inferior, miocênica inferior e plio-pleistocênica, respectivamente (Rossetti *et al.*, 1989; Góes *et al.*, 1990; Rossetti, 2001). A correlação das seções de radar adquiridas nesta área através de uma malha regular permitiu o reconhecimento e melhor caracterização destas unidades sedimentares, fornecendo uma visualização tridimensional de suas distribuições. A aquisição dos dados procedeu-se de forma contínua, através da emissão de ondas eletromagnéticas utilizando-se o sistema GPR SYS-2 da *Geophysical Survey Systems Inc.*, com utilização de antena monostática de 200 Mhz. As seções foram medidas com introdução de marcos espaçados 50 m em média, com processamento posterior utilizando-se o software RADANWIND.

Três sucessões sedimentares principais foram identificadas na Praia do Atalaia (Figura 1 B). A unidade inferior, correspondente à Formação Pirabas e parte inferior da Formação Barreiras (ver também sucessão A de Rossetti, 2001), consiste em um intervalo estratigráfico com espessuras de até 12 m (140 ns), caracterizada por três tipos principais de fácies de radar: fácies em *mound*, fácies do tipo plano-paralela, e fácies hiperbólica. A fácies em *mound* caracteriza-se por reflexões com geometria convexa sugerindo morfologia de, em média, 15-20 m de amplitude que são localmente

discordantes das reflexões circundantes. Internamente a estas feições as reflexões podem ser tanto concordantes com a geometria côncava ou serem discordantes desta, criando truncamentos erosionais complexos. A fácies plano-paralela caracteriza-se por reflexões dispostas horizontalmente ou suavemente ondulantes e que são contínuas ou descontínuas lateralmente. A fácies hiperbólica corresponde a reflexões convexas curtas de alta amplitude que ocorrem em grupo ou isoladas. A base da unidade inferior não pode ser registrada nas seções de radar, por estar localizada abaixo de 15 m de profundidade (limite da resolução), porém seu topo é bem marcado por reflexões de alta amplitude e alta continuidade, lateralmente dispostas de forma irregular e de forma a truncarem as demais reflexões subjacentes.

A unidade intermediária, correspondente à Formação Barreiras (ver também sucessão B de Rossetti, 2001), caracteriza-se por um intervalo de 7-10 m de espessura constituído, na base, por reflexões oblíquas, plano-paralelas e, em menor extensão, côncavas, que gradam para cima a reflexões predominantemente caóticas. As reflexões oblíquas distinguem-se das plano-paralelas por formarem segmentos inclinados de baixa continuidade lateral, cujas formas variam de planares a tangenciais na base. Estas reflexões passam lateralmente às reflexões paralelas. Reflexões côncavas consistem em reflexões isoladas com geometria em canal, que limitam outras reflexões internas dos tipos plano-paralelas e oblíquas. Reflexões caóticas correspondem a curtos segmentos descontínuos arranjados aleatoriamente. Estas são particularmente bem desenvolvidas no topo da unidade intermediária, sendo cortadas por reflexões de grande intensidade e alta frequência que são lateralmente contínuas distribuindo-se de forma irregular por toda a área de estudo.

A unidade superior, correspondente aos Sedimentos Pós-Barreiras (ver também sucessão C de Rossetti, 2001), consiste em um intervalo que atinge até 7 m de espessura, sendo representada pelas mesmas reflexões presentes na unidade intermediária, porém invariavelmente com alta resolução. Reflexões oblíquas são particularmente bem desenvolvidas na porção sudoeste da área de estudo, onde atingem até 7 m de espessura. A unidade superior é cortada por reflexões horizontalizadas que tipificam a interface solo/ar nas seções de radar.

Uma feição marcante nas seções de radar da Praia do Atalaia é a presença de reflexões com alto ângulo de inclinação que cortam bruscamente as demais reflexões, formando linhas de descontinuidade estratal. Estas são abundantes na unidade inferior, concentrando-se particularmente em associação com as reflexões do tipo *mound*, tornando-se progressivamente menos comuns nas unidades subjacentes.

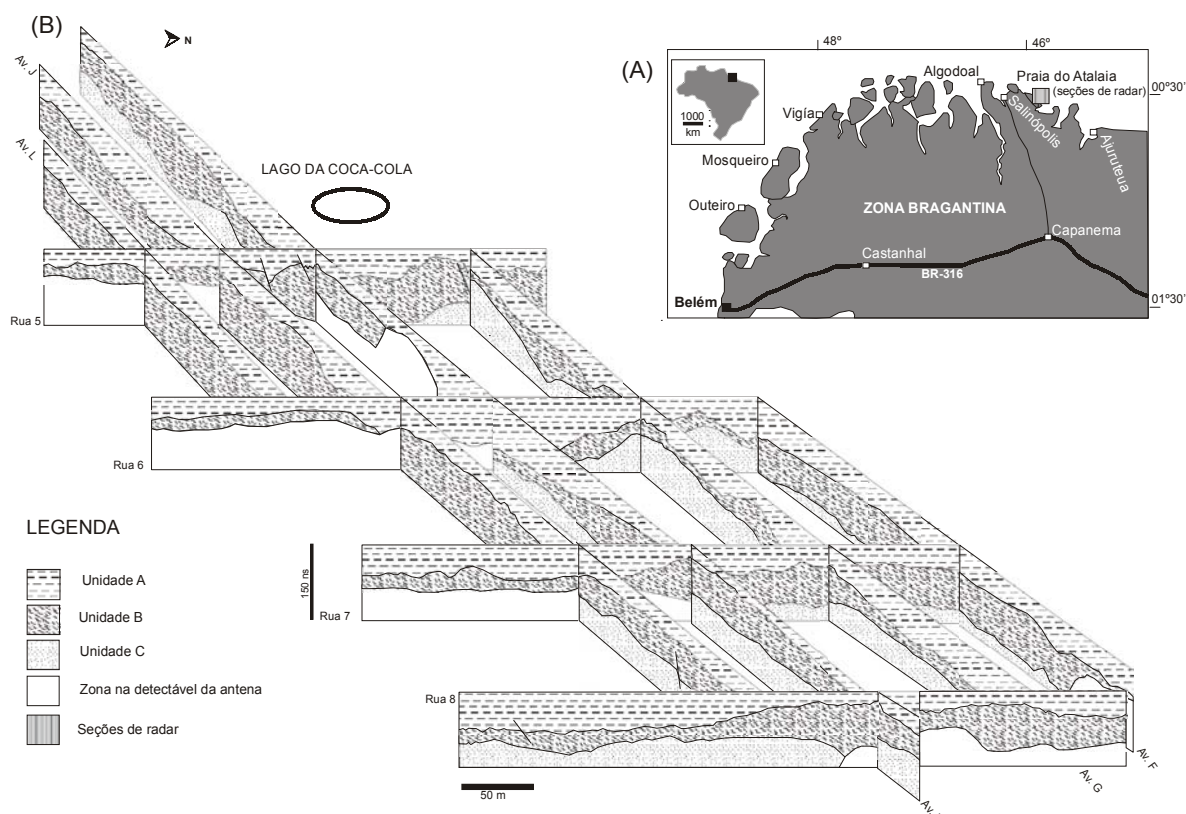


Figura 1 : (A) mapa de localização da área de estudo; e (B) modelo tridimensional com base nas seções de radar.

As reflexões contínuas limitantes que ocorrem no topo das unidades inferior e intermediária são interpretadas como superfícies de descontinuidade que foram correlacionadas com discordâncias regionais já previamente descritas em outras áreas de estudo, i.e., SB2 e SB3 de Rossetti (2001). A correlação espacial das seções de radar demonstrou que a unidade inferior acha-se principalmente restrita à porção localizada mais a norte da área de estudo, enquanto que as duas demais unidades possuem distribuição mais ampla, ocorrendo em espessuras variáveis e indiretamente proporcionais, resultantes de processos erosivos que marcaram o desenvolvimento das superfícies de descontinuidade (Fig. 2).

As reflexões hiperbólicas da unidade inferior são associadas com lentes de calcário, comuns na Formação Pirabas. A abundância de reflexões caóticas no topo da unidade intermediária são condizentes com acamamentos maciços, o que é associado com o perfil de paleossolo laterítico que tipifica o topo da Formação Barreiras ao longo da Zona Bragantina e litoral maranhense (Rossetti, 2000, 2001), marcando o topo da sedimentação miocênica. A excelente resolução das reflexões da unidade superior reflete depósitos bem estruturados subjacentes a este paleossolo, com o desenvolvimento de amplas canalizações. Além disto, as reflexões oblíquas espessas presentes nesta

unidade são tentativamente associadas com paleodunas, por ocorrerem preservadas imediatamente abaixo de áreas com desenvolvimento de duas atuais, e por serem representadas por depósitos arenosos finos e de boa seleção (ver também Rossetti et al., 2003).

Este estudo revelou, também, que a unidade inferior mostra feições deformacionais frequentes (ver também Rossetti, 2002), incluindo-se possíveis dobras, representadas pelas reflexões em *mound*, além de falhas e fraturas, representadas pelas reflexões inclinadas que truncam bruscamente as demais reflexões. O grau de deformação diminui nas unidades subjacentes. Esta interpretação é condizente com estudos neotectônicos desenvolvidos na Zona Bragantina (p.e., Costa et al., 1993). Assim, além de auxiliar no estabelecimento do arcabouço estratigráfico e melhor caracterização litofaciológica, o GPR mostrou-se útil na detecção de feições estruturais sub-aflorantes na Praia do Atalaia, podendo ser utilizado para a aquisição de dados adicionais que visem aprimorar modelos de evolução tectono-sedimentar dos depósitos Cenozóicos da Zona Bragantina.

Referência Bibliográfica

- Costa, J. B. S.; Borges, M. S.; Bemerguy, R. L.; Fernandes, J. M. G.; Costa Júnior, P. S. & Costa, M. L. 1993. Evolução cenozóica da região de Salinópolis, nordeste do Estado do Pará. *Bol Geoc USP*, **12**:373-396.
- Góes, A. M.; Rossetti, D. F.; Nogueira, A. C. R. & Toledo, P. M. 1990. Modelo deposicional preliminar da Formação Pirabas no nordeste do estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da Terra*, **2**:3-15.
- 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 the late Cenozoic in the northeast of Pará State: evidences of sea level fluctuations. *Journal of South America Earth Sciences*, **14**:77-89.
- Rossetti, D. F. 2003. Delineating shallow Neogene deformation structure in northeastern Pará State using Ground Penetrating Radar. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **75**(2):235-248.
- Rossetti, D. F.; Góes, A. M.; Truckenbrodt, W. 1989. O estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na Região Bragantina, nordeste do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, sér. Ciências da Terra*, **1**: 25-28.
- Rossetti, D. F. & Góes, A. M. 2001a. Imaging upper tertiary to quaternary deposits from northern Brazil applying ground penetrating radar. *Rev. Bras. Geoc.*, **31**:195-202.
- Rossetti, D. F. & Góes, A. M. 2001b. Análise rasa de subsuperfície na Praia do Atalaia, município de Salinópolis (PA), com radar de penetração no solo. In: *Simp. Geol. Amazônia*, 7. Belém. CD-ROM..., Belém: SBG, 2001.
- Rossetti, D. F.; Góes, A. M.; Souza, L. S. B. 2003. Estratigrafia da sucessão sedimentar Pós-Barreiras (Zona Bragantina, Pará) com base em radar de penetração no solo. *Rev. Bras. Geof.*, **19**(3):113-130.

ANÁLISE MORFOLÓGICA DE DEPÓSITOS HOLOCÊNICOS DO RIO AMAZONAS, SETOR ILHA DO CAREIRO-ILHA GRANDE DO SORIANO

⁽¹⁾ Rozo, J. M. G.; ^(1,2) Carvalho, A. S. e ^(1,2) Nogueira, A. C. R.

¹Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Av. Gal. Rodrigo O. J. Ramos, 3000, Japiim; 69.077-000, Manaus AM. (jmaxgr@ufam.edu.br) ²Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas Campus Universitário, Manaus, AM.

RESUMO. As feições morfológicas do rio Amazonas entre as Ilhas de Careiro e Grande do Soriano foram individualizadas através de produtos de Sensoriamento Remoto (Imagens TM/Landsat 5 e 7) e agrupadas em três unidades holocênicas representadas por antigos depósitos em crescente, o canal principal e planície de inundação, esta última subdividida em áreas com lagos arredondados e dendríticos. A relação de truncamento do canal principal com os depósitos em crescente, interpretados como antigas barras de meandro, sugere mudança de um padrão meandrante para o atual anastomosado. Neste sistema as planícies de inundação são caracterizadas por drenagens meandrantes com sucessivo abandono de canal e geração de lagos. Os lagos dendríticos ocorrem encaixados nas margens dos platôs da Formação Alter do Chão e canais de rompimento de dique marginal estão associados às áreas de inundação. Segmentos da rede de drenagem orientados para NE e NO sugerem controle neotectônico.

INTRODUÇÃO Diferentes feições morfológicas associadas aos canais fluviais da Amazônia têm sido identificadas com base em imagens de sensores remotos (Nascimento *et al.* 1976, Baker 1978, Souza Filho *et al.* 1999, Latrubesse & Franzinelli, 2002). Esta técnica permitiu o mapeamento prévio de unidades holocênicas em diversos segmentos do sistema Solimões-Amazonas com base no posicionamento topográfico dos depósitos abandonados em relação à sedimentação atual dos canais e das complexas áreas de inundação. A distribuição destes depósitos e a drenagem apresentam controle Neotectônico que tem sido considerado em vários segmentos deste sistema fluvial (Costa *et al.* 2001, Latrubesse & Franzinelli, 2002, Igreja & Franzinelli, 2002).

A análise morfológica do rio Amazonas entre a Ilha do Careiro e Ilha Grande do Soriano (Fig.1), auxiliada pela análise de imagens de satélite, identificou que o canal principal apresenta margens e barras estabilizadas pela vegetação, desenvolvido sobre os depósitos siliciclásticos da Formação Alter do Chão (terra firme) do Cretáceo Superior (*e.g.* Dino *et al.* 1999). A margem esquerda em contato direto com a terra firme está submetida aos processos erosivos do canal principal indicada pela presença de falésias. A margem direita é predominantemente deposicional marcada pelos terraços abandonados e pelas extensas planícies de inundação (Fig. 1). A natureza entrelaçada dos canais entre as barras estabilizadas indica um padrão predominantemente anastomosado (*anastomosed*, *e.g.*, Miall 1992). Este estudo descreve a complexidade de um padrão morfológico fluvial na Bacia Amazônica, caracterizado pela mistura dos padrões fluviais já conhecidos, e adicionalmente pretende contribuir no modelamento de rios tropicais de baixa latitude.

MÉTODOS O estudo da morfologia do sistema fluvial e a delimitação de unidades empilhadas através da morfoestratigrafia foi realizada a partir da interpretação visual da série temporal de imagens do satélite

TM/Landsat-5 e 7, cena WRS 230-062, adquirida em 12/09/1989, 13/09/1995, 01/08/1997 e 03/07/2001. O processamento digital que incluiu correção geométrica, realce de contraste, segmentação, classificação e vetorização foi realizado utilizando-se o *software* SPRING (DGI/INPE).

UNIDADES HOLOCÊNICAS Três unidades morfológicas foram individualizadas representativas de depósitos de canais e áreas de inundações (Fig. 1).

Depósitos em Crescente (*scroll bar*) Constitui-se de uma sucessão de depósitos de barras que são truncadas pelo canal principal do rio Amazonas e formam as principais ilhas ao longo do trecho estudado, representado pelas ilhas do Careiro, das Onças, da Grande Eva, Grande Jacaré e Grande do Soriano, além de parte da margem esquerda do rio Amazonas e as margens da foz do rio Madeira (Fig. 1). As barras mostram uma série de eventos de acreção lateral, de centenas de metros, separadas por sucessivas reativações, que registram migrações direcionadas principalmente para NE e NW. Lagos assimétricos e estreitos seguem a configuração alongada das linhas de acreção, as quais são estabilizadas pela vegetação e comportam-se como diques. O lago do Rei, na ilha do Careiro, de diâmetro quilométrico não segue a tendência alongada embora seja também delimitado pelas linhas de acreção.

Canal Principal Compreende a sedimentação arenosa atual (barras e bancos) dentro de calha do rio Amazonas e seus tributários.

Planície de Inundação *Áreas com lagos arredondados.* Representam as áreas com a topografia mais plana, formam terraços na margem direita no canal principal do rio Amazonas e na margem direita da foz do rio Madeira (Fig.1). Neste contexto os lagos caracterizam-se por formas arredondadas e irregulares associados a distributários meandantes abandonados (*oxbow lakes*) e colmatados ainda com preservação do contorno original da drenagem (Fig. 1). Estes lagos são isolados do canal principal ou ligados ao sistema de drenagem através de pequenos canais, paranás e “furos”, eventualmente secos no período de vazante. Canais de rompimento de dique marginal estão associados a todos os sítios de inundação e são reconhecidos por canais estreitos e retilíneos, perpendiculares a direção do canal principal. Na margem esquerda do rio Amazonas estes canais encontram-se encaixados na terra firme associados diretamente às planícies de inundação restritas.

Áreas com lagos de contorno dendrítico O padrão dendrítico da drenagem encaixada nas margens de platôs da Formação Alter do Chão (lagos represados, *e. g.* Drumont, 1993) ocorrem principalmente ao sul da área estudada. Estes lagos apresentam conexão com as cabeceiras dos afluentes do rio Amazonas e formam braços retilíneos que compõem padrões em treliça subordinado.

DISCUSSÃO Os depósitos em crescente são interpretados como antigos depósitos de barras em pontal que sugere uma mudança significativa no padrão de drenagem. O rio Amazonas passou por uma fase meandrante que evoluiu, ainda em tempos holocênicos, para o padrão anastomosado atual. Os lagos associados aos depósitos em crescente foram formados em depressões entre as linhas de acreção

estabilizadas pela vegetação. Este padrão pode ser comparado com aquele proposto por Mertes *et al.* (1996) que se referem a uma topografia complexa de linhas de acreção dentro de depósitos em crescente, produzida pela deposição de sedimentos e migração de barras que, posteriormente, substituíram os lagos de meandro do canal principal. O contínuo desenvolvimento de diques e planícies de inundação, colmatadas em parte por depósitos de transbordamento, culminou no recobrimento da morfologia em crescente resultando em uma planície de inundação coberta por uma grande quantidade de lagos rasos.

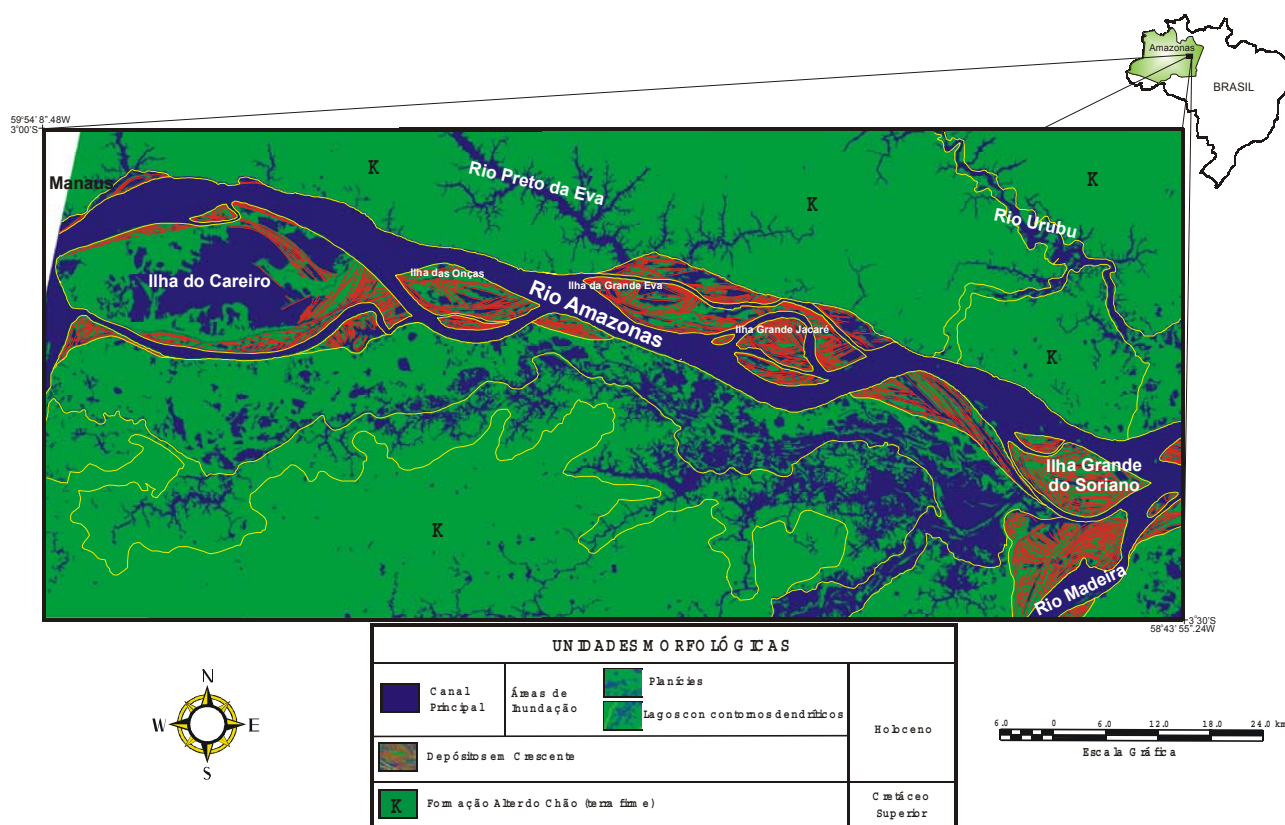


Figura 1 - Unidades Morfológicas

Os canais meandantes dentro da planície de inundação foram originados pela migração de canais secundários (paranás e furos) gerando, por conseqüência de abandono os lagos arredondados e irregulares. Depósitos de barras em pontais são também frequentes no baixo Rio Madeira (Souza Filho *et al.* 1999). Estas feições foram descritas por Costa *et al.* (2001) para a planície aluvial acima da foz do rio Madeira caracterizada por várias gerações de paleocanais *braided* e meandros abandonados, ambos relacionados à migração do canal principal. Na área estudada a migração do canal ocorreu na margem direita do rio Amazonas numa faixa de apenas 10 km de planície, limitada pelas áreas de exposição da Formação Alter do Chão. Os canais de rompimento de dique marginal foram formados durante os estágios de pouca expansão do canal principal e posteriormente erodidos pela dinâmica atual. Onde os lagos e a drenagem formam segmentos orientados para NE e NW, pode ser inferido um controle

neotectônico, pois existe coincidência com as principais direções de falhas e lineamentos já descritos regionalmente.

