



**NÚCLEO
NORTE**



XI SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA

02 a 05 de Agosto de 2005
Manaus-AM

SUMÁRIO

SONDAGEM ELÉTRICA VERTICAL NA ILHA DO MARAJÓ E APLICAÇÃO NO DELINEAMENTO DA SEDIMENTAÇÃO QUATERNÁRIA <i>Lena Simone Barata Souza, Dilce de Fátima Rossetti, Vagner Roberto Elis, IAG/USP</i>	11
ALIMENTAÇÃO DO GEOBANK COM DADOS DO MAPA GEOLÓGICO E DE RECURSOS MINERAIS DO PARÁ <i>Natasha L. Teixeira 1, Marcelo L. Vasquez 2, Paulo Sérgio Mendes dos Santos Júnior</i>	15
ASSINATURA RADIOMÉTRICA DE AMBIENTES COSTEIROS TROPICAIS (BAIXADA MARANHENSE) EM IMAGENS RADARSAT-1 <i>Sheila Gatinho Teixeira1, Pedro Walfir Martins, Souza Filho</i>	19
O USO DE GEOTECNOLOGIAS NA FISCALIZAÇÃO MINERÁRIA <i>Leonardo Hallak Alcantara</i>	23
MOVIMENTOS TECTÔNICOS PROTEROZOÍCOS NO NORTE DO ESTADO DE RORAIMA: UM ESTUDO COM BASE EM DADOS DE SENSORES REMOTOS (AÉREOS E ORBITAIS) E DE CAMPO <i>Stélio Soares Tavares Júnior, Paulo Veneziani, Luiza Câmara Beserra Neta</i>	27
USO E OCUPAÇÃO DO SOLO E ASPECTOS AMBIENTAIS NO SUDESTE DE RONDÔNIA <i>Luiz Antonio da Costa Pereira, João Marcelo Rodrigues de Castro</i>	31
PROCESSAMENTO E ANÁLISE ESPACIAL DE IMAGENS AEROGEOFÍSICAS NO MAPEAMENTO GEOLÓGICO: O EXEMPLO DO PROJETO AEROGEOFÍSICO ANAPU-TUERÊ, ESTADO DO PARÁ <i>Cleyton de Carvalho Carneiro, Alvaro Penteado Crôsta1, Adalene Moreira Silva, Carlos Eduardo de Mesquita Barros, Raul Cabral, Stephen Fraser</i>	35
INTEGRAÇÃO DE DADOS AEROGEOFÍSICOS E IMAGENS DE SENSORES REMOTOS NA REGIÃO DA VOLTA GRANDE DO RIO XINGU-PA <i>Alessandra de Barros e Silva Bongioio, Edimar Perico, Francisco José Fonseca Ferreira, Carlos Eduardo Mesquita Barros</i>	39
IDENTIFICAÇÃO DE PROCESSOS QUE ATUAM NA DINÂMICA DAS MARGENS DE UM TRECHO DO SISTEMA SOLIMÕES-AMAZONAS NO PERÍODO DE 1990 A 2008 <i>Sheila Gatinho Teixeira</i>	43
ANÁLISE MORFOESTRUTURAL DA REGIÃO DO MÉDIO JURUÁ-PURUS, CENTRO-OESTE DO ESTADO DO AMAZONAS <i>Mário Ivan Cardoso de Lima, Erika Carla de Avelar Lobato, Rudson Negrão Fonseca, Camila Nascimento Alves</i> ..	47
CONTRIBUIÇÃO DE FEIÇÕES GEOLÓGICAS NO MODELAMENTO DAS FORMAS EROSIVAS LINEARES (VOÇOROCAS) NA SERRA DO TEPEQUÉM-RR <i>Marcelo Ricardo Souza de Almeida, Luiza Câmara Beserra Neta, Stélio Soares Tavares Júnior</i>	51
CARACTERIZAÇÃO MORFOESTRUTURAL DODOMODE MONTE ALEGRE (PA) <i>Isabella Françoso Rebutini Figueira, Ernesto Goldfarb Figueira, Eduardo Salamuni, Fernando Mancini</i>	55
VULNERABILIDADE FÍSICA-AMBIENTAL DO SOLO NA SERRA DO TEPEQUÉM-RR: ANÁLISE DA ATIVIDADE EROSIVA LINEAR (FORMAÇÃO DE VOÇOROCAS) <i>Luiza Câmara Beserra Neta, Marcondes Lima da Costa, Stélio Soares Tavares Júnior</i>	59
A IMPORTÂNCIA DAS INTERSEÇÕES NEOTECTÔNICAS NO ESTUDO DE GEOESTRUTURAS E ENCONTROS FLUVIAIS AMAZÔNICOS <i>Hailton Luiz Siqueira da Igreja, Elena Franzinelli</i>	63

A ORIGEM DOS LAGOS PANTANOSOS SITUADOS A JUSANTE DA CACHOEIRA DE SANTO ANTÔNIO NO RIO MADEIRA, RONDÔNIA <i>Marcos Luiz do Espírito Santo Quadros, Gilmar José Rizzotto, João Batista de Mesquita</i>	67
NÚCLEOS DE EMBASAMENTO SOERGUIDO ORIUNDOS DE TECTONISMO MESO-CENOZÓICO NAS BACIAS DO SOLIMÕES E AMAZONAS <i>Marcus Vinicius Rodrigues Maas</i>	71
GEOMORFOLOGIA DO CENTRO OESTE DO PARÁ <i>Reginei Medeiros de Sá, Adriana Maria Coimbra Horbe</i>	74
EVIDÊNCIAS DE TRANSPRESSÃO PARTICIONADA EM SEGMENTO DO GREENSTONE BELT VILA NOVA, BORDA LESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS, REGIÃO DE PEDRA BRANCA DO AMAPARI (AP) <i>Geane Carolina G. Cavalcante1, Roberto Vizeu Lima Pinheiro, Luiz Daniel Castro de Alencar, Luís Gustavo Ferreira Viegas</i>	78
ESTRUTURAS SINMAGMÁTICAS E FLUXO PLÁSTICO EM GRANITOS SINTECTÔNICOS DO COMPLEXO XINGU, CARAJÁS, PA <i>Viegas, L. G. F., Pinheiro, Cavalcante G. C.</i>	82
CARACTERIZAÇÃO MORFOESTRUTURAL DODOMODE MONTE ALEGRE (PA) <i>Isabella Françoso Rebutini Figueira, Ernesto Goldfarb Figueira, Eduardo Salamuni, Fernando Mancini</i>	86
ESTUDO DE PROVENIÊNCIA DE ARENITOS DO GRUPO TUCURUÍ COM BASE EM IDADES- MODELO SM-ND E DATAÇÃO DE ZIRCÃO <i>Candido Augusto Veloso Moura1, Aline Carla Miranda de Pina, Paulo Sergio Sousa Gorayeb, Farid Chemale Jr.</i> ..	90
GRANITÓIDES PERALUMINOSOS PALEOPROTEROZÓICOS DO EMBASAMENTO DO CINTURÃO GURUPI: GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA <i>Evandro L. Klein, Elem C.S. Lopes, Joseneusa B. Rodrigues, Renê Luzardo, Gilvana L. Soledade</i>	94
SERRA TEPEQUÉM, RORAIMA, UM POSSÍVEL REMANESCENTE DE UMA CALDEIRA VULCÂNICA PALEOPROTEROZÓICA – ESTUDOS PRELIMINARES <i>Nelson Joaquim Reis, Ana Maria Dreher, Leda Maria Fraga, Jaime Scandolara, Leandro Bettiollo</i>	96
REVISÃO DA ESTRATIGRAFIA DAS ROCHAS DA SERRA LESTE, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS <i>Valéria Marinho do Nascimento, Carlos Eduardo de Mesquita Barros, Carlos Augusto de Medeiros Filho</i>	100
UNIDADE CANINANA: SEQUÊNCIA CLÁSTICA PALEOPROTEROZÓICA REVELADA POR DATAÇÃO U-PB EM ZIRCÕES DETRÍTICOS DA PROVÍNCIA MINERAL CARAJÁS <i>Roberto Moreno Prado Pereira, Carlos Alberto Rosière, João Orestes Schneider Santos, Lydia Maria Lobato, Rosaline Cristina Figueiredo e Silva1, Neal Jesse McNaughton</i>	103
PERFIL GEOLÓGICO DO ALTO CURSO DO RIO MANICORÉ, SUDESTE DO ESTADO DO AMAZONAS <i>Ulisses Antonio Pinheiro Costa Ruy Benedito Calliari Bahia; Marcelo Esteves Almeida; Fábio Splendor</i>	107
DADOS ISOTÓPICOS E GEOCRONOLÓGICOS DA REGIÃO DE MONTE DO CARMO-TO <i>André Menezes Saboia, Marcel Auguste Dardenne, Tereza Cristina Junqueira Brod, Elton Luiz Dantas, Nely Palermo</i>	111
ASPECTOS GEOLÓGICOS, GEOQUÍMICOS E GEOCRONOLOGIA DO ZIRCÃO DA SUÍTE SÃO ROMÃO NO SUDESTE DO AMAZONAS <i>Marcelo Esteves Almeida, Leandro Menezes Bettiollo, Fábio Splendor, Ulisses A. Pinheiro Costa1, Ruy Benedito C. Bahia, Joseneusa Brilhante, João Orestes S. Santos</i>	115

<p>GEOLOGIA E GEOCRONOLOGIA DO MAGMATISMO GRANÍTICO TIPO PLANALTO DA REGIÃO DE VILA FEITOSA, CANAÃ DOS CARAJÁS - PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS <i>R. V. Santos, D. C. Oliveira</i>.....</p>	119
<p>GEOLOGIA E GEOCRONOLOGIA DO MAGMATISMO GRANÍTICO “TIPO PLAQUÊ ?” A SW DA VILA SEDERE III, ÁGUA AZUL DO NORTE - PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS <i>D. S. Rodrigues, D. C. Oliveira, E. O. Gabriel</i>.....</p>	123
<p>ORTOGNAISSE MUCAJÁ: UMA COMPLEXA HISTÓRIA EVOLUTIVA DESVENDADA ATRAVÉS DE DATAÇÕES U-PB EM TITANITA E ZIRCÃO <i>João Orestes Schneider Santos, Neal Jesse McNaughton, Mário Sérgio Gomes de Faria</i>.....</p>	126
<p>LEVANTAMENTO GEOLÓGICO DA PARTE BRASILEIRA DA FOLHA OIAPOQUE (1:250.000), FRONTEIRA BRASIL-GÜIANA FRANCESA <i>Maria Telma Lins Faraco, Hervé Théveniaut, Jean-Michel Lafon, Liliane Araújo</i>.....</p>	130
<p>GEOLOGIA E IDADE 207PB/206PB EM ZIRCÃO DETRÍTICO DE CONGLOMERADOS DA REGIÃO DO GURUPI, NORDESTE DO PARÁ <i>Fernando Rodrigo dos Anjos Lucas, Candido Augusto Veloso Moura, Evandro Luiz Klein</i>.....</p>	134
<p>O GRUPO CAUARANE NA FOLHA VILA DE TEPEQUÉM, RORAIMA <i>Ana Maria Dreher, Leda Maria Fraga, Diana Ragatky, Heitor Grazziotin, Nelson Joaquim Reis</i>.....</p>	138
<p>CAUARANE - COEROENI BELT– THE MAIN TECTONIC FEATURE OF THE CENTRAL GUYANA SHIELD, NORTHERN AMAZONIAN CRATON <i>Lêda Maria Fraga, Nelson Joaquim Reis, and Roberto Dall’Agnol</i>.....</p>	142
<p>CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DO COMPLEXO JAUAPERI NA REGIÃO DE MOURA E POSSÍVEIS CORRELAÇÕES COM ROCHAS META-ÍGNEAS DA REGIÃO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO <i>Andréa Cristina Souza, Ketlen Lissandra Gomes Viana, Ivaldo Rodrigues da Trindade, Rielva Solimairy Campelo do Nascimento</i>.....</p>	146
<p>CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DO GRANITO ABONARI, MUNICÍPIO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO (AM) <i>Andréa Cristina Souza, Ketlen Lissandra Gomes Viana, Ivaldo Rodrigues da Trindade, Rielva Julio César Lombello, Ivaldo Rodrigues da Trindade, Valmir da Silva Souza, Marcelo Esteves Almeida, Júlia Varella Malta, Renata da Silva Veras, Marcely Pereira Neves, Desaix Paulo Balieiro Silva</i>.....</p>	150
<p>MAGMATISMO DE IDADE SUNSÁS NO CENTRO-NORTE DO CRÁTON AMAZONAS <i>João Orestes Schneider Santos, Neal Jesse McNaughton, Marcelo Esteves Almeida</i>.....</p>	154
<p>EVIDÊNCIAS DE MAGMATISMO CHARNOQUÍTICO MESORIACIANO NA REGIÃO DE CALÇOENE, NORTE DO AMAPÁ <i>Daniele Nascimento, Jean-Michel Lafon, Marco Antonio Galarza</i>.....</p>	158
<p>MAGMATISMO MÁFICO CALIMIANO (SILL MATA-MATÁ), RIO ARIPUANÃ, AMAZONAS - IMPLICAÇÕES GEOLÓGICAS <i>Leandro M. Betiollo, Marcelo E. Almeida, Nelson J. Reis, Ruy B. C. Bahia, Fábio Splendor, Ulisses A. P. Costa, René Luzardo</i>.....</p>	162
<p>CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E METAMÓRFICA DO EMBASAMENTO CAUABURI – LITOFÁCIES TARSIRA – REGIÃO DE SÃO GABRIEL DA CACHOEIRA-AM <i>Thennylle A. Navarro, Rielva S. C. do Nascimento, Ivaldo R. Trindade, Marcelo E. Almeida, Antonio Gilmar H. Souza</i>.....</p>	166

ESTUDOS PETROGRÁFICOS, GEOQUÍMICOS E ISOTÓPICOS U-PB DA SUITE INTRUSIVA ALTO CANDEIAS (RO): IMPLICAÇÕES SOBRE A EVOLUÇÃO CRUSTAL DO SW DO CRATON AMAZÔNICO <i>Luiza A. V. Queiroz, Moacir Macambira, Bruno L. Payolla, Marcos L. do E. S. Quadros, Mauro C. Geraldes</i>	170
MAGMATISMO EORÍACIANO (2,26 GA) NA PORÇÃO NORTE DO BLOCO ARQUEANO AMAPÁ, REGIÃO CENTRAL DO AMAPÁ: NOVA EVIDÊNCIA E IMPLICAÇÕES GEODINÂMICAS <i>Barreto, C.J.S.1, Lafon, J.M.2, Rosa-Costa, L.T.3</i>	174
DOMÍNIOS TECTÔNICOS DA PORÇÃO ORIENTAL DO CRÁTON AMAZÔNICO NO PARÁ <i>Marcelo L. Vasquez, Lúcia T. Rosa-Costa, Cíntia M.G. da Silva, Evandro L. Klein</i>	178
DISTINÇÃO DE ZONAS PERMO-POROSAS NA CIDADE DE MANAUS/AM POR MEIO DE TÉCNICAS GEOFÍSICAS <i>Lena Simone Barata Souza, Om Prakash Verma (in memoriam)</i>	182
LEVANTAMENTO DA QUALIDADE DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DE POÇOS NO PROJETO DE ASSENTAMENTO NOVA AMAZÔNIA - PANA I <i>Marcia Phelipe Martins de Mello, Fábio Luiz Wankler, Roberto Câmara Araújo</i>	186
O “ESTADO DE ARTE” DO CONHECIMENTO DO SISTEMA AQUIFERO BOA VISTA: DIAGNÓSTICO E PERSPECTIVAS <i>Fábio Luiz Wankler, Renato Augusto de Oliveira Evangelista</i>	190
O AQUIFERO ALTER DO CHÃO E O CULTIVO DE SOJA NO PLANALTO DE SANTARÉM-PA <i>Ariolino Neres Souza</i>	194
DINÂMICA SAZONAL DOS PARÂMETROS ABIÓTICOS DO RIO PARACAUARI, ILHA DO MARAJÓ-PA <i>Monteiro, S. M., El-Robrini, M., Alves, I. C. C., Carvalho, C. A.</i>	197
O PARÁ NA CADEIA PRODUTIVA DO ALUMÍNIO NO BRASIL <i>Raimundo Augusto Correa Martires</i>	201
OS RECURSOS MINERAIS PARAENSES: IMPLICAÇÕES POLÍTICAS E ECONÔMICAS <i>Xafi da Silva Jorge João</i>	204
MINERALNEGÓCIOS NA AMAZÔNIA: FATORES DETERMINANTES E EFEITOS MULTIPLICADORES <i>Antonio Fernando da Silva Rodrigues</i>	208
SOIL MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY IN A HIGH FLAT PLAIN IN AMAZON TROPICS: THE TEPEQUEM CASE <i>Marcondes Lima da Costa, Luiza Camara Beserra Neta</i>	212
ASSINATURAS GEOQUÍMICAS EM UM SÍTIO COM TERRA PRETA NO VALE DO AMAZONAS <i>Jucilene Amorim Costa, Marcondes Lima da Costa, Dirse Clara Kern</i>	216
CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA DE BASALTOS INTEMPERIZADOS DA FORMAÇÃO MOSQUITO (MA) E POSSIBILIDADES DE USO COMO BENTONITA <i>Simone Patrícia Aranha da Paz, Rômulo Simões Angélica</i>	220
SÍNTESE DA ZEÓLITA A UTILIZANDO UM REJEITO DE CAULIM DA AMAZÔNIA <i>Ana Áurea Barreto Maia, Rômulo Simões Angélica, Roberto de Freitas Neves</i>	224
CARACTERIZAÇÃO DE MINERAIS DE ÓXIDOS DE MANGANÊS DA REGIÃO AMAZÔNICA COM ESTRUTURA LAMELAR E TÚNEL <i>Bruno Apolo Miranda Figueira, Rômulo Simões Angélica, Marcondes Lima da Costa</i>	229