CONCLUSÃO A análise da morfologia do sistema fluvial Amazonas entre a Ilha do Careiro e a Grande do Soriano permitiu delimitar três unidades holocênicas representadas por antigos depósitos em crescente, o canal principal e planície de inundação, subdividida em áreas com lagos arredondados e de contornos dendríticos. Os levantamentos preliminares deste trabalho, baseados quase que exclusivamente na interpretação e reconhecimento das feições geomorfológicas em imagens de satélite, já permitiram a individualização de diferentes unidades morfológicas, as quais ainda serão reavaliadas com enfoque sedimentológicos de detalhe.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Baker, V.R. 1978. Adjustment of fluvial systems to climate and source terrain in tropical and subtropical environments. In: A. D. MIALL . ed. *Fluvial Sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol., Mem. 55, p.211-230.
- Costa J.B.S., Bemerguy R.L., Hasui Y., Borges M.S. 2001. Tectonics and paleogeography along the Amazon River. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 335-347.
- Dino, R., Silva, O.B., Abrahão, D. 1999. Caracterização palinológica e estratigráfica de estratos cretáceos da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. In: Simp. Sobre o Cretáceo do Brasil, 5. 1999, Rio Claro, Anais...Rio Claro, UNESP, p.557-565. (Boletim de resumos expandidos).
- Dumont. J. F. 1993. Types of lakes as related to neotectonics in Western Amazônia. In: PICG/INQUA. I Simpósio Internacional do Quaternário da Amazônia, Manaus, *Resumos*, 99-102.
- Souza Filho P.W.M., Quadros M.L.E.S., Scandolara J.E., Filho E.P.S., Reis M.R. 1999. Compartimentação morfoestrutural e neotectônica do sistema fluvial Guaporé-Mamoré-Alto Madeira, Rondônia-Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 29: 469-476.
- Franzinelli E. & Igreja H. 2002. Modern Sedimentation in the Lower Negro River, Amazonas State, Brazil. *Geomorphology*, 44: 259-271.
- Latrubesse E.M. & Franzinelli E. 2002. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil. *Geomorphology*, 44: 241-257.
- Mertes A.K., Dunne T., Martinelli L.A. 1996. Channel-floodplain geomorphology along the Solimões-Amazon River, Brazil. *Geol. Soc. Am. Bull*, 108: 1089-1107.
- Miall, A.D. 1992. Alluvial Deposits. In *Facies Models*. Ed. Roger G. W. e Noel P. J. GAC. 119-141p.
- Nascimento D.A do., Mauro C.A., Garcia M.G.L. 1976. Folha SA-21 Santarém. Capítulo 2 - Geomorfologia. In: Brasil. Ministério de Minas e Energia. Secretaria Geral. Rio de Janeiro. Projeto RADAMBRASIL. 131-181.

A GÊNESE DOS NÍVEIS SILICIFICADOS DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO, CRETÁCEO SUPERIOR DA BACIA DO AMAZONAS

Nogueira, A.C.R.; Silva Júnior, J.B.C. da; Horbe, A.M.C., Soares, J.L.; Monteiro A.D.

Departamento de Geociências – Universidade Federal do Amazonas

RESUMO Níveis silicificados da Formação Alter do Chão são interpretados como silcretes de clima úmido desenvolvidos principalmente em paleossolos e depósitos lacustres de um sistema fluvial entrelaçado. A intensa lixiviação de grãos instáveis do arcabouço sob condições de intemperismo foi sucedida pela precipitação da sílica amorfa, impregnada por óxidos e hidróxidos de ferro, em ambiente mais ácido. A recorrência destes horizontes silicificados na sucessão estudada sugere alternância de fases climáticas úmidas e secas que prevaleceram na Amazônia Ocidental durante o Cretáceo Superior.

INTRODUÇÃO Níveis silicificados da Formação Alter do Chão tem sido descritos na região nordeste do estado do Amazonas, entretanto, poucos trabalhos em escala de detalhe foram efetuados sobre o paleoambiente deposicional e a origem da silicificação. A Formação Alter do Chão (Kistler 1954, Caputo *et al.* 1972) é composta por sedimentos siliciclásticos avermelhados que incluem argilitos, folhelhos, siltitos, arenitos e conglomerados. Interpretações regionais consideram a Formação Alter do Chão um paleoambiente flúvio deltaico-lacustre para a deposição da referida unidade (Caputo *et al.* 1972; Cunha *et al.* 1994; Dino *et al.* 1999; Nogueira *et al.* 1999). A denominação de "Arenito Manaus" para os níveis silicificados, foi dado por Albuquerque (1922) e muitas vezes tem sido utilizada com senso litoestratigráfico, embora seja apenas uma fácies da Formação Alter do Chão. A determinação da idade desta Formação, foi efetuada com base em dados de palinomorfos, que datam do intervalo Albiano-Cenomaniano (Deamon & Contreiras 1971, Deamon 1975, Dino *et al.* 1999), entretanto idades terciárias foram cogitadas (Travassos & Barbosa Filho 1990; Cunha *et al.* 1994).

Estudos paleoambiental e diagenético sobre os níveis silicificados da Formação Alter do Chão ainda são raros (Franzinelli & Rossi 1996) e este trabalho pretende contribuir no preenchimento dessa lacuna, com base em estudos sedimentológicos-petrográficos, realizados em Manaus (Praia da Ponta Negra) e km 14 da rodovia BR-174 (Fig.1).

FÁCIES DEPOSICIONAIS E ASPECTOS PETROGRÁFICOS Na área estudada os níveis silicificados da Formação Alter do Chão são caracterizados por quartzo-arenitos médios a grossos, caulínicos, e pelitos subordinados, geralmente representativos de depósitos de planície entrelaçada e lacustre (Fig.1). O topo da unidade apresenta-se intemperizada e caracterizam-se por arenitos feldspáticos/caulínicos inconsolidados.

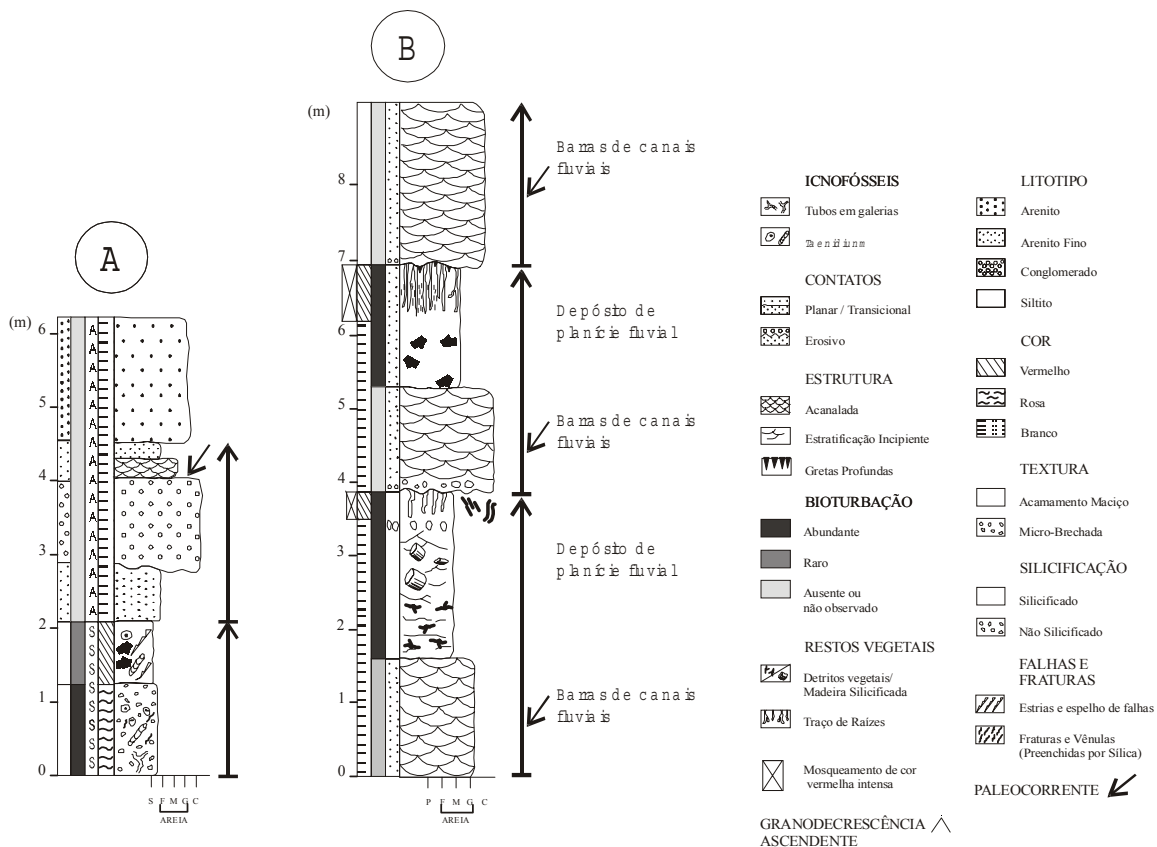


Figura 1 – Seção esquemática de afloramentos da Formação Alter do Chão, estudadas no km-14 da BR-174 (A) e praia da Ponta Negra (B).

Planície Fluvial Entrelaçada: Os depósitos de planície entrelaçada são organizados em ciclos granodrecrescente ascendente constituídos por conglomerados com estratificação cruzada acanalada e plano-paralela, marcando a base erosiva do canal, geralmente retilínea a ondulada. Os clastos de argila e quartzo de diâmetros que variam de 1 a 20 cm marcam base de canal ou ocorrem nos planos de estratificações planas ou cruzadas, muitas vezes fornecendo a aparência de uma lâmina contínua argilosa. Fragmentos de madeira de até 10 cm comprimento ocorrem principalmente associados aos estratos cruzados e, dependendo do grau de alteração, encontram-se completamente ferruginizados. O porte da estratificação cruzada diminui para o topo até passar para laminação cruzada, muitas vezes, cavalgante. A granulometria também diminui para o topo predominando arenitos médios a finos, algumas vezes, intercalados com pelitos. Esse conjunto de granulometria mais fina, com laminações e geralmente associadas com bioturbação é interpretada como depósitos de planície de inundação. A bioturbação é predominantemente endicnial, encontra-se disseminada nos depósitos de canais, e é mais abundante nos depósitos de planície de inundação. São caracterizadas por tubos horizontais, verticais e oblíquos, predominando o icnofóssil *Taenidium*.

Os depósitos de planície entrelaçada abandonada são caracterizados pela ocorrência de paleossolos marcados principalmente por marcas de raízes (fitobioturbação), estruturas pediformes, gretas de contração profundas e bioturbação. São geralmente enraizados na fácies de canais/planície entrelaçada e encontram-se silicificados assim como os depósitos lacustres, representados por pelitos e arenitos finos intensamente bioturbados. A bioturbação é semelhante àquela encontrada nos depósitos de planície de inundação com predominância de *Taenidium*.

Petrograficamente, os arenitos são principalmente quartzo-arenitos de granulação fina a grossa, com predominância de grãos subarredondados e, algumas vezes, subangulosos. Predominam o tipo de quartzo monocristalino (70%) sobre os policristalinos (30%) e, subordinadamente, ocorre fragmentos líticos (sílex, siltito e vulcânica) e argilo-minerais (caulinita, illita e esmectita). Os contatos intergranulares são pontuais ou tangenciais e retilíneos. Cimento sintaxial sobre os grãos de quartzo é denunciado por contatos de compromisso. Os grãos mostram-se freqüentemente corroídos (angulosos) constituem um arcabouço aberto composto por porosidade agigantada e alongada preenchida por cimento sílico-ferruginoso.

Lacustre: Consistem em ciclos granocrescente ascendentes formados por siltitos e argilitos e arenitos finos a médios, com laminação plano-paralela e acamamento maciço. Estes depósitos apresentam fragmentos de madeira silicificada, intensa bioturbação monoicnoespecífica de *Taenidium*. Sob o microscópio as fácies finas são impregnada por óxidos e hidróxidos de ferro, com grãos de quartzo arredondados disseminados (granulação areia fina a média). A bioturbação é indicada por poros circulares de diâmetro milimétrico com concentração anômala de grãos de quartzo, imerso em uma matriz de granulometria mais fina, às vezes, desenhando meniscos atribuídos ao icnofóssil *Taenidium*.

A predominância de argilas, intensamente bioturbadas, fragmentos vegetais, sugere deposição em ambiente oxidante de baixa energia com influxo de fitoclastos. Grãos de quartzo de granulação fina, esféricos e arredondados sugerem influxo eólico durante a deposição de argilas em ambiente lacustre raso.

ASPECTOS DIAGENÉTICOS Os principais processos diagenéticos identificados seguindo os critérios de Choquette & Pray (1970) e Tucker (1994) foram desenvolvidos principalmente no estágio eodiagético e telodiagenético, enquanto que a fase mesodiagenética foi pouco desenvolvida, destacam-se as seguintes fases 1) infiltração mecânica de argilas (presença de cutículas), pedogênese (Fase úmida: dissolução de grãos instáveis, corrosão de quartzo, fito e bioturbação, aumento da porosidade); Fase seca: cimentação de sílica amorfa com ferro, 3) compactação mecânica incipiente (empacotamento frouxo, microfraturas e pseudomatriz

pontuais), 4) compactação química (raros contatos intergranulares côncavo-convexos), 5) cimentação de sílica (sobrecrescimento sintaxial de quartzo).

SILICIFICAÇÃO A presença de paleossolos sugere condições climáticas úmidas e bioturbantes e uma vegetação densa que gerava ácido carbônico que favoreceram a dissolução parcial a total de siliciclásticos instáveis do arcabouço. Este processo é indicado pelos raros grãos de feldspato, às vezes, esqueletais, pela corrosão do quartzo e fábrica flutuante. Este processo favoreceu o enriquecimento em SiO_2 e subordinadamente ferro nos fluidos percolantes advindos das flutuações do lençol freático. Sob condições de pH baixo (~4; Summerfield 1983), a sílica retida no horizonte de intemperismo pouco drenado, seria precipitada como cimento amorfo em poros agigantados, substituindo também a argilominerais, gerando silcrete. A fito e bioturbação teria favorecido a intensa percolação dos fluidos e explicaria o maior grau de silicificação destes horizontes. Estágios de drenagem reduzida nos paleossolos, onde a migração de ferro e manganês levou a acumulação de óxido e hidróxidos (Retallack 1990). Posteriormente o ferro foi assimilado pelas soluções silicosas. A geometria horizontal dos silcretos seguindo aproximadamente o acamamento sugere um provável controle do lençol freático no processo de silicificação. A cimentação precoce facilitou a preservação dos silcretos, principalmente aos processos erosivos dos canais, o que explica a continuidade lateral por muitos metros e seu topo pouco erodido.

No ambiente lacustre a origem da sílica pode ser atribuída a dissolução parcial de grãos de quartzo e argilo-minerais devido os altos valores de pH que torna as águas supersaturadas com respeito a sílica amorfa. Analogamente aos paleossolos a intensa bioturbação aumentaria a percolação dos fluidos no sedimento. A evaporação sazonal levaria ao decréscimo do pH, causando a sua precipitação (Peterson & Von der Borch 1965).

Fases mais secas alternaram-se com fases mais úmidas durante o Cretáceo Superior indicado pela ocorrência de gretas profundas e de illita e esmectita nos depósitos estudados. Esta inferência é reforçada pela recorrência dos paleossolos na sucessão e indica lagos rasos e emergentes dentro do sistema deposicional da Formação Alter do Chão.

CONSIDERAÇÕES FINAIS As interpretações paleoambientais permitem sugerir que os níveis silicificados da Formação Alter do Chão estão associados a depósitos de rios entrelaçados com áreas abandonadas, razoavelmente estáveis, com paleossolos e lagos sujeitos à variação sazonal quente e úmida. Os silcretos foram formados durante a pedogênese/eodiagênese com fase mesodiagenética pouco desenvolvida. Os processos que deram origem aos níveis silicificados da Formação Alter do Chão fornecem importantes inferências paleoambientais para o entendimento dos eventos climáticos do Cretáceo Superior na Amazônia Ocidental.

REFERÊNCIAS

- Caputo, M. V.; Rodrigues, R. & Vasconcelos, D. N. N. 1972. Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 26. Belém. *Anais...SBG*. **3**: 36-46.
- Choquette, P.W. & Pray, L.C. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* **54**, 270-250.
- Cunha, P. R. C.; Gonzaga, F. G.; Coutinho, L. F. D. e Feijo, F. J. 1994 Bacia do Amazonas. *B. Geoci. PETROBRAS*. **8**:47-55.
- Daemon, R. F. 1975. Contribuição à datação da Formação Alter do Chão, bacia do Amazonas. *Rev. Brasil. Geoci.* **5**: 58-84.
- Daemon, R. F. & Contreiras, C. J. A. 1971. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas. PETROBRAS, *Rel. Interno*, Belém (PA).
- Dino, R., Silva, *et al.* 1999. Caracterização palinológica e estratigráfica de estratos cretáceos da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. In: Simpósio. sobre o Cretáceo do Brasil, **5**. Rio Claro, UNESP, 557-565.
- Kistler, P. 1954. Historical resume of the Amazon Basin. Belém, PETROBRAS/RENOR (*Relatório Interno*).
- Nogueira, A.C.R.; Vieira Lucieth Cruz & Suguio, K. 1999. Paleossolos da Formação Alter do Chão, Cretáceo-Terciário da Bacia do Amazonas, Regiões de Presidente Figueiredo e Manaus. *Simpósio sobre o Cretáceo no Brasil*. **5**, 261-266.
- Peterson, M.N.A. & Von der Borch, C.C. 1965. Chert: modern inorganic deposition in a carbonate-precipitating locality. *Science*, **149**, 1501-1503.
- Retallack, G.J. 1990. Soils of the past: an introduction to paleopedology. Boston, Unwin Hyman, 520p.
- Summerfield, M.A. 1983. Silcrete as a paleoclimatic indicator: evidence from southern Africa. *Paleogeogr., Paleoecol., Paleoclim.*. **41**, 65-79.
- Travassos, W.A.S. & Barbosa Filho, C.M. 1990. Tectonismo terciário na área do rio Tapajós, Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências PETROBRÁS*, **4**: 299-314.
- Tucker, M.E. 1994. Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks. 2nd ed.

A INFLUÊNCIA MARINHA NOS DEPÓSITOS DA FORMAÇÃO SOLIMÕES NA REGIÃO DE COARI (AM): REGISTRO DA TRANSGRESSÃO MIOCÊNICA NA AMAZÔNIA OCIDENTAL*

Nogueira, A.C.R.¹, Arai, M.², Horbe, A.M.C.¹, Horbe, M.A.³, Silveira, R.R.¹, Silva, J.S.¹, Motta, M.B.¹

¹Departamento de Geociências da Universidade do Amazonas

²PETROBRAS/CENPES/PDEXP/BPA

³CPRM-Serviço Geológico do Brasil

*Financiado por CTPETRO-CNPq (processo nº 460223/01-1)

RESUMO A análise de fácies e estratigráfica de depósitos argilosos e arenosos miocênicos da Formação Solimões, na região de Coari, estado do Amazonas, permitiu identificar duas unidades sedimentares separadas por discordância regional: 1) Inferior, composta por depósitos de baía estuarina e canal fluvial meandrante influenciado por maré; e 2) Superior, constituída por depósitos de canal de maré e fluvial. A presença de dinoflagelados e estruturas produzidas por processos de maré (estratificação inclinada heterolítica, *tidal bundles*, superfícies de reativação, ritmitos com pares de argila regularmente espaçados e acamamento *wavy-flaser-lenticular*) indica a influência marinha nestes depósitos e permite estender o evento transgressivo global do Mioceno para mais de 800 km à leste na Amazônia brasileira.

INTRODUÇÃO Incursões marinhas ocorreram na região Amazônica durante o Mioceno. Nesta época a cadeia Andina não estava totalmente formada e a bacia amazônica era conectada ao Caribe, Maracaibo e possivelmente com o Pacífico (Hoorn *et al.* 1995). Estudos sedimentológicos e paleontológicos no Peru, Colômbia, Equador, Bolívia e extremo oeste do Brasil têm comprovado a influência marinha nos depósitos da Formação Solimões/Pebas relacionando-a à transgressão miocênica (Räsänen *et al.* 1995, 1998, Hoorn *et al.* 1995, Gingras *et al.* 2002). Embora seja sugerido que este evento transgressivo teria alcançado as porções centrais da Amazônia, até o limite leste da Bacia do Solimões no Brasil (cf. Hoorn *et al.* 1995), o entendimento paleoambiental da Formação Solimões naquela região sugere apenas paleoambientes fluviais e lacustres (cf. Caputo *et al.* 1971, Silva 1988, Eiras 1994). Os recentes estudos de fácies, estratigrafia e palinologia da Formação Solimões em exposições nas margens do rio Solimões e afluentes no município de Coari, região central do estado do Amazonas, permitiu caracterizar melhor os paleoambientes de deposição desta unidade, comprovando a influência marinha, iniciando assim uma nova fase de investigação destes depósitos visando a reconstituição paleoambiental e paleogeográfica do Mioceno desta parte da Amazônia (Figura 1).

FÁCIES E ESTRATIGRAFIA Os depósitos da Formação Solimões, ocorrem em exposições contínuas por quilômetros nas margens do rio Solimões. Apresentam fácies distintas agrupadas em duas unidades sedimentares separadas por superfície de descontinuidade regional (Fig.1).

Unidade Inferior Consiste em argilas cinzas e areias finas argilosas e conglomerados intraformacionais, agrupados em duas associações:

1) *Baía estuarina* Consiste em camadas métricas de argila cinza alternadas com lâminas de areia de até 5 cm de espessura, ou, esporadicamente areia/silte com laminação cruzada cavalgante e raras bioturbações (Fig.1). Detritos orgânicos, formados por fragmentos vegetais e principalmente folhas, ocorrem preservados na laminação plana. São freqüentes grãos de pólen continentais de angiospermas, esporos de pteridófitas e de alga de água doce, além de cistos de dinoflagelado de ambiente marinho (Arai *et al.* Neste Simpósio). A predominância de argilas cinzas, rica em matéria orgânica, pouco bioturbadas e contendo palinomorfos continentais e marinhos, sugere deposição em ambiente anóxico de baixa energia influenciada por água doce e salgada.

2) *Canal fluvial meandrante influenciado por maré* Os depósitos desta associação consistem em camadas de argila e areia formando pares em estratificação inclinada heterolítica (cf. Thomas *et al.* 1987). As camadas exibem mergulhos de 30° para NE próximo ao flanco de canal, diminuindo lateralmente para 10°, truncando ou passando gradativamente para os depósitos de baía. Os pares são organizados em ciclos granodecrescentes ascendentes formados por duas unidades (Fig.1): 1) conglomerado com clastos de argila (até 3 cm de diâmetro) e matriz de areia fina a média, rica em detritos orgânicos e raros troncos de até 40 cm de comprimento com orientação NW-SE; e, 2) ritmitos regularmente espaçados de argila cinza/areia fina a média com detritos orgânicos (galhos, sementes, folhas, dentes de peixe). Os pacotes areno-argilosos podem apresentar estratificação cruzada, acamamento de megamarca ondulada, estruturas *wavy*, *flaser* e lenticular, e intensa bioturbação (*Taenidium* e outras formas endicniais). Marcas de raízes e estruturas de deformação (dobras métricas e laminação convoluta, brechas e conglomerados intraformacionais) ocorrem nesta fácies geralmente próximo a zona de contato com a Unidade Superior. As camadas inclinadas heterolíticas resultaram da acresção lateral de barras em pontal de grande porte em canais fluviais influenciados por maré, provavelmente na porção interna a média de estuários. Os processos de maré nestes depósitos são inferidos pela presença de acamamentos heterolíticos formando pares de areia e argila regularmente espaçados, acamamento de megamarca ondulada, intensa bioturbação e associação com os depósitos de baía. Marcas de raízes sugerem emergência das barras e estruturas de deformação plástica indicam processos de liquefação.

Unidade Superior Compreende areias finas e médias, subordinadamente grossas, com intercalações argilosas, agrupadas em duas associações:

1) *Canal de maré* Esta associação é composta por areia fina, e subordinadamente média, com estratificação cruzada (tabular, acanalada e sigmoidal) e camadas de argila, geralmente em ciclos granodecrescente ascendentes (Fig. 1). A estratificação cruzada exhibe superfícies de reativação e recobrimentos argilosos que formam pares regularmente espaçados, interpretadas como bandeamentos de maré (*tidal bundles*; Visser 1980). O retrabalhamento das lâminas argilosas gera clastos de argila que acompanham os *foresets* orientados para NW ($330^{\circ}/28$, n=30). Ritmitos com acamamentos *flaser*, *wavy* e lenticular intercalam-se com *sets* de estratificação cruzada, e acamamento de megamarca ondulada recobertos por argila e raros detritos orgânicos. Acamamento maciço é geralmente associado com intensa bioturbação e laminação convoluta. Recobrimentos e pares de lama sobre estratos cruzados e superfícies de reativação, variação cíclica de espessura de lâminas de *foresets* refletem a atuação de correntes trativas e de suspensão ou água parada relacionados a ciclos diários ou mensais de maré (Nio & Yang 1991). O padrão unidirecional dos estratos cruzados sugere grande assimetria da corrente de maré (Fig.1). Estruturas indicativas de exposição subaérea não foram observadas e fitoclastos continentais são raros nesta associação. Por outro lado, a frequência de estratificação cruzada com recobrimentos argilosos bem preservados sugere deposição em canais de maré posicionados na parte média a externa de um estuário.

2) *Fluvial* Estes depósitos ocorrem lateralmente à associação de canal de maré e consiste em areias médias, subordinadamente grossas com grânulos, com estratificação cruzada (tabular e acanalada) orientada para NW (330° , n=32). Conglomerados com clastos de argila de até 20 cm de diâmetro preenchem geometria de canal. Argilas cinzas laminadas ocorre no topo de ciclos granodecrescentes ascendentes, interpretadas como depósitos de planície de inundação. As paleocorrentes desta associação, como aquelas dos depósitos de canal de maré, sugerem uma paleocosta orientada segundo NE-SW.

ANÁLISE DAS SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS As unidades apresentam fácies distintas, são de diferentes idades, englobando o Oligoceno, Mioceno e, possivelmente, o Plioceno (Arai *et al.* Neste Simpósio) e são separadas por uma superfície de descontinuidade, correlacionável por mais de 70 km dentro da área estudada (Fig.1). Esta superfície é interpretada como um limite de seqüência (Van Wagoner *et al.* 1990), cujo caráter erosivo é indicado pelas seguintes características: 1) relevo da superfície que alcança algumas dezenas de metros; 2) estratos oligocênicos e miocênicos posicionados logo abaixo da superfície (Arai *et al.* Neste Simpósio); 3) presença de paleossolos,

estratos bioturbados e deformação plásticas e brechas da Unidade Inferior; e 4) disposição em *onlap* da Unidade Superior. A sucessão estudada apresenta um nítida tendência retrogradante onde depósitos de estuário interno da seqüência inferior são recobertos por sedimentos de estuário externo da seqüência superior (Fig.1). A deposição da seqüência inferior, durante o Oligoceno-Mioceno, sugere uma progradação dos canais fluviais por sobre os depósitos de baía nos estágios finais de um nível de mar alto. Esta fase foi sucedida por um período de significativo rebaixamento do nível do mar, provavelmente durante o Tortoniano (Arai *et al.* Neste Simpósio), que gerou a superfície erosiva. Posteriormente, uma pronunciada invasão marinha no Mioceno? Plioceno? favoreceu o deslocamento para leste das porções externas do estuário, depositando a seqüência superior. Apesar das espessuras reduzidas dos depósitos estudados não permitir uma análise evolutiva completa das seqüências, a identificação da arquitetura dos depósitos e de um importante limite de seqüência fornecem importantes informações com relação a evolução dos paleoestuários miocênicos desenvolvidos nesta parte central da Amazônia.

CONCLUSÕES Os sedimentos da Formação Solimões, na região de Coari, estado do Amazonas, foram depositados em um sistema estuarino durante o Mioceno. O registro da influência marinha nestes depósitos na região de Coari, permite estender a transgressão global miocênica para mais de 800 km à leste na Amazônia brasileira.

REFERÊNCIAS

- Arai, M, Nogueira, A.C.R., Silveira, R.R., Horbe, A.M. 2003. Considerações cronoestratigráficas e paleoambientais da Formação Solimões com base em palinomorfos, região de Coari, estado do Amazonas. *Neste simpósio*.
- Caputo, M.V.; Rodrigues, R.; Vasconcelos, D.N.N. de. 1971. *Litoestratigrafia da bacia do Rio Amazonas*. Belém, PETROBRÁS/RENOR (Relatório Técnico Interno, 641-A).
- Eiras, J.F.; Becker, C.R.; Souza, E.M.; Gonzaga, F.G; Silva, J.G.F. da; Daniel, L.M.F.; Matsuda, N.S.; Feijó, F.J. 1994. Bacia do Solimões . *B. Geoc. PETROBRÁS*, **8**:17-45
- Gingras, M.K.; Räsänen, M.; Ranzi, A. 2002. The significance of bioturbated inclined heterolithic stratification in the Southern part of the Miocene Solimões Formation, Rio Acre, Amazonia, Brazil. *Palaios*, **17**:591-601.
- Hoorn, C.; Guerrero, J.; Sarmiento, G.A.; Lorente, M.A. 1995. Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America. *Geology*, **23**:237-240.
- Nio, S.D. & Yang, C.S. 1991. Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review. In: Smith, D.G.; Reinson, G.E.; Zaitlin, B.A. & Rahmani, R.A. (eds.). *Clastic Tidal Sedimentology*. Calgary, CSPG, p.3-28. (Memoir 16).
- Räsänen, M.; Linna, A.; Santos, J.; Negri, F. 1995. Late Miocene tidal deposits in the Amazonian foreland basin. *Science*, **269**:386-390.
- Silva, L.L. da. 1988. A estratigrafia da Formação Solimões: uma análise crítica. In: Congr. Bras. Geol., 35. *Anais...*, Belém, SBG, v.2, 725-737.

- Thomas, R.G.; Smith, D.G.; Wood, J.M.; Visser, J.; Calverley-Range, E.A.; Koster, E.H. 1987. Inclined heterolithic stratification - terminology, description, interpretation and significance. *Sedimentary Geology*, 53:123-179.
- Van Wagoner, J.C.; Mitchum, R.M.; Campion, K.M. & Rahmanian, V.D. 1990. *Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High Resolution Correlation of Time and Facies*. Tulsa, AAPG, 55p. (Methods in Exploration).
- Visser, M.J. 1980. Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology*, 8:543-546.

CONTROLE CLIMÁTICO NA SEDIMENTAÇÃO EO-MESODEVONIANA DA BACIA DO AMAZONAS

Cunha, P. R. C.

PETROBRÁS/UN-BSOL/Manaus, pcunha@petrobras.com.br

RESUMO. A Seqüência eo-mesodevonianiana da Bacia do Amazonas possui características geológicas dentro de seu registro sedimentar que permitem interpretá-la como fortemente influenciada ou controlada pelos efeitos climáticos relacionados com as variações da banda de frequências de Milankovitch (1941, *apud* Cunha, 2000), associados às variações da órbita e rotação da Terra. O estudo da faciologia sedimentar (contextos litológicos e faunísticos), associado à reconstrução paleogeográfica do Supercontinente Gondwana, atesta que o caráter essencialmente siliciclástico da coluna estratigráfica, naquele tempo, está mais fortemente influenciado pelo controle climático do que pela tectônica e eustasia.

Introdução A Bacia do Amazonas está localizada entre as bacias do Solimões, a oeste, e do Marajó, a leste, limitada pelos escudos das Guianas, ao norte, e Brasileiro, ao sul, possuindo uma área aproximada de 500.000km² (Fig.1). Sua sedimentação desenvolveu-se do Paleozóico até o Cenozóico, iniciando no Neo-Ordoviciano estendendo-se até o Cretáceo-Terciário (Fig.2).

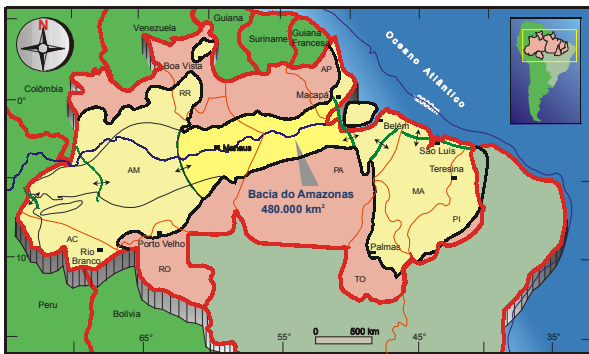
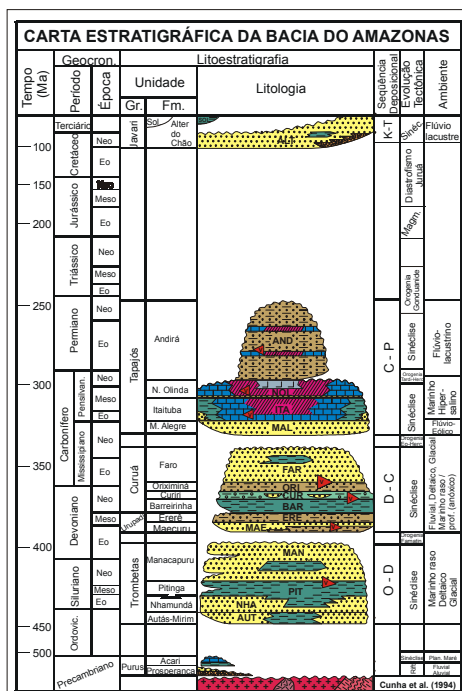


Fig.1 – Mapa de localização da Bacia do Amazonas

Cunha et al., (1994), reestudando a bacia, estabeleceram a atual Carta Estratigráfica da Bacia do Amazonas e redefiniram as seqüências de ordem II como: Ordoviciano-devoniana, Devoniano-carbonífera, Permocarbonífera e Cretáceo-terciária (Fig. 2).

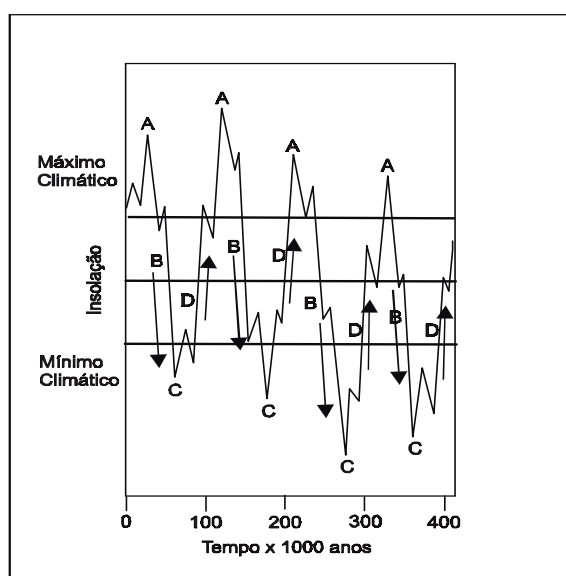


Cunha (2000) definiu, informalmente, na porção basal da Seqüência Devoniano-carbonífera, a *Seqüência Urupadi* (ordem III) correspondendo, litoestratigraficamente, ao Grupo Urupadi constituído pelas formações Maecuru (membros Jatapu e Lontra) e Ererê e parte basal do Grupo Curuá (Formação Barreirinha) de idade eo-mesodevonianiana. Essa seqüência foi ainda dividida em ciclos menores ou *Mesotemas* (seqüências de ordem IV) denominados informalmente de Seqüência Urupadi-I, Seqüência Urupadi-II e Seqüência Urupadi-III. Cada uma dessas seqüências é constituída de vários *Ciclotemas* (seqüências de ordem V) com duração de 100ka, cada, ligados à excentricidade curta da órbita terrestre.

Fig.2 – Carta Estratigráfica da Bacia do Amazonas (Cunha et al., 1994)

METODOLOGIA E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS. Cunha (2000) criou, informalmente, o termo “*cicloestratigrafia climática*” com a finalidade de mostrar a influência periódica ou cíclica das variações climáticas atuantes nos tempos eo-mesodevonianos na sedimentação essencialmente clástica da Bacia do Amazonas. Esse modelo de interpretação é um produto da aplicação da cicloestratigrafia orbital ou global, utilizando-se de dados e análises litológicas e palinológicas das seções estudadas em afloramentos e testemunhos de sondagens da Petrobras, conjuntamente com a concepção das idéias de reconstrução da situação paleogeográfica da bacia, durante o Devoniano, dentro do Supercontinente Gondwana.

A posição geográfica de uma bacia sedimentar, num específico intervalo temporal, determina as influências climáticas no seu registro estratigráfico. As oscilações regulares e previsíveis da órbita e rotação da Terra, com períodos de aproximadamente 20-40-100 e 400ka (ciclos de Milankovitch, 1941 *apud* Cunha, 2000), interferem construtiva ou destrutivamente, criando pulsos



que aumentam ou diminuem as variações dos padrões climáticos afetando os registros sedimentares nas diferentes áreas e sistemas deposicionais correspondentes.

Um ciclo climático completo corresponde a fases de máximo e mínimo climáticos com suas fases intermediárias próprias (Perlmutter et al., 1998), conforme pode ser visto na figura 3. Naturalmente, esses ciclos podem ser de várias ordens de grandeza ou duração, sendo, no exemplo da figura 3, associados aos ciclos de quinta ordem (100ka), de acordo com a moderna Estratigrafia de Sequências.

Fig.3 – Ciclo climático completo (Perlmutter et al., 1998)

A circulação atmosférica da Terra, do Equador ao Pólo, é tipicamente simplificada em três células: Hadley, Ferrel e Polar, compondo a chamada Circulação Hadley (Hanwell, 1980, *apud* Perlmutter & Matthews, 1989). Temperatura e umidade estão relacionadas com a circulação dessas células (Fig.4).

A idealizada variação de temperatura e umidade relativa em relação à latitude, como uma função da distribuição da Circulação de Hadley no modo climático máximo (fase A) e no mínimo (fase C), bem como a posição da Bacia do Amazonas no Devoniano, são retratados na figura 5.

Essas mudanças climáticas têm sido utilizadas para delinear dez (10) cinturões latitudinais cicloestratigráficos (Perlmutter & Matthews, 1989), com base nas variações climáticas recentes, que foram extrapolados para o tempo devoniano, pelo autor deste artigo, e que podem ser visualizados nas figuras 5 e 6.

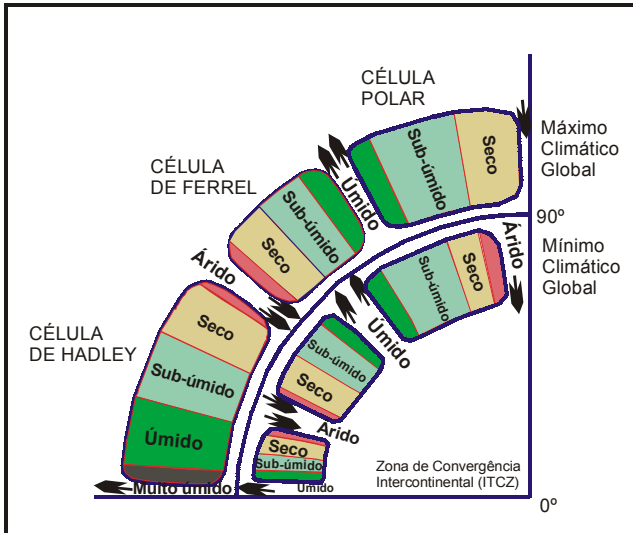


Fig.5 – Variação climática enfatizando as fases climáticas máxima e mínima. Notar a variação de temperado a polar e a baixa variação da umidade do cinturão 7A (modif. de Perlmutter & Matthews, 1989). T: temperatura; U: umidade; A: árido; S: semi-árido; SU: sub-úmido; U: úmido; MU: muito úmido. Linha tracejada (azul): fase de máximo climático; Linha contínua (vermelha): fase de mínimo climático.

Fig.4 – Células de circulação atmosférica (Perlmutter & Matthews, 1989)

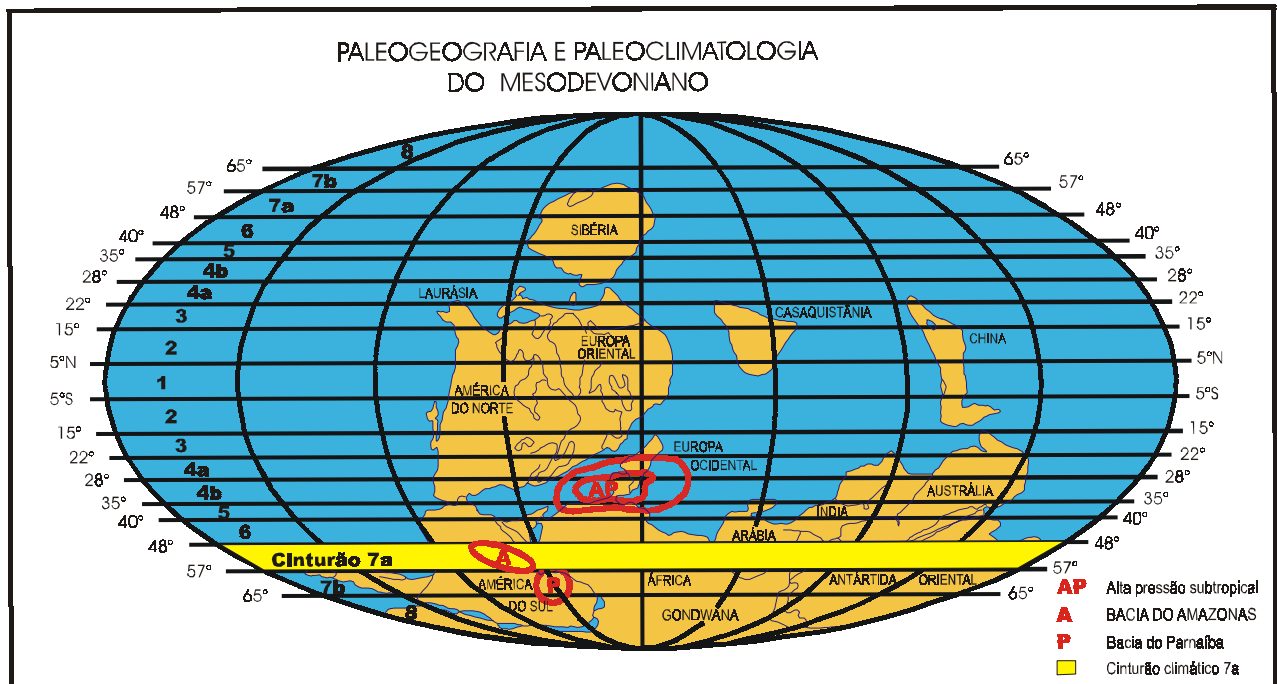
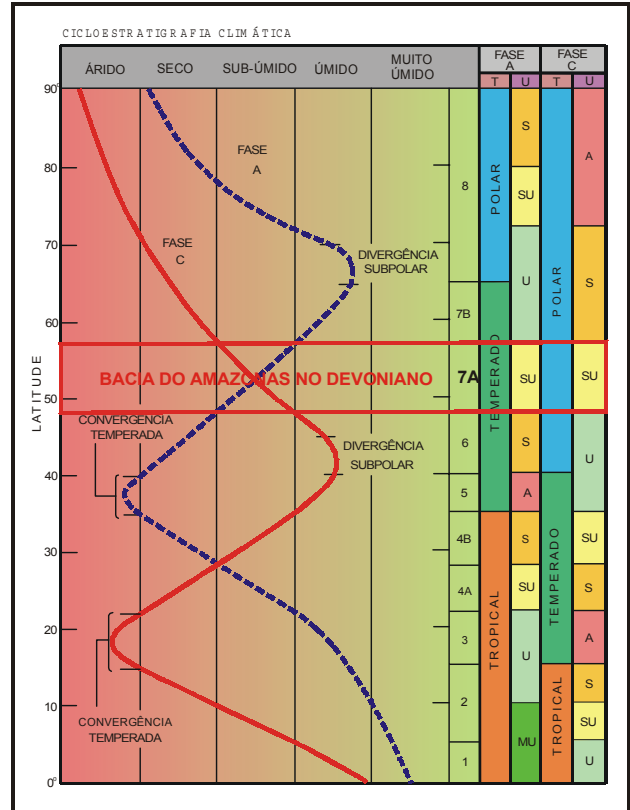


Fig. 6 – Paleogeografia e Paleoclimatologia do Mesodevônico atuantes nas bacias do Amazonas e Parnaíba (Cunha, 2000), com base nos cinturões climáticos de Perlmutter e Matthews (1989)

A seqüência climática idealizada representada por um cinturão cicloestratigráfico ocasionalmente pode ser modificada por conta de efeitos de circulação de monções, anti-ciclones de média latitude, correntes oceânicas e elevações. Esses efeitos podem mudar, intensificar ou diminuir durante um ciclo de Milankovitch e podem ser pouco pronunciado entre os modos climáticos máximo e mínimo.

A criação ou construção de cinturões para o passado geológico com as diferentes distribuição continental, nível do mar e cinturões orogênicos é acompanhada pela derivada dos padrões de circulação atmosférica para condições climáticas máxima e mínima. Cinturões cicloestratigráficos são então posicionados para refletir regiões da superfície terrestre que poderiam estar influenciadas pela mesma variação climática. Padrões de circulação atmosférica e variações climáticas representados por cinturões cicloestratigráficos são especialmente construídos pela posição geográfica através de indicadores climáticos específicos incluindo evaporitos, “red beds”, fosfatos, siliciclásticos, carvões, assembléias mineralógicas, propriedades dos grãos sedimentares e seqüências deposicionais. O padrão geográfico das mudanças climáticas tem excepcional significado na influência da interpretação das seqüências de 3^a, 4^a e 5^a ordens (Matthews & Perlmutter, 1994).

Estudos realizados pelo autor atestam que a sedimentação das unidades enfocadas estiveram submetidas aos efeitos climáticos inerentes ao cinturão 7a, definido por Perlmutter & Matthews (1989). À época da construção do prisma sedimentar correspondente às seqüências Urupadi-1, Urupadi-2 e Urupadi-3 da Bacia do Amazonas, os continentes América do Sul e África faziam parte de um mesmo supercontinente denominado Gondwana, banhado ao norte pelo Mar de Tethys, através de correntes subtropicais aquecidas (Heckel & Witzke, 1979).

Estas correntes provenientes do mar aberto ingressavam na porção epicontinental do continente, em direção à atual Bacia do Amazonas. Este mar epicontinental possuía conexão com o corpo d'água que recobria a Bacia do Parnaíba, com o posicionamento dessas bacias em latitudes ao redor de 50^o - 60^o Sul. Segundo Della Fávera (1990) existiria um centro de alta pressão subtropical, a partir do qual furacões gerados no Paleo-Tethys penetrariam em direção ao Pólo Sul, via mar interior do Parnaíba. Cunha (2000) introduziu a idéia de que tais eventos causadores dos tempestitos da Bacia do Parnaíba também devem ter influenciado na deposição dos tempestitos contemporâneos da Bacia do Amazonas, uma vez que esses mares interiores encontravam-se interconectados àquela época.