COMPORAMENTO DO COBRE, CROMO, MANGANÊS E ZINCO EM IGARAPÉS - MANAUS-AM <i>Maria do Socorro Rocha da Silva, Antônia Gomes Neta Pinto, Sebastião Átila Fonseca Miranda</i>	233
GEOQUÍMICA DOS SEDIMENTOS DE LAGOS DA BACIA HIDROGRAFICA DO TROMBETAS. REGIÃO AMAZÔNICA <i>Maria do Socorro Rocha da Silva, Antônia Gomes Neta Pinto, Sebastião Átila Fonseca Miranda</i>	237
CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DOS SEDIMENTOS DE FUNDO DO BAIXO MADEIRA - BRASIL <i>Maria Mireide, A. Queiroz, Adriana M. C. Horbe</i>	239
MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DE SOLOS SOBRE PERFIS LATERÍTICOS NO NE DO AMAZONAS <i>Ismael Robson Campos Pereira, Adriana Maria Coimbra Horbe</i>	243
LATERITIZATION EVENTS THROUGHOUT THE EARTH HISTORY <i>Marcondes Lima da Costa</i>	248
O USO E OCUPAÇÃO DA BACIA DO RIBEIRÃO PONTE DE PEDRA-MT E CONSEQUÊNCIA AMBIENTAIS <i>Jocy Gonçalo de Miranda</i>	251
DIAGNÓSTICO DAS FRENTES DE GARIMPAGEM NA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS <i>Bastos, J.L., Braga, J.B., Oliveira, G.K.M</i>	255
USO DE BRITA OU SEIXO NA REGIÃO METROPOLITANA DE BELÉM E A MELHORIA DA QUALIDADE DOS PRODUTOS <i>Braga, J.B, Bastos, J.L, Danin, T.S</i>	259
ANÁLISE FÍSICA, QUÍMICA E MINERALÓGICA DE ARGILAS UTILIZADAS NA PRODUÇÃO DE TIJOLOS NAS OLARIAS DE TABATINGA-AM <i>Helder Manuel da Costa Santos, Márcia Vieira da Silva, Antonia Gomes N. Pinto</i>	263
AValiação DAS CONDIÇÕES AMBIENTAIS E DE SAÚDE E SEGURANÇA DO TRABALHADOR DA ATIVIDADE DE EXTRAÇÃO DE SEIXO NO MUNICÍPIO DE OURÉM-PARÁ <i>Edwin Renault Soeiro, David leão Alves, Ricardo Alexandre Fialho</i>	266
CARACTERIZAÇÃO DA CAULINITA EM SOLOS URBANOS <i>Keila C. P. Aniceto, Adriana M. Coimbra Horbe</i>	268
AValiação DA OCUPAÇÃO URBANA DESORDENADA NA CIDADE DE MANAUS E SUAS CONSEQUENCIAS AMBIENTAIS <i>Tatiana Ataíde Peres, João da Silva Carvalho, Raphaela de Oliveira Passos, Fábio Maciel Araújo</i>	272
DIAGNÓSTICO SOCIOAMBIENTAL DE AREAS DE RISCO GEOLOGICO EM BOA VISTA, RORAIMA <i>Souza, V., Tavares Junior, S. S, Soares, V. M, Nascimento, F.A</i>	275
ANÁLISE DE CORRENTES DE MACROMARÉS NO ESTUÁRIO DO RIO MARACANÃ (NE DO PARÁ) <i>Barbosa, L.P.F., El-Robrini, M</i>	278
IMPLICAÇÕES SÓCIO-ECONÔMICAS E AMBIENTAIS RESULTANTES DA EXTRAÇÃO DE CASSITERITA, OURO E DIAMANTE EM RONDÔNIA <i>Deolindo Carvalho Neto</i>	281
CONTRIBUIÇÃO DA GEOLOGIA DE ENGENHARIA PARA A SEGURANÇA DE UM PROJETO DE MINERAÇÃO NA AMAZÔNIA <i>Claudio Amaral</i>	285

ELABORAÇÃO DE BASES DE DADOS PARA GESTÃO DE RISCOS NA REGIÃO AMAZÔNICA, CASO DE ESTUDO 17 MUNICÍPIOS DO NORDESTE (NE) DO ESTADO DO PARÁ <i>Verena Bispo Torres, Cláudio Fabian Szlafsztain</i>	289
DEPÓSITO DE W-SN IGARAPÉ MANTEIGA (RO): ASPECTOS GEOLÓGICOS E METALOGENÉTICOS <i>Valmir da Silva Souza, Thais Marcela Fernandes do Nascimento</i>	294
MODELO METALOGENÉTICO DA MINERALIZAÇÃO PRIMÁRIA DO DEPÓSITO DE MANGANÊS DO AZUL (CARAJÁS) <i>Marcel Auguste Dardenne, Tereza Cristina Junqueira Brod, Edi Mendes Guimarães, Roberto Ventura Santos</i>	298
A SITUAÇÃO DOS JAZIMENTOS DE CALCÁRIO NO PARÁ <i>Marcelo L. Vasquez</i>	301
A IMPORTÂNCIA ECONÔMICA DA ATIVIDADE MINERAL PARA O DESENVOLVIMENTO DO ESTADO DO AMAPÁ: ASPECTOS HISTÓRICOS E AMBIENTAIS <i>Soter Oliveira Sarquis Júnior, Marcondes Lima da Costa</i>	306
O DIAMANTE NO ESTADO DE MATO GROSSO E A CRISE DE 2008 <i>Marília Bouret de Medeiros Carlotto</i>	310
GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DOS PROSPECTOS AURÍFEROS DOZE DE OUTUBRO, ROSA DE MAIO, BANDEIRANTES E MAUÉS, PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJÓS, AMAZONAS <i>Marcelo Pinto, Nilson F. Botelho, Luiz Carlos Clerot, Lys M. Cunha, Thais A. Carrino, Valmir da S. Souza, Poliana M. Corrêa</i>	313
MINÉRIO DE FERRO OOLÍTICO NO EXTREMO NORDESTE DO ESTADO DO AMAZONAS: DADOS PRELIMINARES <i>Diego Silva Lima, Adriana Maria Coimbra Horbe, Lucieth Cruz Vieira</i>	318
CONTROLES MAGMÁTICO E ESTRUTURAL DO DEPÓSITO AURÍFERO SÃO JORGE, PROVÍNCIA TAPAJÓS, NOVO PROGRESSO-PA <i>Antônio Wanderlei Gomes Borges, Paulo Sergio Mendes dos Santos Júnior, Marcio Dias Santos, Paulo Ilídio Brito, Vitor Felipe Hage Serra</i>	322
HIDROTERMALISMO E A MINERALIZAÇÃO DE OURO DO DEPÓSITO SÃO JORGE, PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS <i>Régis Munhoz Krás Borges, Marco Aurélio Benevides Maia Figueiredo, Edielma dos Santos Faria, Luiz Henrique Ronchi, Roberto Dall'Agno, Claudio Nery Lamarão</i>	326
EVOLUÇÃO MAGMÁTICA E METALOGÉTICA NA PARTE SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO: MIGRAÇÕES DE ARCOS MAGMÁTICOS CONTINENTAIS NOS EVENTOS VULCANO-PLUTÔNICOS DE ~ 2,0 A 1,88 GA? <i>Caetano Juliani, Carlos Marcello Dias Fernandes, Lena Virginia Soares Monteiro, Carlo Mário Echeverri Misas, Bruno Lagler</i>	330
DEPÓSITOS DE ÓXIDO DE FERRO-COBRE-OURO DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS: RECONSTITUIÇÃO DA EVOLUÇÃO DO PALEOSISTEMA HIDROTERMAL <i>Lena V. S. Monteiro, Roberto P. Xavier, André L.S. Pestilho, Ignacio Torresi, Carolina P.N. Moreto, Carlos Roberto de Souza Filho</i>	334
COMPORTAMENTO PEDOGEOQUÍMICO E BIOGEOQUÍMICO DO MERCÚRIO NA RODOVIA TRANSGARIMPEIRA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS <i>Edesio Maria Buenano Macambira, Zuleica Carmem Castilho, Rômulo Simões Angélica</i>	338
CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA PRELIMINAR DO GRANITO ARAGUAINHA DE IDADE ORDOVICIANA, SE DE MATO GROSSO <i>João Batista de Matos, Gleice dos Santos Reis, Gercino Domingos da Silva, Maria Zélia Aguiar de Sousa I, Amarildo Salina Ruiz, Paulo César Corrêa da Costa, Luiz Ricardo da Silveira</i>	342

MINERALOGIA E COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE SEDIMENTOS DE VEREDAS DA SAVANA RORAIMENSE <i>Maria Ecilene Nunes da Silva Meneses, Marcondes Lima da Costa</i>	346
GEOQUÍMICA DAS ROCHAS GRANITÓIDES PALEOPROTEROZOÍCAS DO DOMÍNIO CARECURU, NOROESTE DO PARÁ E SUDOESTE DO AMAPÁ <i>Carlos Eduardo de Mesquita Barros, Lúcia Travassos da Rosa-Costa, Jean-Michel Lafon</i>	351
CONCENTRAÇÕES DE ARSÊNIO E MERCÚRIO EM PERFIS DE SOLOS DO SÍTIO ARQUEOLÓGICO ILHA DE TERRA-CAXIUANÃ (PARÁ) <i>Robson da Silva Gurjão, Vanda Porpino Lemos, Marcondes Lima da Costa, Dirse Clara Kern, Heronides Adonias Dantas Filho, Wivian Thais dos Santos Lima</i>	355
CARACTERIZAÇÃO DE MINERAIS MICÁCEOS DE GRANITOS ESTANÍFEROS DA REGIÃO DE SÃO FÉLIX DO XINGU, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, ATRAVÉS DE MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV) <i>Francisco Romério Abrantes Júnior, Claudio Nery Lamarão, Hilton Túlio Costi</i>	359
BIODISPONIBILIDADE DO COBRE, ZINCO E MANGANÊS EM SOLOS DO SÍTIO ILHA DE TERRA-CAXIUANÃ(PARÁ) <i>Antônio Roberto de Oliveira Meireles, Vanda Porpino Lemos, Dirse Clara Kern, Robson da Silva Gurjão, Alessandra Pereira Lima, Any Kely Terra Silva</i>	363
PROSPECÇÃO HIDROGEOQUÍMICA NO INTERFLÚVIO TAPAJÓS-JAMANXIM – ESTADO DO PARÁ <i>Edesio Maria Buenano Macambira, Eduardo Pain Viglio, Rodrigo Fabiano Silva Santos</i>	367
PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DOS GRANITÓIDES DA PORÇÃO LESTE DO DOMÍNIO BACAJÁ, ESTADO DO PARÁ <i>Cristiane Silva de Sousa, Carlos Eduardo de Mesquita Barros</i>	371
SUÍTE ARICAMÃ – MAGMATISMO TIPO-A, PÓS-COLISIONAL NO NORTE DE RORAIMA <i>Lêda Maria Fraga, Ana Maria Dreher, Mário Sérgio Farias, Heitor Grazziotin, João Orestes Schneider Santos, Nelson Joaquim Reis</i>	375
A CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS DIÁBASIOS DA REGIÃO DE MONTE ALEGRE (PA) <i>Alessandra de Cássia dos Santos Dutra, Rosemery da Silva Nascimento, Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb, Candido Augusto Veloso Moura, André Ricardo Souza</i>	379
GEOLOGIA E PETROGRAFIA DAS ROCHAS ENCAIXANTES DOS GRANITOS SERINGA E SÃO JOÃO, TERRENO GRANITO-GREENSTONE DE RIO MARIA <i>Jardel Carlos Lima Mesquita, Max de Jesus Pereira dos Santos, Paulo Henrique Araújo Lima, Francisco Romério Abrantes Júnior2 e Claudio Nery Lamarão</i>	382
GEOLOGIA E CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DO GRANITO SÃO JOÃO, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, SSE DO PARÁ <i>Paulo Henrique Araújo Lima, Claudio Nery Lamarão, Antônio Lima de Paiva Júnior, Francisco Romério Abrantes Júnior, Jardel Carlos Lima Mesquita, Max de Jesus Pereira dos Santos</i>	386
GEOQUÍMICA DO MAGMATISMO GRANITÓIDE ARQUEANO DA REGIÃO DE CANAÃ DOS CARAJÁS <i>Gilmara Regina Lima Feio, Roberto Dall’Agnol, José Erimar Bezerra Soares, Alan Cardek Brunelli Gomes</i>	390
QUÍMICA MINERAL DE MICAS LITINÍFERAS OCORRENTES NO FACIES ALBITA-GRANITO DO PLUTON MADEIRA, MINA PITINGA, AMAZONAS <i>Costi, H.T., Dall’Agnol, R.</i>	394
GEOQUÍMICA DO GRANITO SÃO GABRIEL DA CACHOEIRA (AM), SUÍTE INTRUSIVA RIO UAUPÉS <i>Antonio Gilmar H. de Souza1, Rielva S. C. do Nascimento, Thennylle A. Navarro, Marcelo E. Almeida, Valmir da Silva Souza</i>	398

FIELD AND PETROGRAPHIC ASPECTS OF THE MESOPROTEROZOIC MUCAJAÍ ANORTHO-SITE-MANGERITE-RAPAKIVI GRANITE ASSOCIATION, RORAIMA STATE, BRAZIL <i>Lêda Maria B. Fraga, Roberto Dall’Agnol, João Batista Sena Costa, Moacir José B. Macambira</i>	402
PROVENIÊNCIA DOS SEDIMENTOS DA FORMAÇÃO SOLIMÕES NO ESTADO DO ACRE, COM BASE EM MINERAIS PESADOS <i>Gisele Tavares Marques Bahia, Marcondes Lima da Costa, Henrique Diniz Farias de Almeida, Claudio Nery Lamarão</i>	406
ANFIBÓLIO E EPIDOTO MAGMÁTICO: IMPLICAÇÕES NAS CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO DA SUÍTE SANUKITÓIDE RIO MARIA, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS <i>Marcelo Augusto de Oliveira, Roberto Dall’Agnol, Bruno Scaillet</i>	410
GEOQUÍMICA DAS ROCHAS VULCANICAS DA SERRA DO TABACO (RR), DOMÍNIO SURUMU <i>Kássia Regina Franco Bezerra, Rielva Solimairy Campelo do Nascimento</i>	415
GRANITOS TIPO A E GRANITOS RAPAKIVI: CONCEITOS, CLASSIFICAÇÕES E DISTRIBUIÇÃO NO CRÁTON AMAZÔNICO <i>Roberto Dall’Agnol</i>	419
A FORMAÇÃO SOLIMÕES NO SUDESTE DO ACRE <i>Henrique Diniz Farias de Almeida, Marcondes Lima da Costa</i>	423
A DINÂMICA DO RIOMADEIRA SEGUNDO UM REGISTRO SEDIMENTAR DO HOLOCENO RECENTE ASSOCIADO AO REGIME FLUVIAL E A FORMAÇÃO DA “TERRA PRETA DO ÍNDIO” (21) <i>Michelle Mayumi Tizuka, Renato Kipnis, Eduardo Goes Neves</i>	427
ASPECTOS PETROGRÁFICOS E DIAGENÉTICOS DOS ARENITOS DA SEQUÊNCIA DEPOSICIONAL ÁGUAS CLARAS, SERRA DOS CARAJÁS, CRÁTON AMAZÔNICO <i>Marivaldo S. Nascimento, Michel Silva Costa, Antônio A. da Silva Jr., Elton Tavares D. Viana</i>	431
PROVENIÊNCIA DE ARENITOS CRETÁCEOS DA BACIA DE SÃO LUISGRAJÁ, NORTE DO BRASIL <i>Marivaldo S. Nascimento, Pablo J. Leite dos Santos & Airton Barata da Silva</i>	434
ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA E ESTRATIGRÁFICA DE TERRAÇOS FLUVIAIS QUATERNÁRIOS DO RIO SOLIMÕES NA REGIÃO DO CAREIRO DA VÁRZEA, SUL DE MANAUS <i>Pedro Afonso Cardoso Gaia Campos, Emílio Alberto Amaral Soares</i>	438
ESTRATIGRAFIA DE SUBSUPERFÍCIE DA SEQUÊNCIA SEDIMENTAR CRETÁCEA E NEÓGENA NA CIDADE DE MANAUS <i>Luiz Saturnino de Andrade I, Emílio Alberto Amaral Soares</i>	442
ANÁLISE DE PALEOCORRENTES DA FORMAÇÃO MONTE ALEGRE (BACIA DO AMAZONAS) E IMPLICAÇÕES PALEOAMBIENTAIS <i>Kaluan Frederico Virmond Juk, Fernando Mancini, João Filipe Suss</i>	446
CONSIDERAÇÕES CRONOESTRATIGRÁFICA E PALEOAMBIENTAL DOS DEPÓSITOS NEÓGENOS DA REGIÃO DE BARCELOS, AMAZONAS* <i>SILVEIRA, Rosemary Rocha</i>	450
OCORRÊNCIA DE MICROFÓSSEIS SILICOSOS (RADIOLÁRIOS) NA BACIA PARÁ-MARANHÃO, MARGEM EQUATORIAL BRASILEIRA ¹ <i>Souza, V. 2</i>	454
REGISTRO DE PEGADAS FÓSSEIS (VERTEBRADOS) NA FORMAÇÃO SERRA DO TUCANO, BACIA DO TACUTU RORAIMA <i>Souza, V. 2; Soares, V. M. A</i>	458

POSSÍVEL OCORRÊNCIA DE BOLHAS FÓSSEIS EM SEDIMENTOS DA FORMAÇÃO SERRA DO TUCANO BACIA DO TACUTU –RORAIMA	
<i>Souza, V. I., Soares, V. M. A.</i>	461
DISCUSSÃO SOBRE A FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO E O ALTO DE MONTE ALEGRE	
<i>Mario Vicente Caputo</i>	464
ANÁLISE DE FÁCIES DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO, KM 46, BR-174	
<i>Jackson D. S. Paz, Eisner F. da S. Cunha, Manati</i>	468
ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA DOS DELTAS LACUSTRES DOS LAGOS CABALIANA E DO PADRE, AMAZÔNIA CENTRAL	
<i>Icília de Lima Feitosa, Emilio Alberto Amaral Soares</i>	471
TRANSPORTE DE SEDIMENTOS DA PRAIA DO PESQUEIRO, ILHA DE MARAJÓ, PARÁ, ATRAVÉS DO EMPREGO DE PARÂMETROS ESTATÍSTICOS GRANULOMÉTRICOS	
<i>Ranieri, L.A., Maamar El-Robrini, Alves, I.C.C.</i>	475
PLACERS DAS PRAIAS DE CURUÇÁ NE DO PARÁ	
<i>Santos, A. P. F.; M., El-Robrini, M, Alves, I. C. C.</i>	479
SEDIMENTAÇÃO HOLOCÊNICA DA PLANÍCIE COSTEIRA DE MARACANÃ – NORDESTE DO PARÁ	
<i>Carvalho, A. C., El-Robrini, M, Alves, I. C. C., Monteiro, S. M., Barbosa, L.P.F.</i>	484
LITOFÁCIES E MINERAIS PESADOS DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO (CRETÁCEO), REGIÃO DE ÓBIDOS, BACIA DO AMAZONAS	
<i>Anderson C. Mendes, Werner Truckenbrodt, Afonso C. R. Nogueira, Adriana M. C. Horbe</i>	488