Há poucas dúvidas de que durante o Devoniano a maior parte da América do Sul experimentou clima frio. Isto já foi reconhecido na composição da "Fauna Austral" do Eodevoniano (Fauna Austral é o nome antigo para Malvinocáfrica) e sua diferenciação da "Fauna Boreal" da América do Norte e África do Norte (agora reconhecida como Apalachiana ou Renana).

Com base em evidências faunísticas, o Pólo Sul, durante o Devoniano Inferior/Médio, esteve posicionado em algum lugar próximo ao sudoeste ou centro-oeste da África. Como resultado, a Bacia do Paraná esteve submetida a clima sub-polar e possui uma fauna restrita, equivalente à Província Malvinocáfrica. Climas frios a temperados ocorreram na Bolívia, noroeste da Argentina e norte do Brasil (bacias do Amazonas e do Parnaíba). Climas quentes a temperados ocorreram no norte da Colômbia e na Venezuela. A fauna da Província Malvinocáfrica está restrita a latitudes modernas maiores que 14° S na América do Sul, com limites terminais ao norte localizado ao sul do Peru, norte da Bolívia e norte da Bacia do Paraná. As bacias do Amazonas e do Parnaíba estiveram conectadas através de passagem marinha com as faunas Apalachianas da Colômbia e Venezuela.

CONCLUSÃO. Apesar do pacote sedimentar estudado ter sofrido influência tectônica e eustática durante o desenvolvimento de seu arcabouço, os indicadores líticos, a paleogeografia, a paleobiota e a paleoclimatologia apontam para a consideração de que nos tempos eo-mesodevonianos a Bacia do Amazonas estava situada entre os paralelos 48° e 57° S e, em consequência, sua sedimentação esteve fortemente controlada pelo clima, sob efeito das variações dos parâmetros orbitais de Milankovitch.

Referências Bibliográficas

- Cunha, P.R.C., 2000. Análise Estratigráfica dos sedimentos eo-mesodevonianos da porção ocidental da Bacia do Amazonas sob a ótica da Estratigrafia de Seqüências no interior cratônico. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 263p., Porto Alegre.
- 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.
- Della Fávera, J.C., 1990. Tempestitos da Bacia do Parnaíba. Porto Alegre, 243p. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre.
- Heckel, P.H. & Witzke, B.J., 1979. Devonian World Palaeogeography determined from distribution of carbonates and related lithic palaeoclimatic indicators. *In*: HOUSE, M.R., SCRUTTON, C.T. & BASSET, M.G. (eds.). The Devonian System, p. 99-123, Special Paper in Palaeontology, 23.
- Matthews, M.D. & Perlmutter, M.A. 1994. Global Cyclostratigraphy: an application to Eocene Green River Basin. p. 459-481, International Association of Sedimentologists Special Publication, 19.
- Perlmutter, M.A., & Matthews, M.D. 1989. Global cyclostratigraphy – a model. *In*: CROSS, T.A. (ed.). Quantitative Dynamic Stratigraphy. London: Prentice Hall, p. 233-260.
- Perlmutter, M.A., Radovich, B.J., Matthews, M.D. & Kendall, C.G.St.C. 1998. The impact of high-frequency sedimentation cycles on stratigraphic interpretation. *In*: GRADSTEIN, F.M., SONDVIK, F.M. & MILTON, N.J. (eds.) Sequence Stratigraphy – Concepts and Applications. Elsevier Science, Amsterdam. NPF Special Publication, 8, p. 141-170.

**BIOESTRATIGRAFIA DOS ACRITARCOS DO SILURIANO DA BACIA DO AMAZONAS E SUA
RELAÇÃO COM GONDWANA.**⁽¹⁾Cardoso, T. R. M. e ⁽²⁾Rodrigues, M. A.

UERJ, FG, DEPA Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, Departamento de Estratigrafia e Paleontologia, RJ, (1) teregina@vento.com.br e (2) tutuca@uerj.br

RESUMO. Identifica-se neste trabalho grande diversidade de acritarcos obtidos de sedimentos pertencentes às formações Pitinga e Manacapuru do Grupo Trombetas (Bacia do Amazonas, Brasil). A idade para o intervalo foi estabelecida por Grahn e Melo, 1990, com base em quitinozoários. Na seção siluriana, o material exibiu numerosos acritarcos bem preservados e com grande diversidade, particularmente em sedimentos da Formação Pitinga. Até onde as evidências bioestratigráficas nos permitem, abordaremos aspectos mais gerais relacionados com a história geológica do Gondwana durante o Siluriano. Sabe-se que durante o Paleozóico Inferior a América do Sul formava um todo estrutural dentro desse continente primitivo, ocasionalmente integrado no Pangea. Através de correlações bioestratigráficas regionais com base em acritarcos poderemos contribuir para a definição do provável arcabouço desse paleocontinente.

INTRODUÇÃO. O conceito atual define os acritarcos *sensu lato* (do grego: *akritos*= incerto + *arche*= origem) como cistos de protistas unicelulares ou aparentemente unicelulares, não coloniais de constituição orgânica, que não podem ser encaixados na classificação dos grupos de organismos conhecidos. Possuem, provavelmente variada afinidade biológica (polifiléticos), e são normalmente estudados como constituintes de assembléias palinológicas. Grande parte dos acritarcos são prováveis restos de cistos do fitoplâncton marinho. Sua similaridade com as algas modernas (ultraestrutura da parede com alta resistência, diferentes meios de abertura), levaram vários autores a considerarem os acritarcos como representantes fósseis do estágio de cisto ou ficoma do ciclo de vida das algas. Representam um grupo de fósseis de ampla distribuição, sendo conhecidos desde o Pré-Cambriano, e se tornaram componentes importantes nos estudos bioestratigráficos do Paleozóico inferior. Ressaltamos como de particular importância sua contribuição como elemento participante da evolução da biomassa bem como o auxílio para a resolução de problemas bioestratigráficos, paleogeográficos, paleobiológicos e paleoambientais e, como anteriormente citado, biogeográficos, particularmente para o Paleozóico onde, por vezes são os únicos fósseis encontrados. Junto com as cianobactérias, eles registram a história dos autótrofos produtores de oxigênio, os quais contribuíram para a composição da atmosfera e conseqüentemente com a evolução da vida na Terra.

MATERIAIS E MÉTODOS. Apresentamos análise qualitativa de amostras de subsuperfície da margem norte da Bacia do Amazonas das sondagens SM-1015, SM-1016, SM-1018, SM-1047, SM-1048 e do poço 1-AM-1-AM, pertencentes às formações Pitinga e Manacapuru (parte inferior) do Grupo Trombetas (Figura 1). O estudo palinológico é considerado um dos métodos mais seguros na determinação de idade relativa, zoneamentos bioestratigráficos, determinação de paleoambientes e

correlações entre áreas geograficamente distantes. Esporos, grãos de polen, *acritarcos*, prasinófitas, dinoflagelados, quitinozoários, escolecodontes e esporos de fungos são considerados palinomorfos. O tratamento palinológico das amostras para obtenção dos microfósseis seguiu procedimentos padronizados da PETROBRAS conforme descritos por Quadros & Melo 1987.

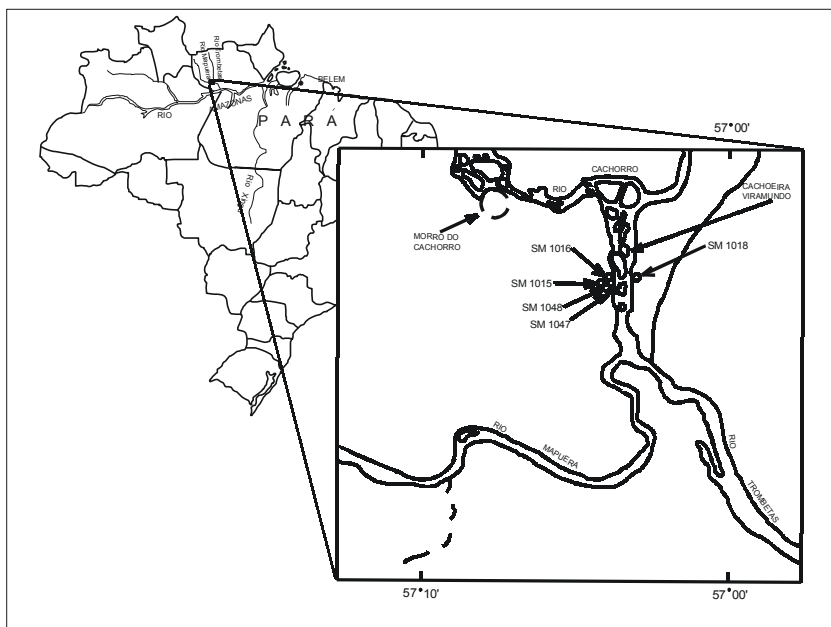


Figura 1- Mapa de localização da Bacia do Amazonas e dos poços estudados, modificada de Cardoso e Quadros (2000).

RESULTADOS. Na seção siluriana, o material exibiu elevado índice de abundância de acritarcos bem preservados e com grande diversidade, particularmente em sedimentos da Formação Pitinga. A idade para o intervalo foi estabelecida por Grahn e Melo, 1990, com base em quitinozoários. De acordo com esses autores mantemos para a Formação Pitinga a divisão informal em membro inferior e membro superior. Para o membro inferior (Telychiano ao Sheinwoodiano), destacam-se principalmente: *Domasia limaciforme*, *Domasia canadensis*, *Domasia trispinosa*, *Domasia amphora*, *Domasia rochesterensis*, *Dateriocradus monterrosae*, *Salopidium granuliferum*, *Cymbosphaeridium pilar*, *Dactylofusa tenuistriata*, *Dactylofusa cucurbita*, *Deunffia furcata*, *Baltisphaeridium capillatum*, *Visbysphaera erratica*, *Micrhystridium intonsurans*. O membro superior (Wenlock superior ao Ludlow inferior), apresenta-se bem definido e separado do membro inferior por um hiato, com as seguintes espécies: *Deunffia furcata*, *Deunffia brevispinosa*, *Deunffia ramusculosa*, *Tyrannus giganteus*, *Eisenackidium ramiformis*, *Gorgonisphaeridium bringewoodense*, *Domasia bispinosa*, *Domasia trispinosa*, *Helios aranaides*, *Micrhystridium stellatum*, *Neoveryhachium carminae*, *Multiplicisphaeridium caperoradiola*, *Leiofusa kryanovii*, *Leiofusa filifera*, *Oppilatala insolita*, *Pterospermopsis marysae*, *Veryhachium rhomboidium*,

Cymbosphaeridium pilar, *Cymbosphaeridium* cf. *ravum*, *Multiplicisphaeridium fisheri*, *Dactylofusa striatifera*, *Polysphaeritae*, *Visbysphaera microspinosa*, *Visbysphaera dilatispinosa*, *Salopidium wenlockensis* e *Veryhachium europaeum*.

Deunffia e *Domasia* são taxa importantes que definem o intervalo Llandovery – Wenlock, cujo valor cronoestratigráfico é inegável uma vez que os mesmos restringem-se mundialmente ao Siluriano. Segundo Cramer (1970); Le Hérisse (1989) e Molyneux *et al.* (1996), o registro desses taxa mostra um aumento em abundância próximo o limite Llandovery-Wenlock, fato também observado na seqüência do Siluriano da Bacia do Amazonas.

Segundo Molyneux *et al.* (1996), *Tyrannus giganteus* e *Perforela perforata*, (formas indígenas do Siluriano Superior da Espanha e norte da África) são marcadores estratigráfico em potencia e que foram também registrados no material por nós estudado.

Para a porção basal da Formação Manacapuru separada do membro superior da Formação Pitinga por um hiato destacamos *Baltisphaeridium pilar*, *B. carinosum*, *Multiplicisphaeridium saharicum*, *M. scaber*, *Domasia rochesterensis*, *Dateriocradus monterrosae*, *Neoveryhachium carminae* e *Perforela perforata* atribuída ao Pridoli, o que está de acordo com a datação de Grahn & Melo, 1990, com base em quitinozoários.

DISCUSSÃO. Quando se analisa o Paleozóico Inferior da América do Sul, devemos lembrar que nessa época o nosso continente formava um todo estrutural dentro do Gondwana, ocasionalmente integrado ao Pangea. Até onde as evidências palinológicas com base em acritarcos nos permitirem, abordaremos os aspectos gerais relacionados a bioestratigrafia, paleoclimatologia e paleobiogeografia do Grupo Trombetas através de comparações das associações de acritarcos que já estão consagrados internacionalmente nas definições de seqüências do Siluriano.

De acordo com o modelo de distribuição de palinofáceis proposto por Cramer (1968) para o Siluriano, os acritarcos da bacia do Amazonas estariam situados no "Brazilian Realm" provavelmente na fácies *Neoveryhachium carminae*, caracterizada pela alta paleolatidade e clima frio e pela abundância de acritarcos do subgrupo Netromorphitae de Evitt (1963). Acritarcos característicos de alta paleolatidade de regiões Perigondwana e Gondwana norte tais como: *Perforela perforata*, *Tylotopala pyramidalis* e *Tyrannus giganteus* foram também identificados em sedimentos da Formação Pitinga.

Le Hérisse (1989) assinalou a ocorrência de *Neoveryhachium carminae* no Wenlock e Ludlow da Suécia em área de clima tropical (Palinofácies Báltica) durante o Siluriano. Isto contraria

o modelo de zoneamento baseado em dados de paleolatitudes paralelas de Cramer (1970). O mesmo ocorre na bacia do Amazonas, que durante o Siluriano ocupou região de alta latitude. Temos ocorrência de acritarcos característicos de baixa latitude como *Domasia* e *Deunffia*, associados a formas de alta latitude como *Dactylofusa maranhensis*, *Balisphaeridium capillatum* e *Perforela perforata*. Esse fato tem ocorrido também no Llandovery superior da Jordânia, na bacia de Ghadames (Líbia) e na bacia Tindouf no oeste da Argélia. Isto tem levado muitos pesquisadores a um certo ceticismo em relação ao modelo de latitude paralela para a biogeografia dos acritarcos do Siluriano, proposto por Cramer (1970) e Cramer & Díez (1972). Isso tem gerado polêmica entre os estudiosos. Sabe-se que a distribuição dos acritarcos do Siluriano médio a superior coincide com a distribuição de outros grupos de fósseis tais como graptólitos, trilobitas e braquiópodes em relação às massas continentais. Fatores como temperatura da água e barreiras físicas devem ter influenciado na distribuição de muitos desses organismos.

Assine (2001) comentando a transgressão pós-glacial que ocorreu durante Llandovery, diz que no Brasil tal evento é materializado pelos folhelhos das formações Vila Maria (bacia do Paraná), e também nos folhelhos das formações Tianguá (bacia do Parnaíba) e Pitinga (bacia do Amazonas). Comenta também que nas bacias sul-americanas a preservação de estratos silurianos é desigual. Queda acentuada do nível do mar neo-siluriano explicaria a existência da discordância entre os ciclos Ordoviciano / Siluriano e Devoniano em muitas bacias gondwânicas, mas que a preservação desigual dos estratos silurianos foi determinada pela posição paleogeográfica de cada bacia.

Cunha (2001), conclui que as bacias do Amazonas e do Parnaíba estiveram conectadas através de passagem marinha com as faunas apalachianas da Colômbia e Venezuela e supôs que durante o Neo-Siluriano/Eo-Devoniano, o Pólo Sul "moveu-se" para o sul da Argentina ou Centro-sul da África. Nessas posições as bacias interiores brasileiras experimentavam condições de clima frio (temperado no Amazonas e Parnaíba, ao norte, e subpolar no Paraná, ao sul).

CONCLUSÃO. Os esquemas palinológicos que estão surgindo para as plataformas da margem norte e oeste do Gondwana, são provisórios, pois representam documentação de seqüências sedimentares com associação de palinomorfos cronestratigraficamente não uniforme pela impossibilidade de calibração com biozonas já definidas na coluna estratigráfica como por exemplo quitinozoários com graptólitos do Siluriano ou esporos com crinóides do Devoniano ou Carbonífero.

As técnicas sísmicas empregadas nas interpretações estratigráficas de subsuperfícies ficaram limitadas em caracterizar as unidades litológicas no espaço (relação espacial tridimensional). Quanto

a relação com o tempo só é possível através de estudos bioestratigráficos detalhados das seções referências descritas. Levando em consideração que a fauna e flora do presente e passado geológico são regionalmente específicas e que sua distribuição é controlada por fatores que incluem latitude, clima, altitude e no passado a paleodistribuição dos continentes, pode-se a partir do estudo comparativo das associações dos palinomórficas dos diversos continentes atuais tentar ainda que de forma tímida traçar o arcabouço do Gondwana para sedimentos do Paleozóico.

O resultado da análise da associação dos acritarcos do Siluriano da Bacia do Amazonas pode ser comparado com as associações descritas em diferentes paleocontinentes, paleolatitudes e paleoambientes. A Abundância qualitativa e quantitativa dos acritarcos em especial na Formação Pitinga, refletem aqui o predomínio de condições marinhas mais rasas na margem norte da bacia do Amazonas durante o Siluriano.

Os acritarcos do Grupo Trombetas, revelaram uma grande semelhança às registradas no Siluriano dos Estados Unidos, Canadá, Arábia Saudita, Espanha, Bélgica, Inglaterra, Líbia, Polônia, Turquia, Noruega, Argentina, Suécia, França e sul da Grã-Bretanha. A comparação das associações de acritarcos das áreas acima citadas nos levam a inferir que existe similaridades entre as áreas da margem norte do Gondwana com a região Perigondwana (Espanha, França, sul da Grã-Bretanha).

Referências bibliográficas

- Assine, M. L. 2001. O ciclo Ordoviciano/Siluriano na bacia do Paraná e correlação em outras bacias gondwânicas. *In: Correlação de seqüências paleozóicas sul-americanas, Ciências – Técnicas – Petróleo*, 20:9-18, CENPES, Petrobras.
- Cardoso, T. R. M. & Quadros, L. P. 1985. The Silurian Acritarchs *Deurffia* and *Domasia* in the Amazon Basin. *X RPP Reunião de Paleobotânicos e Palinólogos. Rev. Univ. Guarulhos*, ano V, v.2 número especial 2000, p.21-24.
- Cramer, F. H., 1968. Palynology Microfossils of the Middle Silurian Maplewood Shale in New York. *Revue de Micropaléontologie*, 11 (2): 61-70.
- Cramer, F. H., 1970. Middle Silurian continental movement estimated from Phytoplanktonfacies transgression. *Earth and Planetary Science Letter*, 10: 87-93.
- Cramer, F. H., & Diez, M. d. C. R. 1972. North American Silurian palynofacies and their spatial arrangement: Acritarchs. *Palaeontographica, Abt.B*, 138 (5-6): 107-180.
- Cunha, P., R., C. 2001. Correlação das seqüências eo-mesodevonianas da bacia do Amazonas. *In: Correlação das seqüências paleozóicas sul-americanas, Ciência – Técnica – Petróleo*, CENPES, Petrobras, 20: 91-98.
- Evitt, W. R. 1963. A discussion and proposals concerning fossil dinoflagellates, hystrichospheres, and acritarchs. I. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 49: 158-164.
- Grahn, Y. & Mello, J. H. G., 1990. Bioestratigrafia dos Quitinozoários do Grupo Trombetas nas faixas marginais da bacia do Amazonas. *Relatório interno da Petrobras*, 86p.
- Le Hérisse, A. 1989. Acritarches et kystes d'algues Prasinophycées du Silurien de Gotland, Suède. *Paleontographia Italica*, 76 (32): 57-302.
- Molyneaux, S. G.; Le Hérisse, A. & Wicander, R. 199. Chapter 16. Paleozoic Phytoplankton. *In: Jansonius, J. & McGregor, North American Silurian*
- Quadros, L.P. & Melo, J.H.G., 1987. Método prático de preparação palinológica em sedimentos do pré-Mesozóico. *Bol. Geoc. Petrobras*, 1: 205-214.

MINERAIS PESADOS EM DEPÓSITOS FANEROZÓICOS NO NORDESTE DO PARÁ E NOROESTE DO MARANHÃO

Truckenbrodt, W.; Góes, A. M. e Nascimento, M. S.

Centro de Geociências, UFPA, Campus Universitário do Guamá, CEP 66075-110 Belém-PA;
trucken@ufpa.br

RESUMO A estaurolita é um importante indicador estratigráfico para os depósitos fanerozóicos no NE do Pará e NW do Maranhão, já que seus teores decrescem com o aumento da idade da formação. Os conglomerados a SE de Capanema, até agora com posição estratigráfica incerta, com teores elevados comparáveis com os da Formação Barreiras, foram portanto incluídos nesta formação. Relevância estratigráfica têm também as feições marcantes de dissolução em minerais da Formação Ipixuna, relacionadas com a bauxitização no Paleógeno, as quais excluem esta idade para a Formação Ipixuna, mas apontam para Cretáceo Superior. Os dados obtidos sobre a proveniência são pouco específicos. As unidades cenozóicas, amostradas com maior representatividade, são oriundas principalmente de rochas metamórficas de médio grau, granitóides, pegmatitos e rochas sedimentares recicladas.

INTRODUÇÃO Minerais pesados são minerais acessórios de alta densidade (peso específico > 2.85g/cm³) que em sedimentos e rochas sedimentares geralmente constituem menos que 1% vol. Servem para determinar proveniência de sedimentos, traçar caminhos do transporte sedimentar, mapear padrões de dispersão sedimentar, delinear províncias petrológicas, correlacionar corpos arenosos, elucidar processos intempéricos e diagenéticos, bem como localizar depósitos econômicos potenciais (Morton 1985, Mange & Maurer 1992, Morton & Hallsworth 1999).

O presente trabalho analisa os minerais pesados da Formação Piriá (Pré-Siluriano), do Arenito do Guamá (Siluriano Inferior), das formações Cujupe (Cretáceo Superior: Pós-Cenomaniano-?Terciário Inferior), Ipixuna (Cretáceo Superior-?Terciário Inferior), Pirabas (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior) e Barreiras (Mioceno Inferior-Médio), bem como dos Sedimentos Pós-Barreiras (Plio-Pleistoceno), aflorantes no NE do Pará e NW do Maranhão, com o objetivo principal de mostrar a importância estratigráfica desses minerais. Além disso, são feitas algumas observações sobre a proveniência dos depósitos em questão.

RESULTADOS Antes de descrever os minerais pesados de cada unidade estratigráfica, litologia e ambiente deposicional da unidade são caracterizados sucintamente.

Formação Piriá A Formação Piriá, pré-Siluriano da Província Parnaíba, é composta por arenitos arcósianos, pelitos e, subordinadamente, conglomerados que foram levemente metamorfisados durante o Ciclo Brasileiro. Condicionada a zonas deprimidas e limitadas por falhas de rochas proterozóicas, a Formação Piriá tem uma distribuição geográfica atual bastante restrita, com os principais afloramentos localizados ao longo da rodovia BR-316, entre Santa Luzia e o rio Piriá. Suas fácies apontam para um ambiente de águas rasas (lacustres?, marinhas?).

A assembléia de minerais pesados é constituída por turmalina, zircão e epidoto e, secundariamente, rutilo, granada e titanita. Estauroлита, cianita, anfibólio, apatita e espinélio aparecem como minerais raríssimos. É notável o teor significativo de epidoto em amostras frescas de arcósio podendo atingir até 12% da composição mineralógica total. Este mineral ocorre tanto como grãos subangulosos e subarredondados como em forma de preenchimento do espaço intersticial do arcabouço. Nas amostras intemperizadas, a gama mineralógica se reduz quase exclusivamente aos minerais ultraestáveis de turmalina, zircão e rutilo. Os grãos de turmalina são predominantemente de cor marrom aparecendo às vezes espécies azuis e verdes. As formas irregulares angulosos e prismáticas, estas com faces vivas ou bordas arredondadas, superam nitidamente os grãos bem arredondados. Vários grãos de turmalina mostram também sobrecrecimento. Entre os zircões, os grãos alongados (comprimento/largura > 2) são mais freqüentes do que os prismáticos curtos (comprimento/largura < 2). Nas duas categorias, as formas prismáticas subarredondadas prevalecem sobre as prismáticas com aristas vivas e irregulares angulosas, sendo muito raros os grãos bem arredondados. Poucos grãos apresentam coloração rósea ou roxa.

Arenito do Guamá Como a Formação Piriá, o Arenito do Guamá, que aflora na região de São Miguel do Guamá e Irituia, tem distribuição limitada por falhas. É um quartzo-arenito, localmente rico em icnofósseis do tipo Skolithos. Depositado em ambiente marinho raso (foreshore-shoreface), o Arenito do Guamá representa a fácies distal da Formação Ipu (Siluriano Inferior) do Grupo Serra Grande na Bacia do Parnaíba. Os principais minerais pesados incluem turmalina e zircão; rutilo e anatásio são pouco abundantes, mas com alta freqüência de ocorrência. A turmalina apresenta cores bem variáveis, de marrom, marrom-amarelada, amarelo-esverdeada, cinza-esverdeada e ocasionalmente azul. Prevalecem, entretanto, as tonalidades marrons. Mais de 80% dos grãos são bem arredondados, os demais exibem formas prismáticas com faces desgastadas. O zircão exibe grãos arredondados geralmente com vestígio de prisma. Em algumas amostras, os grãos de zircão têm distribuição bimodal com relação à alongação sendo as formas curtas mais freqüentes que as alongadas. Poucos grãos mostram coloração rósea ou púrpura e zoneamento. O anatásio tem origem diagenética, como indicam suas formas tabulares com aristas vivas.

Formação Cujupe O Grupo Itapecuru na Bacia de São Luís é subdividido nas formações Alcântara (Albiano superior-Cenomaniano) e Cujupe (Cretáceo Superior: Pós-Cenomaniano-Terciário Inferior), bem como na “Unidade Indiferenciada” (Albiano). Os depósitos na região de Santa Luzia do Paruá e Santa Inês (MA), analisados neste trabalho, são constituídos

principalmente de arenitos com pelitos, exibindo características faciológicas fluviais e deltaicas, estes últimos atribuídas a um delta de cabeceira ligado ao paleovale estuarino da Formação Cujupe. Os principais minerais pesados da Formação Cujupe são zircão, turmalina e estauroлита. Pouco abundantes, mas com alta frequência de ocorrência, encontram-se cianita, rutilo e anatásio. Já topázio, epidoto e monazita foram observados em apenas poucas amostras e apresentam teores geralmente abaixo de 1%. O zircão apresenta predominantemente formas prismáticas curtas, angulosas a subarredondadas e grãos equidimensionais com o mesmo grau de arredondamento. Prismas alongados bipiramidais e grãos bem arredondados são, em geral, menos frequentes. A turmalina ocorre como grãos subarredondados a bem arredondados exibindo geralmente formas equidimensionais. Apresenta como cores predominantes o marrom e verde-oliva, enquanto que o azul e amarelo são menos frequentes. A estauroлита se apresenta em grãos prismáticos, com aristas arredondadas, e equidimensionais subangulosos. Quase todos os grãos exibem feições serrilhadas de corrosão, alguns até formas esqueletais. Os demais minerais cianita, rutilo, anatásio, topázio, monazita e epidoto têm teores baixos que, em média, não ultrapassam 6% para cada mineral.

Formação Ipixuna A Formação Ipixuna, no oeste da Bacia do Grajaú, foi estudada em afloramentos ao longo da rodovia Belém-Brasília, entre as cidades de Ipixuna e Dom Eliseu. É composta principalmente de arenitos e lamitos caulínicos, interpretados como depositados em ambientes fluvial e estuarino com influência de maré. A forte caulínização dos depósitos Ipixuna está relacionada principalmente com a bauxitização no Eoceno-Oligoceno. Os minerais predominantes são turmalina e zircão. A estauroлита, relativamente abundante na Formação Cujupe, apresenta teores médios abaixo de 10%. Teores de poucos % são característicos para cianita, rutilo, monazita, topázio e anatásio. Epidoto, silimanita, andaluzita, espinélio e dumortierita apenas ocorrem esporadicamente e em traços. Uma característica importante dos minerais da Formação Ipixuna refere-se aos sinais de forte dissolução. Até grãos de turmalina estão afetados (Nascimento 2002).

Formação Pirabas Ocorrendo na Plataforma Bragantina, a Formação Pirabas, constituída de carbonatos ricos em fósseis, pelitos e arenitos, é caracterizada pelas fácies de plataforma interna, laguna e planície de maré. Em direção ao sul, a transgressão oligo-miocênica avançou pelo menos até Vila Mãe do Rio, onde foi encontrada, em subsuperfície, uma sucessão siliciclástica com intercalações de carbonatos fossilíferos típicos da Formação Pirabas. Na fração insolúvel dos carbonatos foram identificadas 16 espécies de minerais pesados sendo o mineral mais abundante a estauroлита que exhibe grãos geralmente subangulosos com formas irregulares. Teores

significativos apresentam também turmalina, zircão e epidoto. A turmalina tem grãos prismáticos com bordas mais ou menos desgastadas e formas equidimensionais, subarredondadas a bem arredondadas. Suas cores predominantes são marrom e verde-oliva enquanto grãos amarelados e azuis ocorrem subordinadamente. Poucos grãos mostram sobrecrescimento com bordas arredondadas. Entre os grãos de zircão predominam as variedades prismáticas curtas com bordas arredondadas e equidimensionais arredondadas sobre os grãos prismáticos longos e angulosos. É comum encontrar grãos zonados enquanto grãos coloridos (roxo, róseo) são raros. O epidoto, com teores variáveis, apresenta geralmente grãos irregulares subangulosos sendo raras as formas prismáticas. Frequentemente, mostra sinais de dissolução. Os minerais com teores de poucos %, mas onipresentes nas amostras analisadas, incluem cianita, rutilo e granada. Já silimanita, anatásio, monazita, espinélio, anfibólio, andaluzita, titanita, brookita e diamante foram encontrados esporadicamente e apenas como traços.

Formação Barreiras A Formação Barreiras, constituída de arenitos, pelitos variegados, folhelhos negros e conglomerados, representa uma sucessão siliciclástica, cuja parte inferior passa lateralmente para os depósitos carbonáticos da Formação Pirabas. A Formação Barreiras foi depositada em ambientes continentais a transicionais, desde leque aluvial até canal e planície de maré, sendo a influência marinha documentada por palinóforos, icnofósseis e macrofósseis (pectinídeos). A assembléia dos minerais pesados da Formação Barreiras é muito semelhante à da Formação Pirabas. Em ambas as formações, a estaurolita é o mineral pesado mais abundante exibindo grãos geralmente equidimensionais subangulosos, alguns até levemente corroídos, sendo raros grãos arredondados e prismáticos. Turmalina, zircão e cianita alcançam também valores relativamente elevados. A turmalina apresenta duas populações bem distintas: grãos subangulosos e grãos bem arredondados, ambas mostrando formas mais ou menos equidimensionais. Grãos alongados, prismáticos e subarredondados ocorrem com menor frequência. Raramente encontram-se espécies com crescimento secundário. Predominam as cores marrom e marrom-esverdeada, sendo bastante raras as tonalidades azul e rósea. Como a turmalina, o zircão apresenta formas e graus de arredondamento diferentes. Predominam os grãos pouco alongados, bem arredondados a subarredondados, enquanto formas prismáticas longas com bordas arredondadas são menos abundantes. Zircões euédricos e com zoneamento são raros. Os grãos de cianita são muitas vezes prismáticos com bordas arredondadas. Dos demais minerais, apenas o rutilo contém um teor médio superior a 1%. O epidoto, que ocorre com frequência e abundância nos carbonatos da Formação Pirabas, é drasticamente reduzido na Formação Barreiras e aparece apenas esporadicamente como traços.

Pós-Barreiras Esta unidade inclui sedimentos areno-argilosos que apresentam características faciológicas sugestivas de movimentos gravitacionais, além de mostrarem contribuição de processos dissipativos de dunas eólicas na atual faixa litorânea. Não há diferença significativa entre os minerais pesados dos Sedimentos Pós-Barreiras e da Formação Barreiras (Rossetti et al. 1989). Uma exceção é o teor bastante elevado de andaluzita no perfil Barro Branco/Outeiro, ultrapassando os valores muito baixos, em torno de 1%, encontrados nas amostras de Pós-Barreiras de outras áreas. Os grãos têm geralmente forma equidimensional irregular mostrando baixo grau de arredondamento. Embora sua maioria seja incolor, ocorrem também grãos com pleocroísmo róseo.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES A distribuição variável da estauroлита nas unidades estudadas e feições marcantes de dissolução em minerais metaestáveis e até em grãos de turmalina da Formação Ipixuna são de relevância estratigráfica. Os teores de estauroлита podem ser agrupados em três grupos: a) abundantes, nas formações Barreiras e Pirabas, bem como nos Sedimentos Pós-Barreiras; b) baixos, nas formações Ipixuna e Cujupe; e c) traços ou ausentes, no Arenito do Guamá e na Formação Piriá. Isto demonstra que quanto mais jovem a unidade tanto mais elevado é o seu teor deste mineral. Conglomerados até agora sem posição definida, que ocorrem a sudeste de Capanema em afloramentos isolados, cercados por rochas pré-cambrianas, exibem valores elevados de estauroлита, comparáveis com os da Formação Barreiras. Portanto, é de supor que estes conglomerados sejam pertencentes à fácies continental (leque aluvial) da Formação Barreiras.

Uma característica importante dos minerais pesados da Formação Ipixuna, são as feições marcantes de dissolução intempérica que, nestas proporções, não são conhecidas nos minerais da Formação Barreiras subjacente. Este forte processo corrosivo é relacionado com o evento bauxítico no Eoceno-Oligoceno, responsável na área de Paragominas pela formação do grande distrito bauxitífero. Assim, a Formação Ipixuna tem de ser mais jovem que Eoceno, sendo sua idade considerada como neocretácea.

Os dados sobre a proveniência dos depósitos estudados são pouco específicos, apenas indicam os grupos de rocha-fonte e, em alguns casos, possíveis áreas de ocorrência. As assembléias minerais das unidades cenozóicas são muito semelhantes entre si sendo a estauroлита o mineral pesado mais abundante. Junto com a presença de cianita, a estauroлита aponta rochas metamórficas, sobretudo de médio grau, como as principais fontes (?Formação Santa Luzia da Província Parnaíba). Outras rochas-fonte incluem granitóides (corpos de Tracateua e Mirasselvas), pegmatitos e veios, como sugere a presença de turmalinas e zircões prismáticos,

monazita, topázio e seixos de quartzo. Grãos de turmalina com sobrecrescimento desgastado indicam processos de reciclagem, os quais são também evidenciados pela presença de grãos bem arredondados de zircão e turmalina ocorrendo juntamente com grãos subangulosos.

As amostras das formações Cujupe e Ipixuna apresentam maturidade mineralógica, expressa pela percentagem de zircão, turmalina e rutilo, bem maior que os depósitos cenozóicos. Isto é atribuído, em grande parte, à dissolução intempérica que afetou estas unidades, sobretudo a Formação Ipixuna. É possível também que fontes de rochas magmáticas tenham contribuído mais que rochas metamórficas para estas formações.

A alta maturidade composicional e textural da assembléia mineral do Arenito do Guamá indica forte retrabalhamento em ambiente foreshore-shoreface, responsável também pela distribuição bimodal de grãos alongados de zircão. Ainda é incerta a inferência de grãos reciclados como parte da composição mineralógica.

Rochas metamórficas são a principal fonte para a Formação Piriá, como sugere a presença de epidoto, esturolita, cianita e anfibólio. O alto teor de epidoto, até 12% em amostra total, indica a proximidade da área-fonte.

Referências (apenas minerais pesados)

- Mange, M.A. & Maurer, H.F.W. 1992. Heavy minerals in colour. Chapman & Hall, London, 147p.
- Morton, A.C. 1985. *Heavy minerals in provenance studies*. In Zuffa, G.G. (ed.). Provenance of arenites. Dordrecht, Reidel, p. 249-277.
- Morton, A.C. & Hallsworth, C.R. 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, **124**: 3-29.
- Nascimento, M.S. 2002. Minerais pesados das formações Ipixuna e Barreiras, região de Ipixuna, leste da Sub-Bacia de Cametá, NE do Pará. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, *Tese de Mestrado*, 86 p.
- Rossetti, D.F., Truckenbrodt, W., Góes, A.M. 1989. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos Sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na região Bragantina, nordeste do estado do Pará. *Bol. Museu Paraense Emílio Goeldi*, Ser. Ciências da Terra, **1**: 25-72.

RESULTADOS PRELIMINARES DA INVESTIGAÇÃO DA METODOLOGIA DE PREPARAÇÃO DE FORAMINÍFEROS PARA ANÁLISE ISOTÓPICA DE CARBONO E OXIGÊNIO E SUA APLICAÇÃO EM TESTAS DE FORAMINÍFEROS DA FORMAÇÃO PIRABAS – NE DO PARÁ

⁽¹⁾ Martins, P. S., ⁽²⁾ Moura, C. A. V., ⁽³⁾ Távora, V. A., ⁽²⁾ Brabo, R. S.

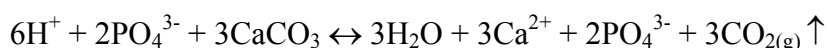
⁽¹⁾Curso de graduação em Geologia, Bolsista PIBIC-CNPQ/UFPA (simoes@ufpa.br). ⁽²⁾Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso), CG-UFPA, Belém (PA), Brasil (c_moura@ufpa.br). ⁽³⁾Departamento de Geologia, CG-UFPA.

RESUMO. A estratigrafia química de isótopos de carbono e oxigênio vem consolidando-se como uma importante ferramenta nos estudos estratigráficos de alta resolução permitindo a correlação de eventos geológicos, muitas vezes em escala global. Além disso, a análise da razão isotópica de carbono e oxigênio permite estudos paleoambientais e paleoecológicos servindo como um eficiente instrumento de pesquisa em vários ramos das geociências. O estudo isotópico de carbono e oxigênio em carbonatos pode ser feito utilizando-se carapaças de microfósseis tais como os foraminíferos. Neste trabalho são divulgados os resultados preliminares da adaptação de técnicas de preparação de testas de foraminíferos para análise isotópica de carbono e oxigênio, visando a implantação desta metodologia no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Pará-Iso). Carapaças de foraminíferos da Formação Pirabas foram selecionadas para este estudo, com a intenção de obter os primeiros dados de isótopos estáveis leves em foraminíferos desta seqüência carbonática do Mioceno.

INTRODUÇÃO. Os foraminíferos são organismos unicelulares surgidos no Cambriano, que vivem principalmente em ambiente marinho, e são bastante utilizados em estudos estratigráficos, paleoambientais e paleoclimatológicos (Zeebe 2001). A carapaça ou testa desses organismos é constituída de carbonato de cálcio, predominantemente calcita e, mais raramente aragonita, o que permite a sua utilização em estudos isotópicos de carbono e o oxigênio. A investigação da variação dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em foraminíferos tem possibilitado a realização de estudos estratigráficos e paleoambientais em seqüências sedimentares fanerozóicas (Vidal et al. 2002, Zeebe 2001, Martinez et al.1999). No entanto, nas análises isotópicas de carbono e oxigênio em foraminíferos, alguns procedimentos laboratoriais devem ser adotados na preparação das amostras, desde a sua seleção até a etapa final da análise por espectrometria de massa. Por exemplo, o tamanho das testas influencia nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (Martinez et al. 1999); a preparação da amostra pode envolver a lavagem das carapaças utilizando o banho ultra-sônico em água destilada ou deionizada e/ou diferentes tipos de álcool (Savin & Douglas 1973, Duplessy 1978, Steink et al. 2000). Em função disso, neste trabalho foi feito um levantamento das técnicas descritas na literatura sobre a análise isotópica de carbono e oxigênio em foraminíferos, visando a adaptação e implementação desta metodologia no Pará-Iso. Carapaças de foraminíferos da Formação Pirabas, uma seqüência carbonática do Mioceno, que ocorre no nordeste do Estado do Pará, foram

selecionadas para este estudo. Com isso, paralelamente, busca-se obter os primeiros dados isotópicos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) para foraminíferos desta unidade geológica.

DESENVOLVIMENTO. *Princípios Básicos de Espectrometria de Massa.* Diferentes sistemáticas de preparação de testas de foraminíferos para análise isotópica de carbono e oxigênio em espectrômetros de massa que utilizam sistema de extração de CO_2 *on-line*, foram pesquisadas na literatura, uma vez que no Pará-Iso, o espectrômetro de massa FINNIGAN MAT 252 está acoplado a um sistema *on-line* KIEL-III de extração de CO_2 em carbonatos. O CO_2 é extraído por meio da reação de CaCO_3 da amostra, com ácido ortofosfórico 100% (H_3PO_4) a 70°C e sob vácuo, segundo a seguinte reação química:



O CO_2 liberado do carbonato é introduzido no espectrômetro de massa e bombardeado por um feixe de elétrons para ionizar as moléculas de CO_2 . Os íons CO_2^+ são então acelerados e separados nas diferentes massas no analisador do espectrômetro. A determinação da proporção das massas 44 ($^{12}\text{C}^{16}\text{O}^{16}\text{O}$), 45 ($^{13}\text{C}^{16}\text{O}^{16}\text{O}$) e 46 ($^{12}\text{C}^{18}\text{O}^{16}\text{O}$), enfim, possibilita que as razões isotópicas do carbono e do oxigênio da amostra sejam quantificadas.

As razões de isótopos estáveis são normalmente descritas como desvios *permil*, δ , de algum padrão conhecido. No caso do carbono e do oxigênio, em carbonatos, o padrão comumente usado é o PDB da Universidade de Chicago.

Procedimentos para análise de foraminíferos por espectrometria de massa. O procedimento analítico utilizado inicia com a desagregação mecânica dos microfósseis da rocha carbonática, seguindo posterior lavagem com água corrente e coleta das carapaças sob lupa binocular (Boltovskoy & Wright, 1976) nas frações maiores do que 0,5 mm, e nas frações entre 0,5-0,25 mm, 0,25-0,125 mm e 0,125-0,062 mm. Além disso, para o estudo das razões isotópicas de carbono e oxigênio nas testas de foraminíferos, devem ser escolhidas as carapaças que apresentam o menor grau de recristalização ou cimentação por minerais carbonáticos estranhos ao microfóssil. Adicionalmente, devem ser selecionadas as testas de foraminíferos presentes em uma mesma fração granulométrica, ou seja, aquelas que possuem tamanhos semelhantes. Dessa forma, busca-se evitar variações nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ devido a diferenças nos tamanhos das carapaças, que muitos autores relatam em diversos artigos como sendo o chamado “efeito vital” (Berger 1978; Williams et al. 1981; Oppo & Fairbanks 1989; Ravelo 1992). Neste trabalho, foram selecionadas testas de foraminíferos da fração granulométrica entre 0,5 a 0,25mm, que é o tamanho preferencialmente utilizado na literatura investigada.

Em seguida essas carapaças foram lavadas utilizando-se água destilada ou álcool etílico (99,8%) em banho Ultra-sônico (Steinke et al. 2001). Na etapa seguinte, as testas de foraminíferos foram pesadas com o intuito de determinar a quantidade mínima de amostra necessária para a análise isotópica de carbono e oxigênio. Foram selecionadas tanto testas de foraminíferos planctônicos como bentônicos. Em geral, entre 50 µg e 100 µg de amostra são suficientes para a análise isotópica de carbono e oxigênio.

AValiação GERAL E CONCLUSÕES. Os procedimentos na preparação de carapaças de foraminíferos para a determinação da razão isotópica de carbono e oxigênio, de uma maneira geral não mostram grandes complicações do ponto de vista analítico. Entretanto, deve-se ter o cuidado de selecionar as amostras com o menor grau possível de recristalização e evitar a presença de material carbonático estranho ao microfóssil. Além disso, é importante tomar cuidado com influências do chamado “efeito vital”, para tanto, as testas de foraminíferos escolhidas devem possuir dimensões aproximadas.

A determinação da composição isotópica de carbono e oxigênio em testas de foraminíferos está em rotina no Pará-Iso. Isto abre a possibilidade de desenvolver estudos isotópicos empregando estes microfósseis em seqüências marinhas. Notadamente, ela será uma ferramenta importante para investigações isotópicas na plataforma carbonática do Mioceno do Pará e Amapá visando buscar novas informações acerca do paleoambiente, da paleotemperatura da água do mar em que esses carbonatos foram formados e depositados, além da paleogeografia do chamado “Mar de Pirabas”. Adicionalmente, poderá permitir correlações quimioestratigráficas desta unidade com outras seqüências marinhas do Mioceno da margem continental brasileira ou até mesmo espalhadas pelo globo terrestre.

Referências Bibliográficas

- Berger W.H., Killingley J.S., Vincent E. 1978. Stable isotopes in deep-sea carbonates: Box core ERDC-92, West Equatorial Pacific. *Oceanol. Acta.*, 1: 203–216.
- Boltovskoy E., Wright R. 1976. *Recent Foraminifera*, W. Junk, The Hague, 515 pp.
- Duplessy J.C., 1978. Isotope studies. In: Gribbin, J. (Ed.), Climatic Change. Cambridge University Press, pp. 46–67.
- Martínez J. I., De Deckkera P., Barrowsb T. T. 1999. Palaeoceanography of the last glacial maximum in the eastern Indian Ocean: planktonic foraminiferal evidence. *Palaeogeol., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 147: 73-99.
- Oppo D.W., Fairbanks R.G. 1989. Carbon isotope composition of tropical surface water during the past 22,000 years. *Paleoceanography*, 4: 333–354.
- Ravelo A.C., Fairbanks R.G. 1992. Oxygen isotope composition of multiple species of planktonic foraminifera: Records of the modern photic zone temperature gradient. *Paleoceanography*, 7: 815–832.

- Savin S., Douglas R., 1973. Stable isotope and magnesium geochemistry of recent planktonic foraminifera from the South Pacific. *Geological Society of America Bulletin* 84 2327-2342.
- Steink S., Kienast M., Statterger K., Weinelt M., Pflaumann U. 2001. A High-Resolution Sea-Surface Temperature Record from the Tropical South China Sea (16500-3000 yr B.P.). *Quaternary Research*, 55: 352-362.
- Vidal L., Bickert T., Wefer G., Röhl U. 2002. Late Miocene stable isotope stratigraphy of SE Atlantic ODP Site 1085: Relation to Messinian events. *Marine Geology*, 180:71-85.
- Williams D.F., Be A.W.H., Fairbanks R.G. 1981. Seasonal oxygen isotopic variations in living planktonic foraminifera off Bermuda. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 33: 71–102.
- Zeebe R. E. 2001. Seawater pH and isotopic paleotemperatures of Cretaceous oceans. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 170: 49-57.