SONDAGEM ELÉTRICA VERTICAL NA ILHA DO MARAJÓ E APLICAÇÃO NO DELINEAMENTO DA SEDIMENTAÇÃO QUATERNÁRIA

Leon Simões Bastos Souza, CPGG-IGc/USP (lebastos@paleo.com.br)

Dilce de Fátima Rasetti, DSE/INPE (rasetti@br.inpe.br)

Vagner Roberto Elis, IAG/USP (vaguels@iag.usp.br)

RESUMO

A partir do reaparecimento dos dados de sondagem anteriormente realizados na Ilha do Marajó, junto às 21 sondagens recentemente executadas mostram que os maiores valores de resistividade estão na porção leste da ilha, diminuindo gradualmente para oeste configurando desta forma que o depocentro da bacia está na porção central da ilha. Assim, o paleocanal laterítico que delimita os depósitos miocenos daqueles do holoceno é mais pronunciado tanto em superfície como em subsuperfície para leste da ilha, se tornando mais adelgaçadas e profundas para oeste, onde os depósitos dos sedimentos Pós-Barreiras ficam mais espessos.

INTRODUÇÃO

Desde o início dos anos setenta, foram realizadas investigações geofísicas na Ilha do Marajó visando à prospecção de água subterrâneas. Destas, Sondagem Elétrica Vertical (SEV) com Arranjo Schlumberger tem sido o método mais utilizado, visto sua boa aplicabilidade no campo hidrogeológico e em terrenos sedimentares, bem como baixo custo operacional. Os dados disponíveis fornecem valores bastante variáveis de resistividade aparente (ρ_a). Em geral, valores elevados são registrados no extremo leste da ilha, e valores baixos ocorrem em sua porção central (DBSP, 1986; Bessera, 1979; Kobayashi, 1978; Cavalcanti, 1979; Pessoni, 1981). De acordo com estes autores, entre Salvaterra e Ponta de Pedras, os valores de ρ_a variam mais frequentemente entre 4.000 e 500 $\Omega\cdot m$, sendo relacionados à maior participação de sedimentos arenosos. Resistividade elevada foi registrada, também, a noroeste da ilha. Valores baixos de resistividade ($\rho_a < 3 \Omega\cdot m$) foram registrados na porção central, onde se localiza o Lago Arari, e nordeste da ilha, as quais foram interpretadas como reflexo de litologias predominantemente argilosas ou elevadas concentrações de sais dissolvidos havendo camada resistiva a uma centena de metros. Camadas com valores excepcionalmente elevados (i.e., de até 43.000 $\Omega\cdot m$) foram registradas a profundidades de 30 a 84 m em áreas sem problemas de saturação, sendo vícios os locais em que se obtiveram valores superiores a 15.000 $\Omega\cdot m$ para resistividades de camadas mais superficiais. As altas resistividades das rochas formadoras de aquíferos em Salvaterra foram relacionadas à sua idade geologicamente mais velha que as regiões de Ponta de Pedras e Rio Paracambi.

No presente trabalho é apresentado novos valores de resistividade para áreas localizadas no leste da Ilha do Marajó (Fig. 1). Estes dados foram combinados com os valores de resistividade já disponíveis para a ilha, de forma a possibilitar uma análise do caráter geométrico das curvas de sondagem, e assim, analisar a distribuição das unidades geológicas. O objetivo principal foi tentar analisar a distribuição de estratos quaternários, e analisar seu controle tectônico.

MATERIAIS E MÉTODOS

Dados disponíveis de SEV coletados na Ilha do Marajó nos anos 70 e 80 foram reprocessados, a fim de obtenção de dados de inversão para elaboração da evolução e comportamento de curvas de resistividade. Adicionalmente, coletou-se 21 novas SEVs nas localidades de Salvaterra, Joanes e Cachoeira do Arari, com arranjo Schlumberger. O equipamento utilizado foi o Resistivímetro GEMTEST RD-300A, com potência nominal de saída de 1000 W, intervalo de leitura de potencial de 0,1 mV a 750 mV e valor máximo de corrente de 800 mA, tendo como fontes duas baterias de sustentável de 12 V cada. Na coleta dos dados foram observadas a integridade dos cabos utilizados e as distâncias entre os eletrodos, cujos espaçamentos foram regularmente distribuídos em escala métrica. Ruídos culturais locais (tubulações de ferro, fiações elétricas/telefônicas) foram cuidadosamente registrados com o intuito de avaliar sua interferência nas informações obtidas. As sondagens tiveram distância mínima entre eletrodos de corrente igual a 2 m ($AB/2 = 1$ m) e máxima de 640 m ($AB/2 = 320$ m). O programa utilizado para a inversão das curvas de sondagem foi o IP2Win desenvolvido pela Geoscan-M Ltd.

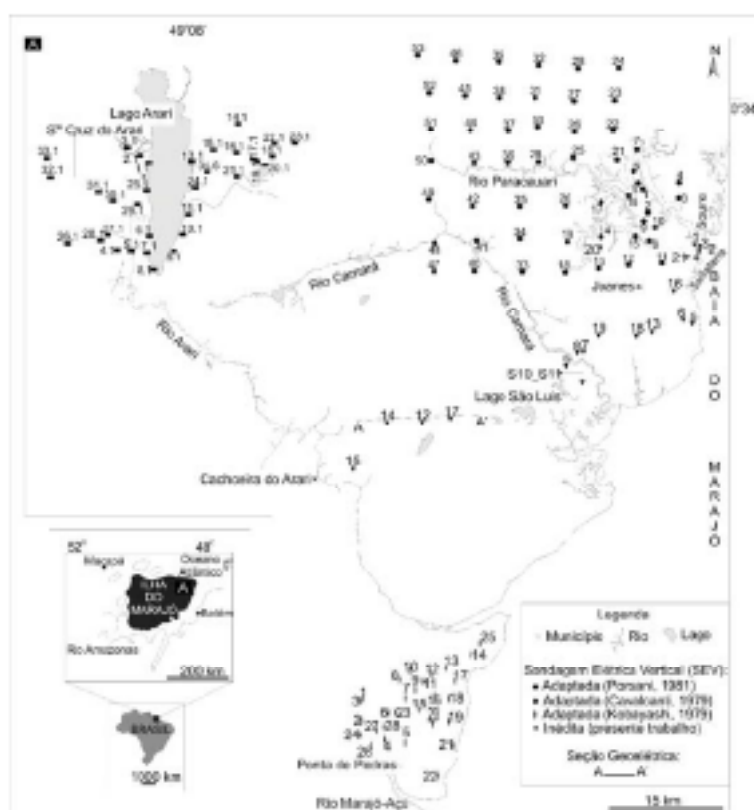


Fig. 1: Mapa de localização na Ilha do Marajó. (A) Posicionamento das SEV, notar que na porção leste da ilha, as sondagens com símbolos em triângulos são as coletas inéditas deste presente trabalho.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

A área de trabalho apresentou excelente disposição para execução das SEVs, por possuir pouco desenvolvimento urbano e topografia geralmente plana. Apenas para uma parte (i.e., Salvaterra), em seu núcleo urbano, a abertura entre os eletrodos (AB e MN) ficou um tanto limitada.

A situação geológica para a área pesquisada é caracterizada por depósitos miocenos pertencentes à Formação Barreiras, que é constituída de arenitos maciços a estratificados, argilitos laminados a maciços e pelitos com acamamentos heterolíticos, cuja origem é atribuída a ambiente transicional estuarino (Arazi *et al.* 1988). Além disto, ocorrem depósitos englobando os sedimentos Pós-Barreiras, constituídos por arenitos finos a médios, maciços e de coloração amarelada, atribuídos a processos gravitacionais e eólicos (Rozsetti *et al.* 1989). O topo da Formação Barreiras é reconhecidamente marcado por paleossolo laterítico (i.e., Rozsetti, 2004).

A combinação dos dados coletados com aqueles já disponíveis e reaproveitados possibilitaram desenharmos um novo quadro no que diz respeito à associação dos valores de ρ_s no contexto geológico da região. O método de SEV não consegue separar camadas muito delgadas. Logo, o valor de ρ_s deve ser entendido como uma média dentro de uma pacote que não é homogêneo. Se uma porção do terreno tem alta resistividade, deve-se considerar que o pacote referido pode possuir não somente camadas de areia grossa, por exemplo, mas também de camadas finas de argila e até pelitos, porém estes em menores volumes. O contrário também pode ocorrer, ou seja, um pacote argiloso de pouca resistividade pode possuir camadas de areia e/ou seixo mais delgadas de resistividade elevada. Contudo, o valor de ρ_s está intimamente associado aos valores de resistividades dos materiais, de suas frações em volume, e de sua distribuição geométrica em subsuperfície, que influencia as medidas elétricas para uma determinada abertura e arranjo dos eletrodos.