ANÁLISE MORFOTECTÔNICA DA REGIÃO SUDOESTE DE MANAUS POR MEIO DE MODELO DIGITAL DE TERRENO

^(1,3)Silva, C. L.; ⁽²⁾Crosta, A. P.; ⁽³⁾Morales, N.; ⁽⁴⁾Borges, M. S.; ^(1,2)Costa, S. . S.; ⁽¹⁾Horbe, ^a M. C.; ⁽³⁾Jiménez-Rueda, J. R., ⁽⁵⁾Horbe, M. A.

¹ UFAM Departamento de Geociências, UNESP (Rio Claro) clauzionor_silva@hotmail.com, ² IG-UNICAMP, ³ UNESP (Rio Claro) – IGCE, ⁴ UFPA-IGCE, ⁵ CPRM – SUREG/AM

RESUMO. O esboço morfotectônico da região sudoeste da cidade de Manaus auxiliado por modelos digitais de terreno permitiu a identificação de três compartimentos tectônicos principais. Nesses compartimentos foram definidas várias feições morfoestruturais ou *landforms* tectônicos associados ao quadro neotectônico dessa região. Escarpas de falhas, alinhamentos de relevo, vales e divisores d'água, e padrões anômalos de drenagem são decorrentes de importantes lineamentos estruturais com direções NE-SW, NW-SE, E-W e N-S. Tais feições associadas à geometria de blocos altos (*horst*) e baixos (*grabens*) mostram inversão do perfil geológico, onde os sedimentos mais novos estão embutidos entre unidades mais antigas. A partir desse arranjo, foram reconhecidos o *Graben* Assimétrico do Ariáú, a Bacia Romboédrica de Manacapuru e o *Graben* do rio Castanho-Mamori.

INTRODUÇÃO. A elaboração de mapas temáticos, tais como mapas de relevo, drenagem, hipsométricos, morfométricos, geomorfológicos e modelos digitais de terreno, são de fundamental importância para o estudo neotectônico. Na Amazônia Ocidental a confecção desses produtos apresenta algumas dificuldades decorrentes da carência de dados topográfico da região em escala adequada e da forma de aquisição dos dados topográficos existentes. A maior parte dos levantamentos na escala 1: 250.000 não possuem curvas de nível e os valores de cotas são pontuais. No caso das cartas na escala 1: 100.000, restritas às cercanias da cidade de Manaus, o levantamento topográfico está baseado nas copas das árvores. Tais características podem influenciar sensivelmente na elaboração de mapas temáticos e também permitir erros na análise geomorfológica. A confecção de modelos digitais de terreno a partir de radar interferométrico orbital, apesar de também trazer limitações na determinação real da altimetria de uma região com densa cobertura vegetal, permite um bom grau de confiabilidade e contribui significativamente para a análise morfotectônica. A elaboração de modelos 3-D por meio dessa tecnologia de sensoriamento remoto possibilita o reconhecimento e visualização de feições morfoestruturais importantes na paisagem de modo mais apropriado e interativo. Como exemplo desse tipo de aplicação foi analisado um modelo tridimensional da região sudoeste da cidade de Manaus, entre os municípios de Iranduba e Manacapuru ao longo do rio Solimões. Análises da rede de drenagem, do relevo e de informações geológicas dessa região foram feitas com o intuito de dar suporte às interpretações morfoestruturais reconhecidas no modelo 3-D. Foram determinadas feições estruturais importantes, como por exemplo, áreas soerguidas e rebaixadas, escarpas de falhas, lineamentos, e padrões anômalos na drenagem que refletem possivelmente um quadro morfotectônico associado ao quadro neotectônico dessa região, definido por Costa & Hasui (1997).

MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO. O modelo 3-D utilizado foi elaborado a partir dos dados gerados pela *Shuttle Radar Topographic Mission* (SRTM), realizada pela NASA em conjunto com

as agências espaciais da Alemanha e Itália (<http://www.jpl.nasa.gov/srtm/index.html>). Durante os 10 dias em que durou a missão, realizada a partir do ônibus espacial Endeavour em janeiro de 2000, foram gerados os dados necessários para mapear a topografia de cerca de 80% da superfície da Terra.

A tecnologia de interferometria por radar já é conhecida há alguns anos e vinha sendo aplicada em áreas restritas, a partir de aeronaves. Com a missão SRTM, foi possível aplicá-la no levantamento de todo o planeta, favorecendo significativamente as aplicações em áreas para as quais não existiam levantamentos topográficos de detalhes, como é o caso da maior parte da Amazônia. O sistema empregado pela SRTM foi o de duas antenas idênticas de radar, uma delas colocada a bordo da Endeavour e a segunda na extremidade de um mastro de 60m de comprimento (a mais longa estrutura voada no espaço), projetado para fora da espaçonave. A primeira antena emite um pulso de radar e as duas antenas recebem o retorno desse pulso. Utilizando a distância (conhecida) entre as duas antenas e as diferenças nas ondas de retorno por elas captadas, pode-se determinar com precisão bastante elevada as elevações da superfície terrestre e gerar superfícies contínuas de elevação, ou modelos digitais de elevação (DEMs). A partir dos DEMs, pode-se então construir modelos 3-D do terreno.

O processamento dos dados gerados pela SRTM vem sendo realizado pela NASA desde o final da missão e recentemente foram disponibilizados os dados referentes à América do Sul, que representam assim os primeiros dados topográficos digitais com cobertura continental (*wall-to-wall*) existentes para essa região do planeta. Contudo, por razões político-militares, uma vez que esta missão foi custeada pela *National Imagery and Mapping Agency* (NIMA – a agência cartográfica militar dos EUA), os dados disponibilizados não possuem a resolução integral oferecida pela tecnologia empregada, tendo sido degradados espacialmente. Assim, os dados utilizados neste trabalho possuem a resolução espacial de 3arcsegundos, o equivalente a 90m no terreno. Nesse sentido, as imagens DEM utilizadas têm a dimensão do pixel de 90m, ao passo que a resolução integral seria de 30m no terreno. Ainda assim, essa resolução é suficiente para gerar modelos 3-D com acurácia compatível com a escala aproximada de 1:100.000, o que já representa enorme avanço nas áreas para as quais não se dispunha até hoje de dados desse tipo, como é o caso da área de estudo em questão.

Há que levar em conta algumas limitações da tecnologia de interferometria por radar para o levantamento topográfico de áreas cobertas por vegetação. A principal delas diz respeito à penetração das ondas de radar na vegetação, que é limitada para as bandas C e X utilizadas pela SRTM. Nesse sentido, os DEMs resultantes vão representar, em áreas de vegetação mais densa, principalmente a topografia do topo do dossel vegetal, e não a da superfície do terreno.

RESULTADOS. A partir da análise morfoestrutural e morfotectônica da região de estudo, auxiliada por meio de modelo 3-D, foi possível caracterizar três compartimentos morfotectônicos (figura 1). Essas regiões configuram um arranjo assimétrico do relevo, baixos e altos estruturais, marcados por *landforms* tectônicos modernos, escarpas de falha, vales e terraços assimétricos e um sistema anômalo de drenagem associado.

O primeiro compartimento corresponde ao setor das cidades de Manaus, Iranduba e Manacapuru. Nessa área, onde afloram os sedimentos da Formação Alter do Chão (Cretáceo), o relevo é colinoso, bem dissecado e cuja cota não ultrapassa 100 metros. O arranjo morfoestrutural desse compartimento mostra áreas abatidas e soerguidas evidenciando uma forte assimetria de relevo. Vales de drenagem como dos rios Negro, Miriti e Manacapuru são retilíneos e assimétricos, e se apresentam com importantes lineamentos na drenagem. A região entre Iranduba e Manacapuru, depressão do rio Ariáú, está situada entre dois blocos assimétricos e elevados. Essa área contém sedimentos terciários-quaternários, cuja diferença topográfica com as partes mais elevadas pode alcançar até 50 metros. O limite dessa depressão corresponde à escarpa de falha do rio Negro com direção NW-SE, que também é o limite geológico entre as unidades do Cretáceo e Terciário-Quaternário. A escarpa de falha do rio Negro é marcada pelo lineamento do relevo que controla a margem direita deste rio por quase 70km. Essa feição exhibe indicadores que podem ser notados no arranjo paralelo e retangular de trechos dos igarapés Grande e Acajituba, alinhamento da confluência de tributários desses rios e pela assimetria de drenagem entre os blocos (segmentos longos e curtos). São reconhecidos ainda a disposição paralela do divisor d'água dos igarapés Acajituba e Miriti e os vales assimétricos dos rios Miriti e Manacapuru, que segue a direção aproximada NW-SE.

O segundo compartimento morfoestrutural, localizado na margem direita do rio Solimões, compreende a superfície de relevo plano e drenagem com padrão retangular. Nessa área afloram os sedimentos inconsolidados do Terciário-Quaternário em cotas que variam entre 30 e 50 metros de altura. Esse compartimento está marcado por lineamentos de relevo e drenagem com direção NW-SE e NE-SW. Essas duas direções principais imprimem um arranjo paralelo do relevo, como à escarpa de falha do lago do Castanho (rio Castanho), partes do divisor d'água de seus afluentes e, ainda, controla trechos desse rio produzindo fortes anomalias de drenagem. O desenvolvimento do padrão retangular particular desse rio e a notável assimetria do relevo marcado pela formação de escarpas, mostra a existência de dois blocos desnivelados cerca de 30 metros, similar à depressão do Ariáú. Nesse quadro morfoestrutural desenvolvem-se os padrões anômalos na drenagem, como os padrões paralelos, trechos afogados do lago do Castanho e do Mamori, encurvamentos anômalos e assimetria de canal.

O último compartimento morfoestrutural corresponde à depressão de Manacapuru. Compreende a planície de inundação, os depósitos antigos de barra do canal do rio Solimões e uma série de lagos, como o Cabaliana, Padre, Sacambu e o de Manacapuru, em uma ampla área rebaixada com formato semelhante a um romboedro. Essa área se estreita próximo à cidade de Manacapuru possui relevo plano que não ultrapassa 27 metros, cujos limites são marcados por *landforms* tectônicos orientados nas direções NE-SW e E-W. Escarpas de falha, segmentos paralelizados, rios afogados e trechos retilíneos que apesar da aparente desordem demonstram uma tendência associada a esse compartimento morfotectônico. Da mesma forma, o rio Solimões está situado em posição assimétrica no limite leste dessa depressão. Próximo à cidade de Manacapuru este rio modifica bruscamente sua direção do canal NE-SW para a E-W, paralelizando seu curso com os limites norte dessa bacia. Tal mudança na orientação do canal mostra que o Solimões está condicionado a um sistema tectônico moderno.

CONCLUSÃO. A partir da análise morfoestrutural e morfotectônica, auxiliada por modelos digitais de terreno gerados por interferometria por radar orbital, foi possível reconhecer importantes compartimentos tectônicos na região sudoeste de Manaus. A depressão do rio Ariáú compreende o *graben* do Ariáú assimétrico onde estão situados os sedimentos Terciários-Quaternários, delimitado pela falha mestra do rio Negro que mergulha para nordeste. Uma série de feições morfoestruturais estão associadas a essa geometria, como a formação de terraços, escarpa de falha, assimetria e anomalias de drenagem. No compartimento situado na margem direita do rio Solimões pode ser reconhecido um *graben* assimétrico retangular com direção NE-SW (Graben do rio Castanho-Mamori), cuja falha principal NE-SW e mergulho para noroeste controlam o rio Castanho. As anomalias de relevo, escarpa de falha do rio Castanho, o padrão retangular do canal e as anomalias de formação de trechos afogados (lagos do Mamori, Castanho, Lago de Janauacá) são decorrentes do sistema de lineamentos NW-SE, NE-SW e N-S. A depressão do lago Cabaliana-Padre em geometria de romboedro possivelmente corresponde a uma bacia romboédrica, denominada de Bacia Romboédrica de Manacapuru, limitada a norte e a sul por falhas transcorrentes E-W e, a leste e a oeste, por falhas normais NE-SW que mergulham para noroeste e sudeste. Nesse trecho a mudança brusca do canal do rio Solimões está associada às falhas principais que configuram a geometria dessa bacia. A compartimentação tectônica dessa região provavelmente está associada ao quadro neotectônico regional Amazônico.

REFERÊNCIA

- Costa, J.B.S., Hasui, Y. Evolução geológica da Amazônia. In: COSTA, M.L., ANGÉLICA, R.S. Contribuições à Geologia da Amazônia. Belém: FINEP/SBG, Núcleo Norte, 1997, v.1, p. 15-90.
- NASA – Shuttle Radar Topography Mission – The mission to map the world (<http://www.jpl.nasa.gov/srtm/index.html>)

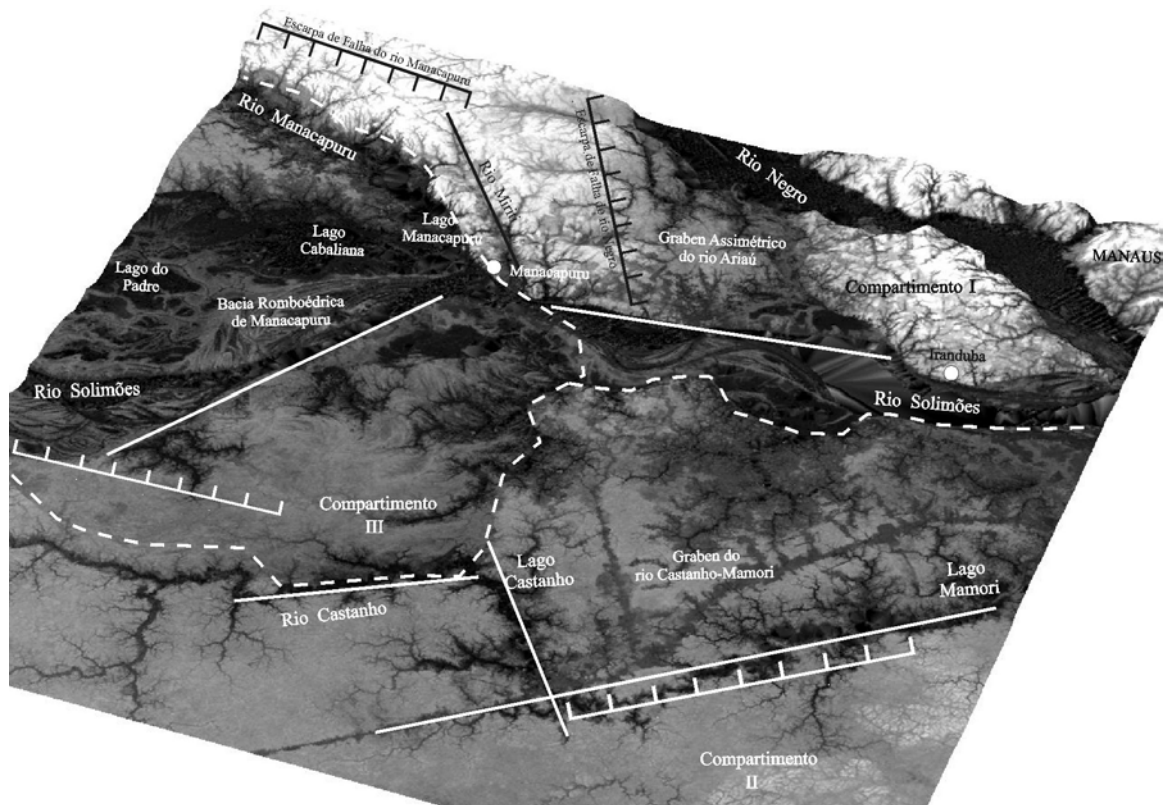


Figura 1. Compartimentos morfotectônicos da região sudoeste de Manaus visualizados no modelo digital de terreno gerado pela *Shuttle Radar Topographic Mission* (SRTM).

MAPEAMENTO DE FAVORABILIDADES PARA DEPÓSITOS POLIMETÁLICOS TIPO VMS NA AMAZÔNIA: MODELAGEM DE DADOS BASEADA EM SISTEMA DE INFORMAÇÕES GEOGRÁFICAS (SIG)

^(1,2)Quadros, M. L. E.S.; ⁽¹⁾Dall'Igna, L. G.; ⁽¹⁾Rizzotto, G. J.

¹CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Porto Velho²e-mail: quadros@pv.cprm.gov.br

RESUMO Neste trabalho será exemplificado a modelagem metalogenética de depósitos polimetálicos tipo Sulfetos Maciços Vulcanogênicos (VMS) na Amazônia, desenvolvida através da ferramenta *Arc-SDM*, uma extensão para *ArcView 3.2a*, e empregando-se as técnicas da lógica *Fuzzy* no mapeamento de favorabilidades. Como banco dados geográfico, utilizou-se o Sistema de Informações Geográficas (SIG) dos mapas geológico, tectônico e de recursos minerais do Brasil, escala 1:2.500.000, elaborado pela CPRM-Serviço Geológico do Brasil.

INTRODUÇÃO Os mapeamentos das potencialidades minerais eram realizados, inicialmente, de forma manual e a partir do relacionamento de sobreposição de mapas contendo os domínios interpretados como anômalos, dependendo em grande parte do conhecimento do geólogo. Estes procedimentos são considerados altamente subjetivos e envolvem longas etapas de trabalho, traduzidas na dificuldade de manuseio dos diversos temas e no aprimoramento dos resultados alcançados. Recentemente, com os avanços na área da informática, associada à criação de Sistemas de Informações Geográficas (SIGs), a manipulação de dados georreferenciados durante a modelagem metalogenética tem sido feita com grande eficiência e rapidez, traduzida na elaboração de mapas de favorabilidade com menos subjetividade, tendo como suporte as técnicas analíticas encontradas nas teorias *booleana*, *fuzzy* e *bayesiana*.

MÉTODO DE MODELAGEM Na modelagem dos depósitos minerais VMS na Amazônia, utilizou-se como base conceitual, os dados organizados em uma matriz de atributos, a qual reúne as características dos principais depósitos VMS de reconhecida potencialidade e de significativa importância econômica, conhecidos mundialmente. Como banco de dados geográfico para a elaboração dos mapas temáticos, através do *query builder*, utilizou-se do SIG da CPRM (Bizzi et al., 2001). A elaboração do mapa de favorabilidade de depósitos VMS consistiu na combinação dos mapas temáticos que destacam as evidências consideradas anômalas. A combinação dos vários mapas de evidência foi realizada de acordo com os fatores geológicos e tectônicos, conforme o fluxograma do modelo VMS (Figura 1). Para a modelagem, utilizou-se a técnica analítica da lógica *Fuzzy*, aplicando-se os operadores *fuzzy OR* (lógica da união) e *GAMMA* (0,95) que é definido pela combinação do produto algébrico e da soma algébrica *fuzzy* (Bonham-Carter, 1994).

MODELO APLICADO Depósitos do tipo VMS têm como características a associação genética com seqüências metavulcanossedimentares e do tipo greenstone belt, metabasaltos, com vulcânicas/vulcanoclásticas, metapelitos e xistos, distribuídos em associações do Arqueano ao Fanerozóico, com idades preferenciais atribuídas aos intervalos 2750-2700 Ma, 1900-1800 Ma,

500-420 Ma, 390-250 Ma e 30-0 Ma, geradas em ambiente tectônico de margem ativa de placas, sub-ambiente de arco vulcânico, crosta oceânica, retro-arco e greenstone belt, e com magmatismos máfico bimodal, toleítico e calcialcalino, komatiítico, vulcânico félsico, máfico e piroclásticas associadas, além de intrusivas máficas a intermediária. Para o modelamento dos depósitos VMS na Amazônia, utilizou-se do modelo teórico para extrair do SIG os elementos que se referem às evidências críticas, consideradas como fatores anômalos, a partir das quais os mapas originais foram re-classificados em mapas de evidências binários (formato *raster*), contendo as áreas consideradas anômalas e não anômalas e, subordinadamente, em mapas de multiclasses (*raster*), com escala variada de atribuição de pesos para o padrão anômalo, dentro do intervalo *Fuzzy* [0 a 1], de acordo com o seu relacionamento espacial com os pontos de jazimentos existentes (minas, depósitos e ocorrências) e com as características que mais apresentavam correspondências com os modelos teóricos (Tabela 1). Em seguida os mapas de evidência foram combinados por fator, aplicando-se os operadores *Fuzzy* (Figura 1).

A modelagem VMS foi aplicada levando-se em consideração as diferenças de conhecimento geológico nos diversos setores da Amazônia, traduzidos em uma maior ou menor riqueza dos dados geológicos, em função das escalas diferenciadas de mapeamento geológico. Portanto, como fator limitante, tem-se a escala do conhecimento geológico contido no SIG utilizado (neste caso, na escala 1:2.500.000), refletindo apenas em um macro mapeamento das favorabilidades, caracterizado a nível de unidade litoestratigráfica (Figura 2).

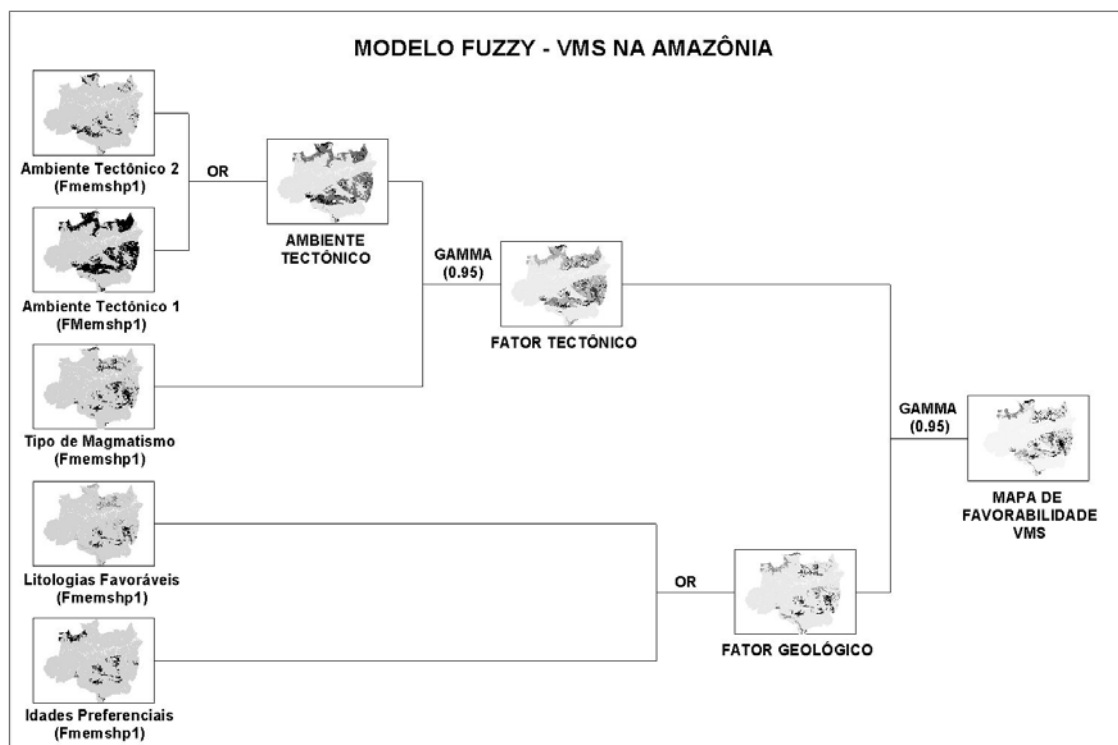


Figura 1 – Fluxograma do modelo Lógica Fuzzy para depósitos tipo VMS e assemelhados.

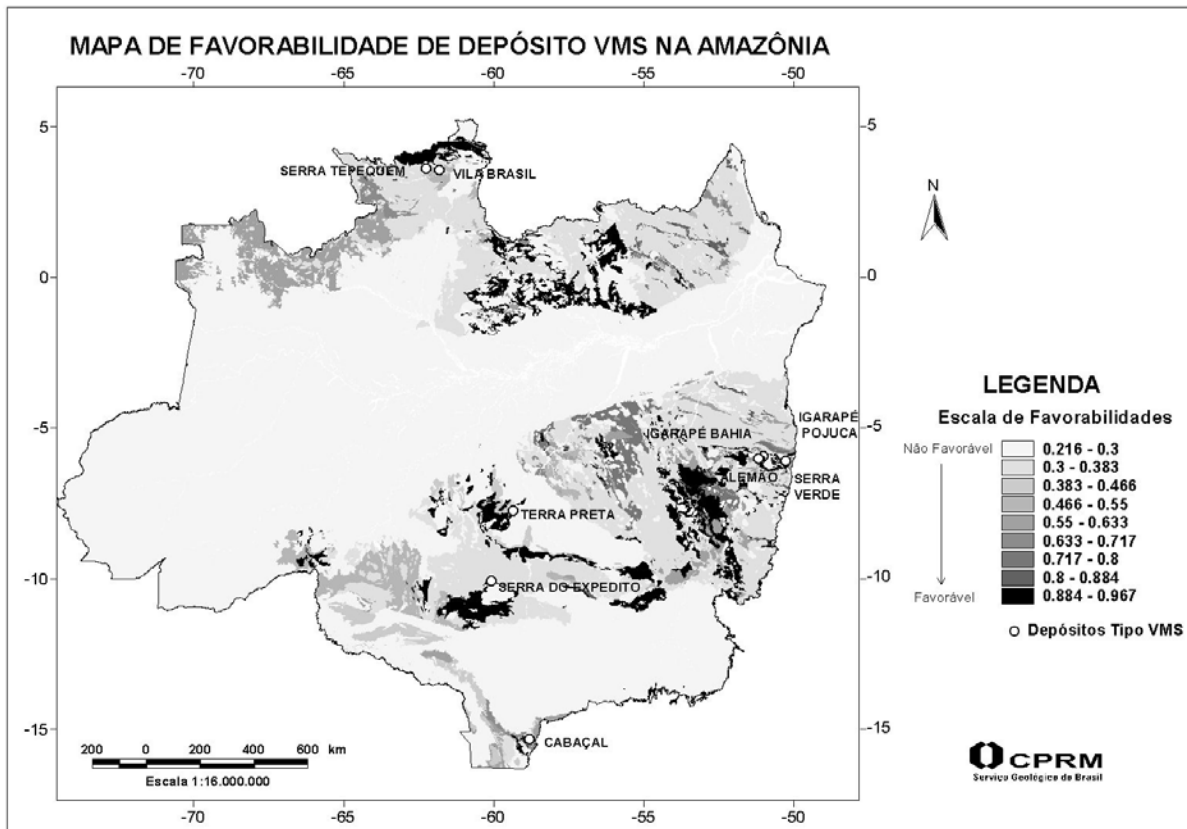


Figura 2 – Mapa de favorabilidade de depósitos tipo VMS e assemelhados.

DISCUSSÕES E INTERPRETAÇÕES Na Amazônia, depósitos do tipo VMS ou assemelhados têm sido descritos em quatro regiões: a região dos Carajás onde encontram-se os depósitos da Serra Verde, Igarapé Pojuca, Alemão e Igarapé Bahia; as regiões noroeste e oeste do Mato Grosso, onde ocorrem os depósitos de Pb, Cu, Zn, Au, Ag da Serra do Expedito e de Cabaçal (Dardene & Schobbenhaus, 2001); no norte da Amazônia, mas especificamente em Roraima, onde são identificadas as ocorrências de Cu, Pb e Zn, possivelmente associadas a depósitos do tipo VMS, com destaque as do sudeste da Serra do Tepequém e da Vila Brasil.

O modelagem de depósitos minerais VMS na Amazônia culminou na geração do mapa de favorabilidade (Figura 2), onde as áreas consideradas anômalas apresentam valores de *Fuzzy* entre 0,88 e 0,96. Destacam-se as áreas de abrangência do Grupo Roosevelt, na região noroeste do Mato Grosso e nordeste de Rondônia, com alta potencialidade (valores *Fuzzy* de 0,96). No norte do Mato Grosso, ressalta-se as áreas de ocorrência do Grupo Colíder (0,96) e no oeste as áreas do Grupo Alto Jauru (0,91). Na região noroeste de Rondônia, as áreas com favorabilidade média encontram-se associadas à Formação Mutum-Paraná (0,89). Na região da bacia hidrográfica dos rios Tapajós e Iriri, no Pará, destacam-se as unidades Grupo Iriri (0,94), mais especificamente as formações Aruri e Salustiano (0,9). Na região dos Carajás as áreas de

favorabilidade estão relacionadas à Formação Parauapebas (0,89) e Grupo Igarapé Bahia (0,94), muito embora os principais depósitos estejam contíguos em áreas da Formação Águas Claras e do Complexo Xingu, consideradas como áreas de favorabilidade praticamente nula. Este fato pode estar relacionado com a escala do mapeamento, que imprime limitações ao método. Na região de Roraima, destacam-se o Grupo Parima, na sua porção composta de metavulcânicas (0,91), e o Grupo Surumu (0,89). No norte/nordeste do Amazonas, destacam-se as áreas de ocorrência do Grupo Iricoumé (0,90). No Amapá destaca-se o Grupo Vila Nova (0,89).

O modelamento de depósitos tipo VMS na Amazônia, apresentado neste trabalho, foi desenvolvido com base nos principais modelos metalogenéticos conhecidos mundialmente, entretanto, o nível da informação contida no SIG não permite, ainda, o desenvolvimento de modelos específicos para esta região, utilizando os depósitos conhecidos durante a modelagem. Mesmo assim, os resultados obtidos são compatíveis com a maioria dos jazimentos existentes, validando a metodologia aplicada.

Referências Bibliográficas

- Bizzi, L.A.; Schobbenhaus, C.; Gonçalves, J.H. *et al.* 2001. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas-SIG e Mapas na escala 1:2.500.000. Brasília: CPRM. 4 CD-ROM.
- Bonham-Carter, G.F. 1994. Geographic Information Systems for Geoscientists: Modelling with GIS. Kidlington: Elsevier Science. 398p.
- Dardene, M.A.; Schobbenhaus, C. 2001. Metalogênese do Brasil. Brasília: UnB. 392p.

Tabela 1 – Sumário dos mapas temáticos utilizados no modelamento de depósitos VMS na Amazônia

FATOR	MAPA TEMÁTICO	DESCRIÇÃO DO PADRÃO ANÔMALO E PESO ATRIBUÍDO
GEOLÓGICO	LITOTIPOS FAVORÁVEIS	Seqüências metavulcanossedimentares e greenstone belt (peso: 0,9), metabasaltos (peso: 0,8), vulcânicas/vulcanoclásticas (peso: 0,6) e metapelitos e xistos (pesos: 0,4)
	IDADES PREFERENCIAIS	Unidades litoestratigráficas que apresentam idades máximas e mínimas que se encontram no mesmo intervalo das idades preferenciais dos corpos mineralizados, com destaque para os intervalos entre 2750-2700 Ma e 1900-1740 (1800) Ma (peso: 0,4)
TECTÔNICO	AMBIENTE TECTÔNICO 1	Ambiente de margem ativa de placas (peso: 0,3)
	AMBIENTE TECTÔNICO 2	Subambientes de arco vulcânico, crosta oceânica, retro-arco e greenstone belt (peso: 0,5)
	TIPO DE MAGMATISMO	Magmatismos máfico bimodal, toleítico e calcialcalino, komatiítico, vulcânico félsico, máfico e piroclástico, e intrusivas máficas a intermediária (peso: 0,7)

(obs.: o padrão não anômalo recebeu 0,1 de peso)

USO DE TÉCNICAS DE SENSORIAMENTO REMOTO E GEOPROCESSAMENTO PARA GERAÇÃO DO MAPA DE VULNERABILIDADE À PERDA DE SOLOS PARA O MUNICÍPIO DE PARAGOMINAS (ESTADO DO PARÁ)

Palmeira A.F., Crepani E., Medeiros J.S.

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE. Caixa Postal 515 – 12.227-010 – São José dos Campos – SP – Brasil. (palmeira, crepani)@ltid.inpe.br; simeão@dpi.inpe.br

RESUMO No Município de Paragominas, assim como em toda a Amazônia, atividades de uso do solo (pecuária, agricultura e a extração mineral e madeireira) vêm sendo praticadas de forma extensiva e predatória causando a degradação do meio ambiente. Diante disso este trabalho tem como objetivo analisar os componentes do meio físico (geologia, geomorfologia, pedologia, clima, vegetação e uso do solo) de modo a indicar áreas vulneráveis à perda de solo para subsidiar o ordenamento territorial e propor cenários futuros para o município.

INTRODUÇÃO As atividades praticadas na Amazônia, como a pecuária, agricultura, extração mineral e principalmente a extração madeireira, vem causando o desmatamento, a degradação do solo e da biodiversidade da região (Almeida & Uhl 1998; Nepstad *et al.* 1999).

Neste sentido, este trabalho tem como objetivo analisar os componentes ambientais (geologia, geomorfologia, pedologia, clima, vegetação e uso do solo) do município de Paragominas (Estado do Pará), para delimitação de unidades territoriais básicas (UTB) e atribuição de valores (relativos e empíricos) de vulnerabilidade à perda de solo a estas unidades, que indiquem áreas com maior ou menor suscetibilidade aos processos de ocupação, segundo a metodologia desenvolvida por Crepani *et al.* (2001), aliada as técnicas de Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento visando subsidiar o planejamento municipal.

ÁREA DE ESTUDO A área estudada foi o Município de Paragominas (Estado do Pará), localizada entre os meridianos 2° 25' e 3° 48' de latitudes sul e 46° 25' e 48° 53' de longitude oeste. Sendo coberta por três cenas do satélite TM/LANDSAT (Órbita/ponto: 222/62, 223/62 e 223/63).

Geologicamente o município encontra-se sobre rochas sedimentares do Cretáceo e Terciário, que ocupam grande parte da área com as formações Itapecuru e Ipixuna. O relevo é constituído por tabuleiros relativamente elevados e aplainados, formas colinosas e áreas fortemente dissecadas. O solo é composto por variações de latossolos amarelos, e latossolos amarelos em associação com argissolos, além de plintossolos e gleissolos. A área é coberta por densas florestas da sub-região dos Altos Platôs do Pará-Maranhão, florestas densas de planícies aluviais e áreas extensas cobertas por mata secundária em regeneração. O clima é mesotérmico úmido, com temperatura média anual em torno dos 26°C e com regime pluviométrico entre 2.250 mm e 2.500 mm/anuais.

MATERIAIS E MÉTODOS Para a execução deste trabalho foram utilizados: os *softwares* SPRING 3.6.03 e ERDAS IMAGINE 8.5; os mapas de geologia, geomorfologia e solos executados pelos órgãos competentes (CPRM, RADAMBRASIL e EMBRAPA); os dados de clima divulgados pela ANEEL e as imagens de satélite TM/Landsat disponibilizadas pelo INPE.

Adotou-se a metodologia sugerida por Crepani *et al.* (2001) na geração do mapa de vulnerabilidade à perda de solos para o município de Paragominas. Primeiramente, com o objetivo de aumentar a consistência entre os mapas utilizados, foi efetuada a reinterpretação dos mapas preexistentes (geologia, solos e geomorfologia), usando como “âncora” as imagens de satélite TM/LANDSAT, através da função da edição vetorial do SPRING. O mapa de uso do solo e cobertura vegetal foi gerado através de classificação das imagens, utilizando o classificador não-supervisionado ISODATA implementado no ERDAS, com posterior edição matricial no SPRING. Os dados de clima foram espacializados a partir de uma grade numérica gerada no SPRING.

Em seguida, foram atribuídos valores de vulnerabilidade aos processos de perda de solos para cada mapa gerado, usando os parâmetros utilizados na metodologia de Crepani *et al.* (2001), que pressupõe relações entre os componentes da paisagem que indicam processos de pedogênese e/ou morfogênese, convencionando classes estáveis, intermediárias e instáveis e valores que variam de 1 a 3. Os mapas com os valores previamente atribuídos foram usados para chegar ao mapa final de vulnerabilidade através de uma média aritmética entre os valores definidos para cada tema mostrado na equação (1).

$$\text{Vulnerabilidade} = (\text{Ge} + \text{G} + \text{P} + \text{F} + \text{C}) / 5 \quad (1)$$

onde:

“Ge” representa os valores atribuídos ao tema Geologia; “G” valores atribuídos à Geomorfologia; “P” valores atribuídos à Pedologia; “F” valores atribuídos ao tema de uso do solo e cobertura vegetal e C os valores atribuídos ao tema clima.

RESULTADOS E DISCUSSÕES A utilização da imagem orbital como “âncora” permitiu, através da reinterpretação, melhorar sobremaneira a consistência entre os mapas preexistentes e amplia-los até a escala de trabalho (1: 100.000), detalhando as unidades de paisagem para que pudessem ser definidos os valores de estabilidade e vulnerabilidade para cada tema.

A partir dos valores atribuídos a cada tema foi possível chegar a um valor médio de vulnerabilidade para cada unidade territorial básica, que pudesse caracterizá-la dentro de uma escala

de estabilidade/vulnerabilidade, com valores estabelecidos empírica e relativamente, mostrando as áreas mais e menos vulneráveis (Figura 1). Na análise do mapa pode-se verificar que as áreas mais vulneráveis à perda de solo no município estão localizadas sobre áreas com maior grau de dissecação, em solos mais jovens e sofrendo uma grande influência do tipo de uso praticado no local. Por outro lado as áreas menos vulneráveis encontram-se sobre os platôs e áreas aplainadas, com solos maduros. Não foi observada no município nenhuma área considerada totalmente estável, segundo a metodologia adotada.

CONCLUSÃO A metodologia adotada neste trabalho possibilitou a compreensão dos processos formadores da paisagem, bem como dos processos que podem levar à degradação dos solos. As técnicas de Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento mostraram-se eficientes e imprescindíveis para o planejamento do uso do solo e ordenamento territorial visando sugerir cenários futuros que orientam no desenvolvimento sustentável do município.

Referências Bibliográficas

- Almeida de, O. T.; Uhl, C. 1998. Planejamento do Uso do Solo do Município de Paragominas Utilizando Dados Econômicos e Ecológicos – Instituto do Homem e Meio Ambiente da Amazônia – IMAZON. Nº 9.
- Crepani, E.; Medeiros, J. S. de; Hernandez, P.; Florenzano, T.G.; Duarte, V.; Barbosa, C. C. F. 2001. Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento Aplicados ao Zoneamento Ecológico-Econômico e ao Ordenamento territorial. São José dos Campos. SAE/INPE. (INPE-8454-RPQ/722).
- Nepstad, D. C.; Veríssimo, A.; Alencar, A., Nobre, C. A.; Lima, E., Lefebvre, P., Schelesinger, P., Potter, C. Moutinho, P. R. S., Mendonza, E., Cochrane, M.; Brooks, V., 1999. Large-scale impoverishment of Amazonian forests by logging and fire. *Nature* 398, 505-508.



MAPA DE VULNERABILIDADE À PERDA DE SOLOS DO MUNICÍPIO DE PARAGOMINAS (ESTADO DO PARÁ)

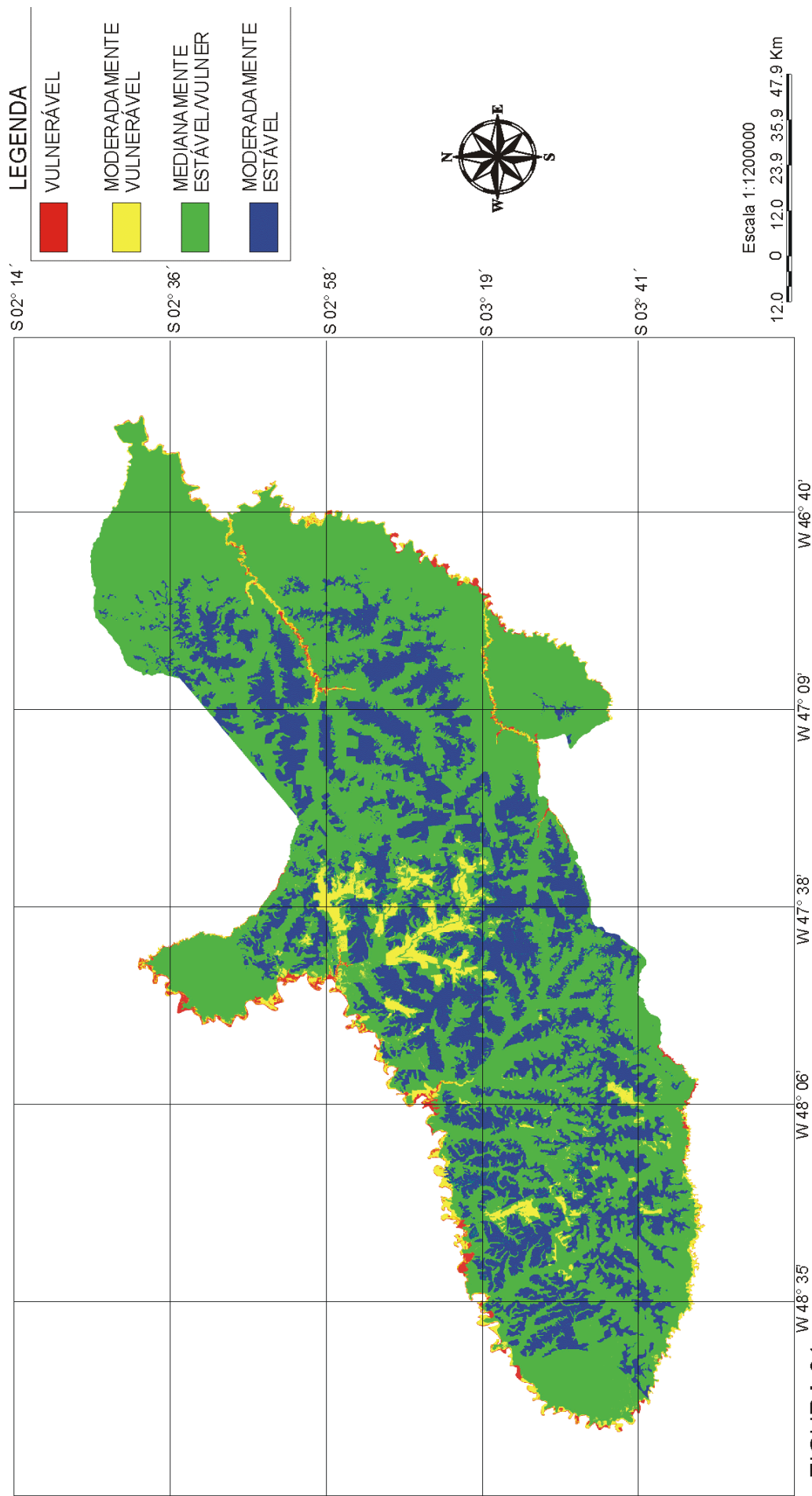


FIGURA 01

INTERPRETAÇÃO DE PRODUTO INTEGRADO SAR AEROTRANSPORTADO (SAREX'92) E AEROGAMAESPECTROMÉTRICO (CANAL CONTAGEM TOTAL) NO MAPEAMENTO GEOLÓGICO DO GRANITO CIGANO, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS-PA

Teruiya, R. K., Paradella, W. R. e Santos, A. R. dos

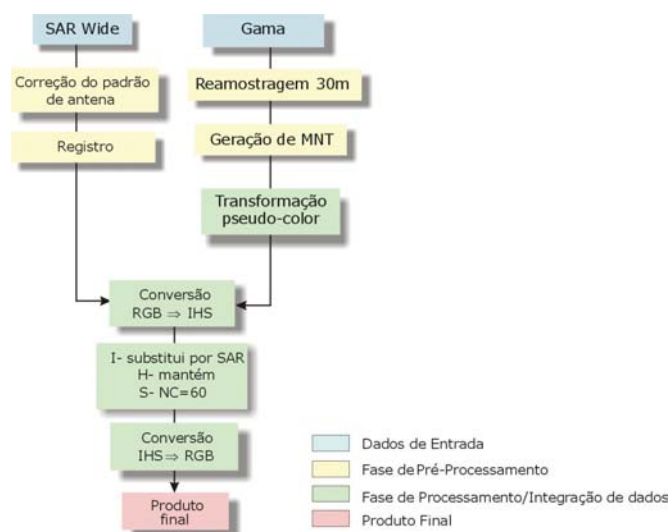
INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

RESUMO. O produto digital integrado de sensoriamento remoto e geofísica (SAR *Wide/Contagem Total*) foi avaliado no intuito de contribuir no mapeamento geológico do Granito Cigano e seu entorno, localizado na Província Mineral de Carajás, estado do Pará. Para a geração deste produto foi realizada rigorosa correção geométrica nas imagens e utilizadas técnicas de realce de contraste e transformações IHS, já difundidas com sucesso em aplicações geológicas. Os resultados obtidos confirmam a eficácia na utilização das técnicas de integração de dados para mapeamento geológico ou programas de exploração mineral em ambientes de difícil acesso e com densa cobertura vegetal.

INTRODUÇÃO. A Província Mineral de Carajás localiza-se na porção sudeste do Cráton Amazônico e encerra em seu subsolo valiosos depósitos de ferro, ouro, cobre, manganês, níquel, alumínio, entre outros. Tendo em vista as dificuldades de acesso em ambientes deste tipo, devido a cobertura vegetal e profundo intemperismo em algumas regiões, tornou-se necessária a utilização de métodos mais avançados de extração indireta de informações, no que diz respeito aos sistemas sensores e processamento de imagens. A técnica de integração de dados de diferentes naturezas (imagens ópticas, imagens de radar, dados geofísicos, geoquímicos) começou a ser difundida no final da década de 80 (Harris et al., 1990) e tem sido utilizada com sucesso até os dias de hoje. A possibilidade de obtenção de melhores e mais detalhadas informações geológicas foi confirmada na região amazônica, principalmente devido a disponibilidade de levantamentos geofísicos em mais de 50% do território (Paradella et al., 1998; Santos et al., 1999; entre outros).