Assim, a inversão dos dados das 21 SEVs revelou areias e/ou areias ferruginosas (ρ_s de 250 - 500 Ωm e 550 - 1.500 Ωm , respectivamente), que gradam para materiais ora argilosos, ora argilo-arenosos (ρ_s de 0 - 90 Ωm e 95 - 200 Ωm , respectivamente). O topo paleossolo laterítico que marca o

tipo da Formação Barreiras foi facilmente identificado na área através de valores de resistividade altíssimos, em geral > 1.500 Ohm. Os valores de resistividade relacionados a este paleossolo variam em profundidade, ocorrendo próximos à superfície nas áreas a leste da ilha, em especial nas proximidades de Salvaterra (Fig. 2) e no município de Ponta de Pedras (porção sul da ilha). Abaixo deste horizonte, os valores de resistividade são, em geral, bastante variáveis, sendo relacionados a areias, areias ferruginosas e argilas. Em direção à porção central da ilha, os valores são mais uniformes e baixos, sendo estes ocorrendo a profundidades progressivamente maiores nessa direção.

É válido mencionar ainda, que os dados de inversão distinguiram as curvas de SEV em: (a) entorno do rio Paracurani – ocorrem 5 tipos de curvas com caráter moderadamente condutivo, no entanto, as sondagens localizadas na porção leste do rio apresentaram altas resistividades, em virtude da presença do paleossolo laterítico (Fig. 3I); (b) ao redor do lago Arari – configurou 4 tipos de curvas que misturam-se estreitamente condutivas ao longo dos 200 m de profundidade; (c) município de Ponta de Pedras – caracterizaram-se apenas por um tipo de curva, a qual mostrou-se altamente resistiva em superfície (< 1 m), diminuindo ao longo da profundidade, indicando a presença do horizonte laterítico para camadas de areia e/ou argila (Fig. 3III); e (d) porção leste (municípios de Cachoeira do Arari, Jussara e Salvaterra) – característica similar ao anterior, sendo que o horizonte resistivo (i.e., paleossolo laterítico) alcançou os 10 m de profundidade, alongando-se em direção ao oeste da ilha (Fig. 3IV).



Fig. 2. Fotos ilustrando a situação geológica na Ilha do Marajó (porção leste).

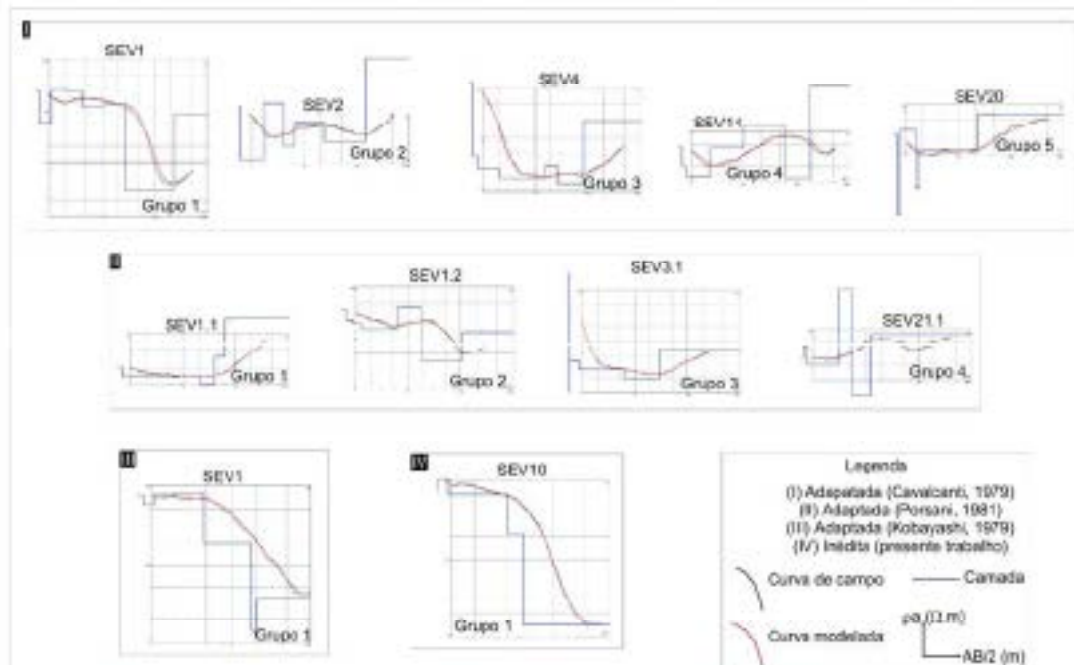


Fig. 3: Exemplos das curvas de SEV modeladas para Ilha do Marajó. Nota-se que (I), (II) e (III) são dados modificados (Cavalcanti, 1979; Porsari, 1981; Kobayashi, 1979) respectivamente. (IV) sondagens inéditas coletas na porção leste da Ilha do Marajó.

CONCLUSÃO

A integração dos SEVs para a porção leste da Ilha do Marajó permitiu o reconhecimento de extensa sedimentação quaternária sobreposta diretamente a depósitos miocenos da Formação Barreiras. Os maiores valores de resistividade diminuem gradativamente para oeste, com valores mínimos nas proximidades do Lago Arari, onde ocorre o depocentro da bacia sedimentação quaternária. Valores mínimos de resistividade são relacionados com a ocorrência de paleossolo laterítico, desenvolvido em associação com a discordância do topo da Formação Barreiras. Os valores elevados de resistividade relacionados a este horizonte de ferruginização são distribuídos imediatamente próximos à superfície na porção leste da ilha, onde ocorrem exposições da Formação Barreiras. Estes valores tornam-se mais adelgazados e profundos para oeste, onde a Formação Barreiras é mais profunda. Os dados de SEV também revelaram passagens laterais bruscas entre a Formação Barreiras e os depósitos quaternários, sugerindo contatos por falhas tectônicas (Fig. 4). Portanto, sugere-se que a Formação Barreiras é mais deformada para oeste em função de subsidência tectônica, que teria criado espaço para acomodar os sedimentos quaternários.

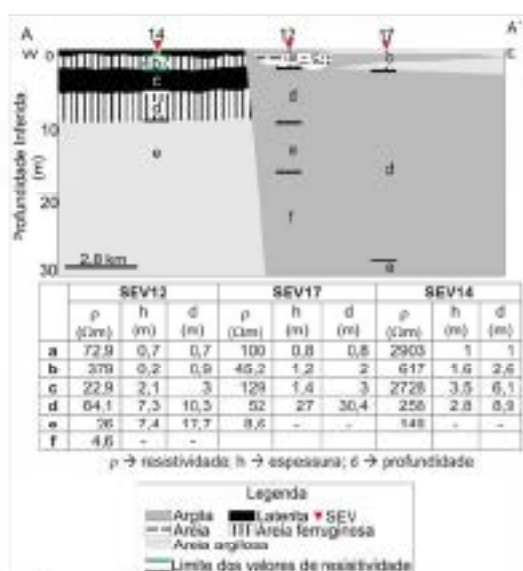


Fig. 4: Exemplo de uma seção geológica AA' construída a partir dos SEVs médios coletados (ver Fig. 1) na porção leste da Ilha do Marajó, com devidas inferências geológicas baseadas nos dados geofísicos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Beneira, C. A. 1979. Eletroresistividade aplicada ao estudo de água subterrânea no Município de Salvaterra – Marajó – Pará. Belém (PA). NCGG-UFPA. 58p. (Dissertação de Mestrado).

Cavalcanti, G. M. L. 1979. Geofísica aplicada à prospecção de água subterrânea na área do Rio Paracuaní – Ilha do Marajó – Pará. Belém (PA). NCGG-UFPA. 88p. (Dissertação de Mestrado).

Instituto de Desenvolvimento Econômico Social do Estado do Pará (IDESP). 1986. Hidrogeologia da Região Oriental da Ilha do Marajó. Belém (PA). Relatório Interno. 97p.

Kobayashi, C. N. 1979. Métodos geofísicos aplicados à prospecção de água subterrânea no Município de Ponta de Pedras. Ilha do Marajó – Pará. Belém (PA). NCGG-UFPA. 93p. (Dissertação de Mestrado).

Pereira, M. J. 1981. Paleossolos, uma opção para prospecção de água subterrânea na Ilha de Marajó. Belém (PA). NCGG-UFPA. 189p. (Dissertação de Mestrado).

Rozetti, D. F. 2004. Paleosurfaces from northeastern Amazonia as a key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products. *Sedimentary Geology*, 169: 151-174.

Rozetti, D. F., Trachenkowitz, W.; Góes, A. M. 1989. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos Sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na região Bragança, nordeste do Pará. *Bol. Museu Paraense Emílio Goeldi, sér. Ciências da Terra* 1, 1: 25-28.

ALIMENTAÇÃO DO GEOBANK COM DADOS DO MAPA GEOLÓGICO E DE RECURSOS MINERAIS DO PARÁ

Natasha L. Teixeira¹, Marcelo L. Vasquez², Paulo Sérgio Mendes dos Santos Júnior¹

1 - Graduação em Geologia – IG-UFFA, Belém-PA

2 - CRPM – Serviço Geológico do Brasil, Belém-PA

RESUMO

O GEOBANK é o banco de dados do Serviço Geológico do Brasil – CPRM e sua alimentação se dá através de um aplicativo que consiste de bases de dados que cadastram os afloramentos, descrevendo suas rochas em escala macro e microscópica e os processos geológicos que as formaram e afetaram. Também cadastra os recursos minerais, descrevendo e classificando os jazimentos, suas reservas e exploração.

INTRODUÇÃO

O Serviço Geológico do Brasil – CPRM conta com um banco de dados hospedado no seu portal, o GEOBANK (<http://geobank.sa.cprm.gov.br/>), onde armazenamos as informações sobre geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. As bases de dados consistem de informações sobre afloramentos, litostratigrafia, petrografia, geocronologia, geoquímica e recursos minerais dos projetos desenvolvidos pela empresa nos últimos 40 anos. O GEOBANK foi desenvolvido pela Divisão de Geoprocessamento (DIGEOP) da empresa e o acesso é livre ao público para consulta, mas sua alimentação é feita pela Divisão de Geologia Básica (DIGEOPB) a partir dos dados informados pelos executores dos projetos. Para dar entrada das informações, as divisões da empresa desenvolveram um aplicativo de cadastramento com as bases APLORA para afloramentos geológicos, PETRO para as análises petrográficas e RBCMIN para os recursos minerais. Este aplicativo é composto de planilhas de banco de dados e bibliotecas organizadas de forma a localizar e descrever os afloramentos, rochas, estruturas primárias e estruturais, tipos de alteração, bem como as texturas e parageneses microscópicas. Também informa a classificação petrográfica, tipo de metamorfismo e deformação, origem, ambiente de formação, idade e a unidade estratigráfica das rochas do afloramento. Os recursos minerais são descritos e classificados quanto à substância, morfologia, parageneses, texturas e alterações associadas à mineralização, além da tipologia e reserva dos jazimentos. As consultas ao GEOBANK podem ser espaciais através das coordenadas geográficas de uma área específica, ou de folha cartográfica de um projeto de mapeamento pela CPRM ou através de uma unidade da federação.

MÉTODO DE TRABALHO E MATERIAIS

O projeto Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará (Vasquez et al. 2008, Vasquez e Rosa-Costa 2008) consistiu de compilação das bases de geologia, estrutural e recursos minerais dos projetos executados pela CPRM, bem como de outras instituições que executaram mapeamento geológico no Pará). Mas também contou com dados do mapeamento de campo realizados por este projeto em áreas de menor conhecimento geológico (Fig. 1), onde foram feitas transversas ao longo das principais rodovias e rios. Neste mapeamento foram descritas 611 afloramentos e coletadas 791 amostras de rochas, sendo algumas delas selecionadas para análises petrográfica, geoquímica e geocronológica. Foram descritas 599 lâminas delgadas de amostras de rocha, destas foram selecionadas 99 para determinar os teores de elementos minores, traços e terras raras em laboratório externo por indução de plasma (ICP). Também foram selecionadas 18 amostras para datação por U-Pb e Pb-Pb em zircão e 12 por Sm-Nd em rocha total em laboratórios especializados nesses métodos geocronológicos.

As informações de campo e petrográficas foram obtidas por geólogos da equipe da Gerência de Geologia e Recursos Minerais (GERGEM) da Superintendência Regional de Belém (SURIG-BE), e as planilhas foram preenchidas pelos estagiários de geologia sob supervisão de geólogos da Gerência de Relações Institucionais e Desenvolvimento (GRIDE).

As cadernetas de campo, descrições petrográficas, boletins de resultados analíticos e os relatórios com interpretação desses resultados são as principais fontes para alimentação do banco de dados. Dados da literatura geológica, consulta a processos de pesquisa e livro junto ao DNPMP e de relatórios de empresas de mineração fornecem informações sobre os recursos minerais.

O cadastramento dos afloramentos via aplicativo segue instruções de um manual técnico elaborado pelas divisões da empresa para entrada de dados no GEOBANK (CPRM 2007).

O aplicativo é um banco de dados MS-ACCESS desenvolvido em Visual Basic 6.0 que segue rotina de cadastramento composta por 25 telas para entrada de dados, com 18 tabelas de banco de dados que contém ainda 37 tabelas de bibliotecas. Os dados pré-definidos das bibliotecas são para padronizar as informações e as bibliotecas podem ser atualizadas automaticamente pela Internet. No entanto, a inclusão de novos termos depende da aprovação das divisões responsáveis da empresa.

Este aplicativo segue o recorte da área do projeto, no caso do mapa geológico estadual compreendeu sete folhas no milionésimo (NA.22, SA.22, SB.22, SC.22, SA.21, SB.21 e SC.21), onde plotam os afloramentos cadastrados. Cada folha é acessada através de login e senha.

BASE AFLORA

Na base AFLORA são cadastradas as informações sobre os afloramentos descritos e suas rochas. Inicialmente é identificado código do afloramento informado a sigla do geólogo previamente cadastrado e a numeração seqüencial. Também há uma numeração automática gerada pelo aplicativo que garante uma identificação única para o afloramento na base de dados. A relação entre os dados nas diversas telas do aplicativo é feita a partir deste número do afloramento. Cada projeto tem um código de centro de custo que imediatamente identifica os projetos cadastrados. A seguir é informada a localização do afloramento a partir de coordenadas geográficas, em decimal de grau, informando o datum e o hemisfério da tomada das medidas. A partir desses dados o aplicativo identifica a base cartográfica. Também é informada a altitude, UF, município e topografia.

Na descrição dos afloramentos são informadas as dimensões em metros, o tipo (ex. pedreira) e as rochas que o compõe. Cada rocha segue uma rotina básica que classifica a rocha de acordo com a biblioteca, descreve a porcentagem desta no afloramento, geometria do corpo (ex. camada), cor, granulação, grau de intemperismo e unidade estratigráfica. No caso de novas unidades, elas são submetidas à DEGRAB e incluídas na biblioteca após a validação. Nos complementos da descrição são informadas as estruturas da rocha e suas medidas para as orientadas. Dependendo da classe da rocha algumas tabelas são disponibilizadas para identificar o tipo, fácies e grau de metamorfismo, ou a natureza, composição e granulação da matriz e fragmentos e a relação entre estes para as rochas fragmentarias, bem como o grau de seleção, arredondamento e maturidade textural das rochas sedimentares. É possível cadastrar estruturas como marcas de ondas e esclaves. Existem bibliotecas que contemplam uma variedade de texturas ígneas e metamórficas, e que descrevem a mineralogia e tipos de alterações identificadas em escala macroscópica. O tipo de amostra coletada e de análises que a rocha conta é informado. As relações de contato também são informadas, discriminando o tipo de contato e a unidade estratigráfica das rochas envolvidas. Ilustrações que ajudam a descrever as rochas de um e suas relações de contato podem ser cadastradas, os arquivos devem ser previamente armazenados em um diretório de imagens do aplicativo. A partir do nome do arquivo anexado é identificado o tipo de ilustração e incluída a legenda da feição geológica.

BASE PETRO

A base PETRO detalha a análise petrográfica das amostras de rocha cadastradas na base AFLORA. Inicia com uma breve descrição das características mesoscópicas da amostra de rocha, seguida de uma descrição microscópica. É informada a identificação, o tipo de seção (ex. delgada, polida, ...), local da empresa onde está armazenada e o petrográfico que descreveu. Na descrição microscópica é informada com base nas bibliotecas a classificação da rocha e do protótipo, no caso das rochas metamórficas, a descrição da mineralogia com detalhes do

tamanho, percentual, forma (ex. esférico, acicular,...), fenótipo (ex. agregados, fibrocristal,...), tipos de intercrescimentos e geminação, bem como minerais de inclusão, alteração e substituição. São também informadas as microtexturas e estruturas primárias, metamorfismo e deformação da rocha, tipos de movimento, indicadores cinemáticos, alteração hidrotermal, e a classificação de processos petrogenéticos e de metamorfismo. Para as rochas sedimentares é possível descrever a natureza do cimento, matriz e fragmentos, além de algumas características típicas das variedades fragmentárias e siliciclásticas. Ilustrações das feições microscópicas podem ser anexadas a partir do mesmo procedimento acima descrito.

BASE RECMIN

A base RBCMIN compreende dados sobre recursos minerais na área do projeto coletados pelos executores no campo ou obtidos de outras fontes como a bibliográfica obtida a partir da literatura geológica e de economia mineral, relatórios de projetos da CPRM ou de outras empresas/instituições de pesquisa disponíveis na Internet ou impressos e consulta aos processos de pesquisa e exploração mineral no DNPM. Como alguns dados bibliográficos são históricos, na localização dos afloramentos cadastrados é informado o método de geoposicionamentos que na biblioteca discrimina fontes de localização a partir de GPS, bases cartográficas em diferentes escalas, imagens, bases geológicas e de títulos mineralizáveis. Confirme o método o aplicativo gera um valor de erro real que ajuda avaliar a consistência da informação.