MATERIAIS E MÉTODOS. Os dados utilizados na integração foram: aerogamaespectrométrico (canal Contagem Total) e SAR aerotransportado. O levantamento do dado aerogamaespectrométrico (canal CT) faz parte do Projeto Geofísico Brasil-Canadá (PGBC), realizado em 1975/76. O espaçamento entre as linhas de vôo foi de 2km e o intervalo entre as medições de um segundo, o que corresponde a aproximadamente, 62 m. O SAREX (*South American Radar Experiment*) foi um experimento conduzido pela ESA (*European Space Agency*) com a participação do INPE e do CCRS (*Canada Centre for Remote Sensing*) em 1992, para aquisição dos dados de radar por aeronave. Este dado foi adquirido na banda C, polarização HH e modo *Wide Swath* (Faixa Larga) com ângulos de incidência de 45 a 85 graus e resolução

espacial de 10m (azimute) x 20m (range). O fluxograma da metodologia para integração de dados é apresentado a seguir:

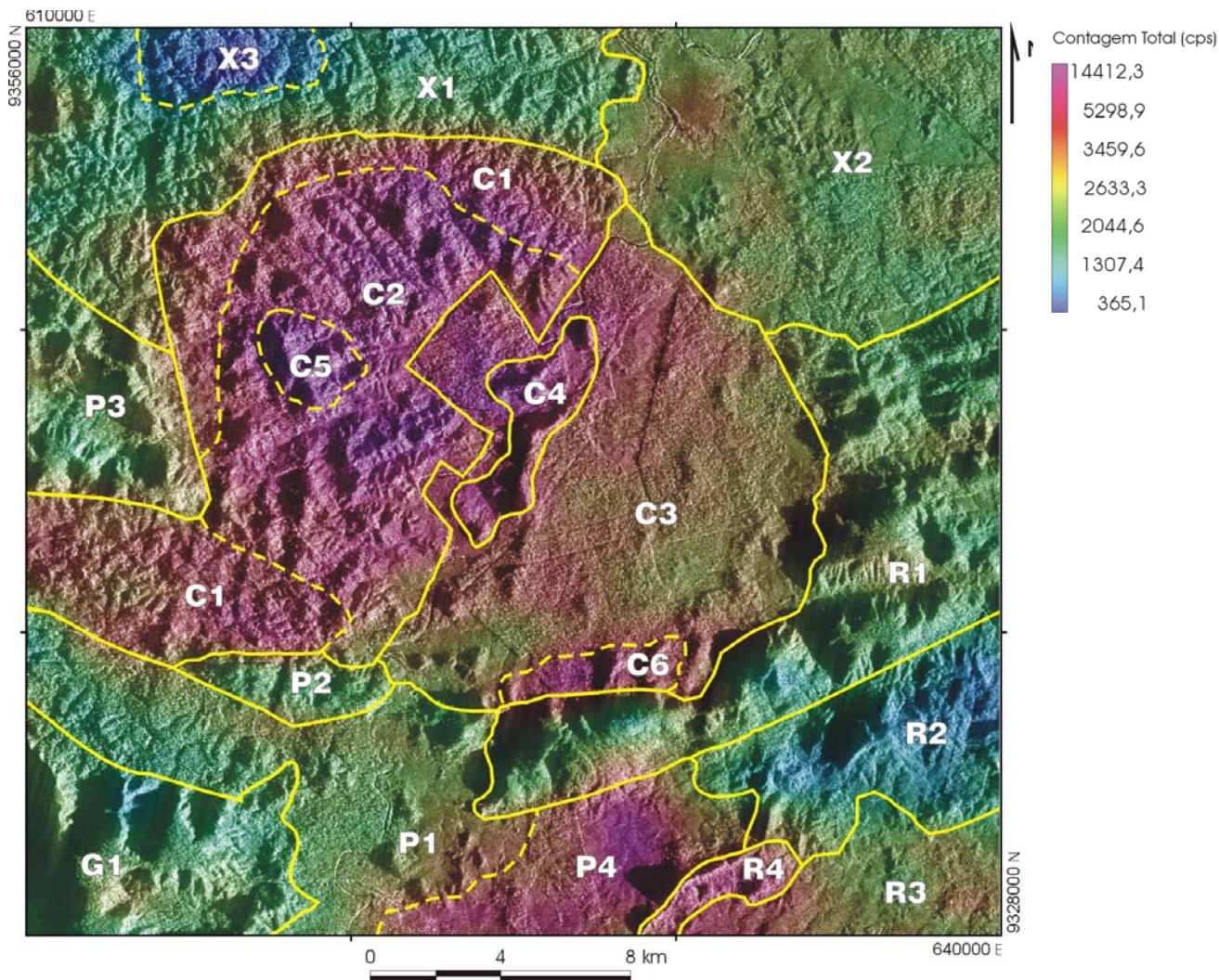


Nas imagens SAR o pré-processamento envolve somente as correções radiométrica (padrão de antena) e geométrica (registro). Já para o dado geofísico, o pré-processamento consiste em reamostragem da grade e geração da imagem.

A fase de processamento e integração de dados baseia-se principalmente na técnica de transformação de cores do sistema RGB para IHS. As principais vantagens do uso da técnica IHS são: possibilitar o controle independente de cada componente de cor (intensidade, matiz e/ou saturação), favorecendo um maior controle no processo de integração de dados e; preservar as características espectrais e espaciais dos dados de entrada. Uma associação comum na integração de dados SAR/Geofísica é a utilização do dado SAR (melhor resolução espacial) no canal I, mantendo o canal H inalterado e atribuindo uma máscara (neste caso, nível de cinza=60) ao canal S. Desta forma, é fornecido um melhor contraste visual ao produto integrado.

RESULTADOS E CONCLUSÕES. No produto SAR *Wide*/Contagem Total foi identificado claramente o Granito Cigano através de uma alta resposta radiométrica (coloração magenta) em formato elíptico, muito bem correlacionado aos dois tipos de relevo predominantes no granito. Foi possível também discriminar as rochas encaixantes devido aos contrastes radiométricos e diferenças geomorfológicas associados aos diversos litotipos. Essas diferenças tanto radiométricas quanto morfológicas estão representadas por letras na Figura 1.

A correlação entre as letras identificadas na interpretação fotogeológica do produto integrado e as unidades litológicas já mapeadas foi feita partir de trabalhos anteriores na região de estudo (Gonzalez et al., 1988; Veneziani et al., 2001 e outros) e trabalho de campo dos autores. A partir destas compilações foi possível associar os litotipos com informações extraídas



dos produtos integrados, como características de textura da imagem, nível radiométrico do canal CT e tipos de relevo presente no terreno, como mostra a Tabela 1.

Figura 1 – Produto integrado SAR *Wide*/Contagem Total com letras correspondentes a diferentes unidades litológicas.

A integração SAR *Wide*/Contagem Total foi extremamente útil na delimitação e identificação das unidades, como já comprovado por Paradella et al. (1998). Nesta área de estudo do Granito Cigano e suas encaixantes, percebe-se que o parâmetro predominante na discriminação das unidades está ligada à ótima resolução do dado SAR, caracterizando muito bem o relevo do granito e das encaixantes. A combinação entre a imagem SAR *Wide* com o canal CT possibilitou até mesmo a inferência de litotipos em locais sem informações auxiliares.

Bibliografia

- Gonçalez, M.G.B.; Dall’Agnol, R.; Vieira, E.A.P.; Macambira, M.J.B.; Della Senta, N. Geologia do maciço anorogênico Cigano. Vale do Rio Parauapebas-PA. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35., Belém, 1988. *Anais*: Sociedade Brasileira de Geologia, 1988. v.3, p.1132-1146.
- Harris, J.; Murray, R.; Hirose, T. IHS transform for the integration of radar imagery with remotely sensed data. *Photogr. Engin. and Remote Sensing*, v.56, n.12, p.1631-1641. 1990.
- Paradella, W.R.; Santos, A.R.; Dall’Agnol, R.; Pietsch, R.W.; Sant’Anna, M.V. A geological investigation based on airborne (SAREX) and spaceborne (RADARSAT-1) SAR integrated products in the Central Serra dos Carajás granite area, Brazil. *Can. Jour.l of Rem Sens.*, v.24, n.4, p.376-392, 1998.

	Litotipos identificados no produto SAR Wide / CT	Nível Radiométrico do Canal CT	Tipo de Relevo	Textura da imagem	
VIII Simpósio de Geologia da Amazônia – Manaus, Amazonas. 9 a 13 de novembro de 2003 Santos, A.R.; Paradella, W.R.; Veneziani, P.; Moraes, M.C. A estereoscopia com imagens RADARSAT-1: uma avaliação geológica na província mineral de Carajás. Rev. Brás. de Geoc., 1999. Veneziani, P.; Santos, A.R.; Paradella, W.R.; Moraes, M.C. Fases de Movimentação Tectônica ao longo do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, Carajás, PA. In: Simp. de Geol. da Amazônia, 7., Belém, 2001. Anais, 2001, 1988. Grupo Rio Novo	C1	Fácies ABMG	Alto	Ondulado	
	C2	Fácies BMS	Alto	Montanhoso	Média
	C3	Fácies ABMG	Médio	Plano	Lisa
	C4	Fácies BMS	Alto	Colinoso	Grossa
	C5	Fácies indefinida	Muito Alto	Montanhoso	Média
	C6	Fácies indefinida	Alto	Colinoso	Grossa
Grupo Igarapé-Pojuca	R1	Quartzitos	Baixo	Muito Montanhoso	Muito Grossa
	R2	Formação ferrífera	Muito Baixo	Montanhoso	Grossa
	R3	Ultramáficas	Baixo	Levemente Ondulado	Muito Fina
	R4	Quartzitos	Alto	Colinoso	Média
Grupo Igarapé-Pojuca	P1	Anfibolitos	Baixo	Levemente Ondulado	Muito Fina
	P2	Formação ferrífera	Baixo	Ondulado	Fina
	P3	Metassedimento ou Metavulcânica (?)	Baixo	Montanhoso	Grossa
	P4	Metavulcânica ácida (?)	Alto	Levemente Ondulado	Muito Fina

Tabela 1 – Litotipos identificados associados a informações extraídas do produto integrado.

USO DE IMAGENS RADARSAT-1 PARA FINS DE MAPEAMENTO DE USO DA TERRA E COBERTURA DO SOLO EM MANAUS, ESTADO DO AMAZONAS

^(1,2)**Brandão, W. S. e ⁽²⁾Paradella, W. R.**

(1) SIPAM – Sistema de Proteção da Amazônia, Av. do Turismo, 1350, Tarumã; 69.049-630, Manaus - AM, Brasil. (waldiza@mn.sivam.gov.br) e (2) INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Caixa Postal 515 - 12201-970 - São José dos Campos - SP, Brasil(waldir@ltd.inpe.br)

ABSTRACT The purpose of this investigation is to make a preliminary evaluation of the information derived from distinct modes of RADARSAT-1 images (Standard and Fine) acquired over the Manaus city during different passes (ascending and descending) for land use and land cover mapping. In addition, aspects related to the influence of sensor (incidence angle, look-azimuth and spatial resolution) and target (surficial roughness, moisture, type of terrain, etc) were also evaluated. The chosen test-site is the Manaus city, capital of Amazonas State, Brazilian Amazon Region. The investigation has allowed to produce a semi-detailed map of the urban land use and land cover units for the Manaus area. This research has also shown that tone and texture were the dominant image attributes in the interpretation process, controlled by target (mainly surface roughness and moisture) and sensor parameters (look-azimuth, incidence angle and spatial resolution) which expressed distinct backscattering responses from the thematic classes.

INTRODUÇÃO A utilização de dados provenientes de sistemas de radar de abertura sintética (SAR) para mapeamento de uso da terra e cobertura do solo vem se tornando cada vez freqüente e tem servido de fonte de informação para diversas aplicações relacionadas com este tema (Henderson e Xia, 1998). Na região amazônica, onde a cobertura de nuvens e incidência de chuvas são freqüentes, a utilização deste tipo de dado constitui uma alternativa importante, uma vez que os sistemas radares operam em comprimentos de onda maiores, o que permite o imageamento contínuo da superfície terrestre mesmo em condições atmosféricas adversas, sob as quais os sensores ópticos se tornam limitados. Neste contexto, este trabalho teve como objetivo principal a avaliação da potencialidade das imagens RADARSAT-1 para a identificação de alvos relacionados com uso da terra e cobertura do solo na região de Manaus, Estado do Amazonas, localizada entre os meridianos 59°47'W e 60°07'W e paralelos 3°14'S e 2°55'S (Fig. 1). Especificamente, o trabalho objetivou: a) realizar uma avaliação das imagens quanto à influência dos parâmetros do sensor na identificação dos alvos investigados e; b) avaliar a aplicabilidade da metodologia de interpretação empregada em função dos elementos de interpretação considerados.

MATERIAIS E MÉTODO Os dados utilizados neste estudo consistiram do conjunto de imagens RADARSAT-1 (Tab.1) adquiridas através do Centro Canadense de Sensoriamento Remoto, CCRS.

Metodologicamente, o estudo foi realizado em três etapas: 1) Pré-processamento; 2) Interpretação e; 3) Avaliação dos parâmetros que influenciaram na discriminação dos alvos.

A etapa de *pré-processamento* dos dados consistiu na aplicação das técnicas de correção geométrica (ortorretificação) e filtragem para atenuação do ruído *speckle* (filtro EFROST, tamanho de janela 5x5).

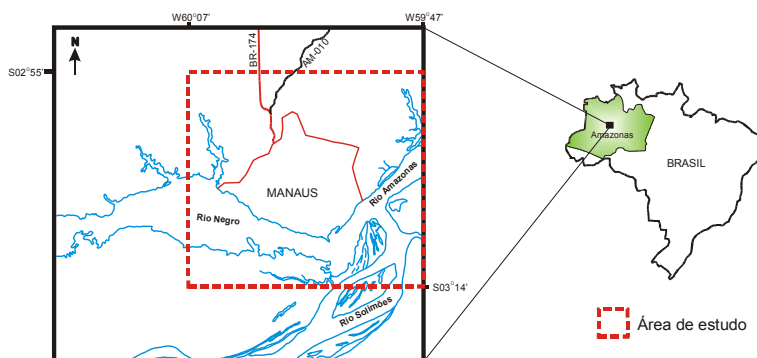


Figura 1 - Localização da área de estudo.

TABELA 1 - DADOS RADARSAT-1 UTILIZADOS NO ESTUDO.

IMAGEM	DATA DE AQUISIÇÃO	ÂNG. DE INCID.	RESOLUÇÃO ESPACIAL	TAMANHO DO PIXEL	NÍVEL DE QUANT.	NO. DE LOOKS	ÓRBITA
RADARSAT-1 / Standard 2	07/06/1997	24-31°	22,0x27,0	12,5x12,5	16-bits	1x4	Descendente
RADARSAT-1 / Standard 5	28/05/1997	36-42°	24,2x27,0	12,5x12,5	16-bits	1x4	Descendente
RADARSAT-1 / Standard 7	07/10/1996	45-49°	20,1x27,0	12,5x12,5	16-bits	1x4	Descendente
RADARSAT-1 / Fine 2	03/06/2001	39-42°	8,7x8,4	6,25x6,25	16-bits	1x1	Ascendente
RADARSAT-1 / Fine 2 Near	31/05/2001	39-42°	8,7x8,4	6,25x6,25	16-bits	1x1	Descendente

Para a *etapa de interpretação*, as imagens foram submetidas a uma análise visual prévia com a finalidade de selecionar aquelas que possibilitassem discriminar o maior número de informações ou classes de interesse possíveis. Tais imagens foram então interpretadas visualmente e classificadas de acordo com o nível II do esquema de classificação desenvolvido por Anderson et al. (1976). Para tanto, foram levados em conta os seguintes elementos de interpretação sugeridos por Henderson e Xia (1998) na análise de dados de radar para fins de estudos urbanos: tom, textura, tamanho, forma, padrão e contexto.

Na *etapa de avaliação dos parâmetros que influenciaram na discriminação dos alvos* foram levados em conta os seguintes parâmetros do sistema sensor: Azimute de Visada, Ângulo de Incidência e Resolução Espacial.

RESULTADOS E DISCUSSÕES Como resultado final da etapa de interpretação das imagens, obteve-se o mapa temático de uso da terra e cobertura do solo para a região de Manaus apresentado na Fig. 2, o qual foi validado em campo para uma melhor caracterização das classes definidas preliminarmente.

Uma análise da metodologia de interpretação mostrou, com base nos critérios interpretativos de rugosidade estabelecidos por Morain (1976), que, de uma forma geral, o tom e a textura foram elementos particularmente importantes nas imagens, principalmente para a discriminação das classes relacionadas com vegetação. O tamanho e o padrão são elementos bastante associados e

foram importantes, principalmente, na delimitação das classes intra-urbanas relacionadas aos bairros residenciais e da classe de uso da terra. O contexto ou associação teve papel importante na interpretação, uma vez que algumas classes tinham relação com outras feições da área de estudo, tais como topografia, estradas de acesso e localização.

Quanto à análise da influência dos parâmetros do sensor na interpretação, observou-se que o azimute de visada foi essencial na análise do efeito cardinal, onde o posicionamento dos alvos na direção perpendicular à iluminação do sensor favorece o realce das feições ou, ao contrário, a sua atenuação. Quanto ao ângulo de incidência, observou-se que a variação deste parâmetro causou algumas diferenças de padrões de respostas, em função da maximização de variações topográficas (microtopografia) na imagem de menor ângulo de incidência (26°), a imagem Standard 2, ou seja, alvos que nas demais imagens, de ângulos de incidência variando entre 39 e 46°, comportavam-se como superfícies lisas, na Standard 2 apresentam uma certa rugosidade e, portanto, o sinal de retorno registrado foi maior. Com relação à resolução espacial, esta foi determinante na extração das informações em escala de maior detalhe, como, por exemplo, as classes intra-urbanas e feições lineares menores (ruas).

CONCLUSÕES De um modo geral, o conjunto de dados (imagens RADARSAT-1) e a metodologia empregada geraram resultados satisfatórios na classificação do uso da terra e cobertura do solo para a região de Manaus, onde a análise dos parâmetros do sistema sensor foi fundamental para a interpretação das informações. Particularmente, a análise da geometria de imageamento (variação no azimute de visada e no ângulo de incidência) foi extremamente importante na discriminação das classes: a utilização de imagens com dois azimutes de visada e com ângulos de incidência diferentes possibilitou a extração de informações complementares e, conseqüentemente, um maior detalhamento no mapeamento das feições de interesse, além de evitar interpretações erradas e/ou não-coerentes. Adicionalmente, vale ressaltar que a acurácia na interpretação de imagens de radar para o uso da terra e cobertura do solo depende de um bom entendimento dos processos de retroespalhamento e de uma avaliação da importância dos vários elementos que contribuem para tais processos.

REFERÊNCIAS

- Anderson, J.R.; Hardy, E.E.; Roach, J.T.; Witmer, R.E. *A Land Use and Land Cover Classification System for Use with Remote Sensing Data*, US Geological Survey Professional Paper 964, United States Government Printing Office, Washington, DC, 1976, 28p.
- Henderson, F.M.; Xia, Z. Radar Applications in Urban Analysis, Settlement Detection and Population Estimation. In: F.M. Henderson & A.J. Lewis (eds.). *Principles & Applications of Imaging Radar, Manual of Remote Sensing*, v.2, New York, Am. Soc. Phot. and Rem. Sens., 1998. p.733-768.
- Morain, S.A. Use of Radar for Vegetation Analysis. In: A.J. Lewis (ed.). *RSEMS, Remote Sensing of the Electromagnetic Spectrum*, Association of American Geographers, v.3, n.3, 1976. p.61-78.

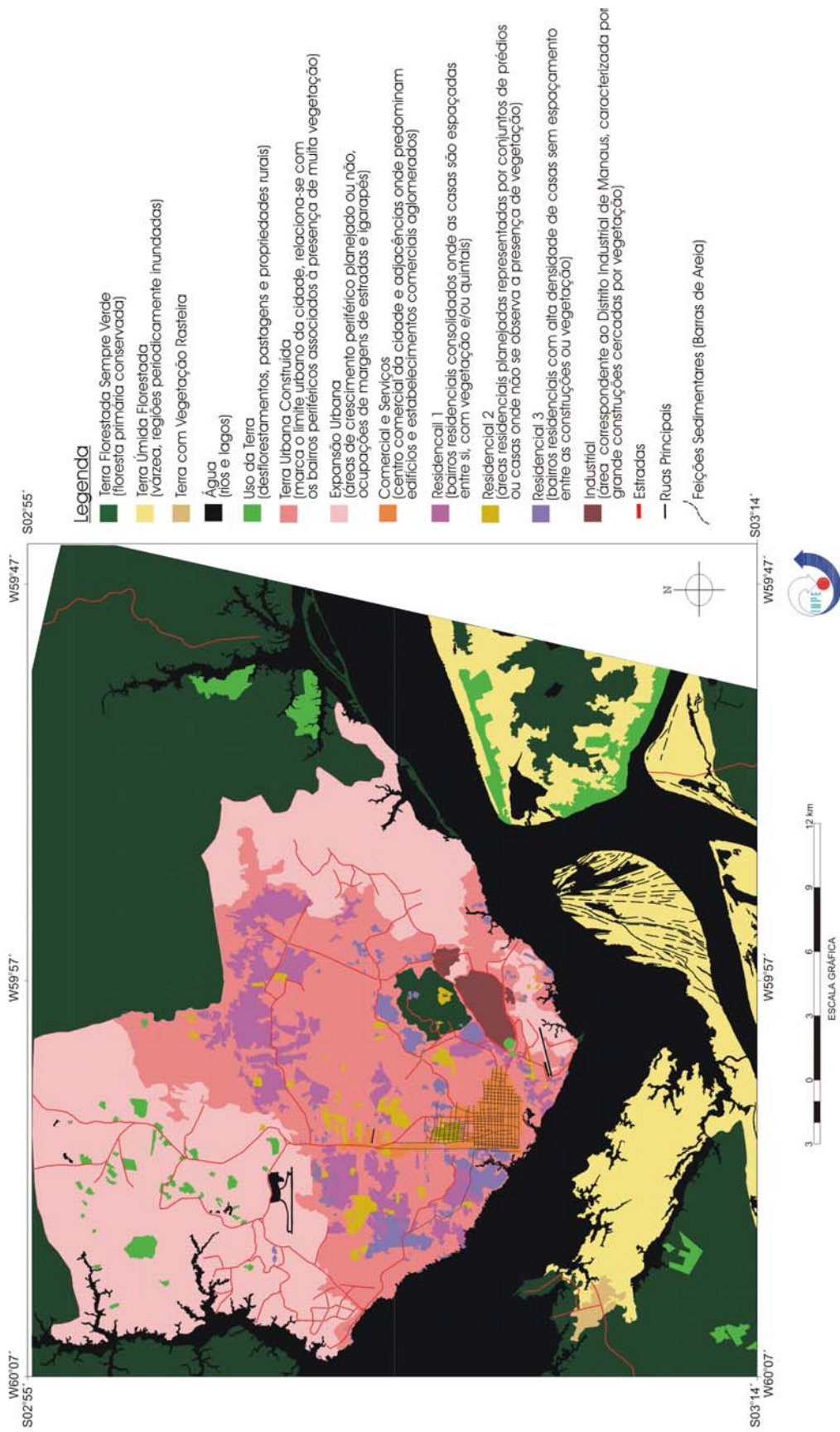


Figura 2 - Mapa de Uso da Terra e Cobertura do Solo da região de Manaus (AM), elaborado a partir da interpretação visual das imagens RADARSAT-1.

ORGANIZADORES



UFAM



SBG Núcleo
Norte

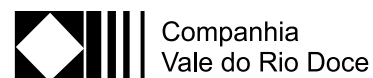


APROGAM

GRANDES PATROCINADORES



PATROCINADORES



COLABORADORES

PINHEIRO NETO ADVOGADOS