A substância, status e grau de importância são as informações básicas da desta base de dados, a partir dessas últimas se estabelece o cadastramento de informações mais completas que contemplam a situação de uma mina e dados de suas reservas. Informações metalogenéticas como a classe utilitária da substância, modelo e classe genética de jazimento, rocha hospedeira e enzimate da mineralização, tipos de alteração hidrotermal, idade da mineralização, associação mineralógica e geoquímica, geometria da corpo mineralizada e textura do minério obedecem a bibliotecas do aplicativo.

DADOS DO PROJETO

No projeto Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará foram cadastrados 611 afloramentos na base AFLORA, a maioria com amostras de rocha, das quais foram cadastradas 599 descrições petrográficas na base PETROG.

A elaboração da base RBCMIN teve procedimentos diferentes, inicialmente foram baixados do GBOBANK todos os registros de recursos minerais no Pará. A seguir eles foram revisados e consertados por uma equipe da GEREMI que corrigiu algumas classificações de modelos e classe genética dos jazimentos e filtrou alguns indícios considerados de baixa significância (ex. 1 pista de Au em concentrado de bauxita em regiões produtoras de ouro). Desta forma, dos 1204 registros baixados do GBOBANK foram aproveitados 892, a esses foram somados 1.016 novos registros pesquisados pela equipe do projeto assim totalizando 1.895 registros de recursos minerais.

Estas bases de dados estão passando por uma última etapa revisão e correções pelas equipes da GERIDE e da GEREMI, com supervisão da DGGEOR e DIGEOP antes de entrarem definitivamente no GBOBANK. Alimentação do banco de dados se dá pela Internet, através de um técnico da GERIDE credenciado pelas divisões responsáveis pelo GBOBANK.

A data da entrada de novos dados e de atualizações é registrada mantendo um histórico da alimentação do banco de dados.

Os resultados analíticos de geoquímica e geocronologia do projeto entram em uma etapa posterior a partir de bases específicas.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Manter e alimentar o GBOBANK são tarefas árduas, pois as informações são coletadas e organizadas por diferentes equipes de profissionais da CPRM de todo o Brasil o que leva a heterogeneidade na linguagem, grau de conhecimento e de procedimentos de organização das informações. Para atenuar essas diferenças as divisões da empresa responsáveis pelo

GEOBANK elaboraram aplicativos e manuais que padronizam as informações e organizam a entrada dos dados.

O projeto Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará se diferenciou dos mapas estaduais anteriores por contar com dados próprios, além dos compilados dos projetos anteriores e da literatura. Devido sua escala regional a alimentação das bases via aplicativo seguiu o recorte das folhas ao milionésimo. Na etapa inicial foram cadastrados os afloramentos na base AFLORA, a seguir foram cadastradas as descrições na base PETRO. Por fim, foram cadastrados os recursos minerais na base RBCMIN, nesta última base foi feita uma consistência dos dados previamente cadastrados no GECOBANK. Estes novos dados foram organizados de acordo com as instruções técnicas da CPRM, mas encontram-se em revisão final antes de entrarem no GECOBANK.

REFERÊNCIAS

- CPRM. 2007. Entrando dados AFLORA para o GECOBANK via aplicativo. Volume XI da Série de Manuais Técnicos da CPRM (Manual de Instruções Técnicas)
- Vasquez, M.L.; Sousa, C.S.; Carvalho, J.M.A. (Org.). 2008. Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG, mapas em escala 1:1.000.000. PGB. CPRM: Belém, CD-ROM.
- Vasquez, M.L.; Rosa-Costa, L.T. (Org.) 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, p. 217-262.

ASSINATURA RADIOMÉTRICA DE AMBIENTES COSTEIROS TROPICAIS (BAIXADA MARANHENSE) EM IMAGENS RADARSAT-1

Sheila Gatinho Teixeira¹ e Pedro Walfir Martins e Sousa Filho²

¹ CPRM – Serviço Geológico do Brasil – SURBRG – Manaus, Amazonas - steixeira@surbrg.cprm.gov.br

² Universidade Federal do Pará - UFPA/LAIT - Belém - PA (walfir@ufpa.br)

RESUMO

O trabalho apresenta a análise da assinatura radiométrica de quatro ambientes costeiros alagáveis (manguezais, pântanos salinos, pântanos de água doce e lagos intermitentes) previamente mapeados na Baixada Maranhense. A análise foi realizada em quatro imagens multitemporais RADARSAT-1 (banda C- modo Wide-1 descendente) adquiridas em estações climáticas, condições de maré e precipitação distintas.

INTRODUÇÃO

A quantidade de energia espalhada pelo alvo em direção ao sensor (retroespalhamento), em relação à quantidade de energia que foi emitida pelo sensor, (pulso de microondas) é chamada de coeficiente de retroespalhamento (σ^0) (Raney, 1994). Os coeficientes possibilitam a compreensão dos processos de retroespalhamento dos alvos e, conseqüentemente, a comparação entre imagens de datas e paisagens distintas (Parnachi et al. 2002). Este tipo de análise permite verificar a influência das condições ambientais, no momento da aquisição e nos mecanismos de retroespalhamento. Dentro deste contexto, o presente trabalho apresenta uma discussão sobre as assinaturas radiométricas de ambientes alagáveis, previamente mapeados na região da Baixada Maranhense (MA) (Teixeira, 2006). No qual, os ambientes foram analisados em quatro imagens multitemporais RADARSAT, banda C (modo Wide-1, descendente) adquiridas em estações climáticas, condições de precipitação e amplitudes de marés distintas.

ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo localiza-se a oeste da Ilha de São Luís, no extremo norte do Estado do Maranhão, como pode ser observado na Figura 1. Esta região faz Costa de Manguezais de Macromaré da Amazônia (CMMA), assim designada por Sousa Filho (2005). É caracterizada por um sistema de macromaré semi-diurno, com variações médias de 4 m e máxima superior a 7 m, e correntes de marés máximas superiores a 4 m/s. O clima é tropical úmido, com estação seca (julho a dezembro) e chuvosa (janeiro a junho) bem definidas, com temperatura média em torno de 26° C, com uma pluviosidade anual variando de 1.700 a 2.000 mm (Rebello-Mochel, 1997).

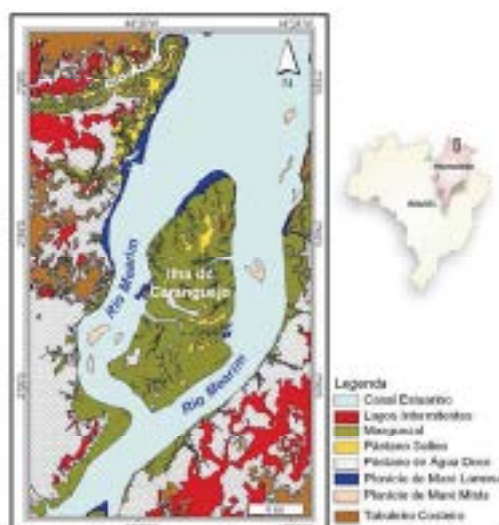


Figura 1 – Mapa de ambientes costeiros da área em estudo. Fonte: Teixeira (2006).

MATERIAIS E MÉTODOS

Foram utilizadas quatro cenas Wide 1 do satélite Radarsat-1 (banda C-HH), órbita descendente (Tabela 1), duas cenas SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) e uma cena TM do LANDSAT-4 (órbita/ponto Z21/062, de 13/09/1992) adquirida no arquivo da Universidade de Maryland.

Tabela 1 - Características das imagens RADARSAT-1 utilizadas.

Plataforma/Sensor	Data de Aquisição	Ângulo de incidência (near/far)	Resolução Nominal (range x azimuth) (m)	Tamanho do pixel (m)	Swath (km)	Condição de maré	Pluviometria (dia da aquisição)
RADARSAT-1 HHAR	16-Jun, 2003	30° - 33°	35,5 x 27	12,5	165	Alta	0,5 mm
RADARSAT-1 HHAR	09-Fev, 2003	30° - 33°	35,5 x 27	12,5	165	Baixa	140 mm
RADARSAT-1 HHAR	07-Set, 2004	30° - 33°	35,5 x 27	12,5	165	Baixa	0,5 mm
RADARSAT-1 HHAR	01-Out, 2004	30° - 33°	35,5 x 27	12,5	165	Alta	0,0 mm

As imagens SAR, TM e da SRTM foram processadas no software PCI Geomatica versão 9.1, e Global Mapper 6.D, onde as duas últimas foram utilizadas para a etapa de ortorectificação das imagens SAR. O processamento das imagens SAR envolve: extração das efemérides, conversão para *backscatter* (σ^0), correção radiométrica e ortorectificação das imagens coeficiente de retroespalhamento (Cheng et al., 2000). O método de amostragem utilizado foi o vizinho mais próximo, que mantém a integridade radiométrica da imagem, sendo desavoreçado o uso de filtro para redução de *Speckle*.

A análise estatística do retroespalhamento consistiu na coleta de amostras (*pixels*), onde tentou-se extrair aleatoriamente, o maior número de *pixels* representativos das áreas de distribuição espacial de cada uma das ambientes analisados.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Análise radiométrica das ambientes costeiras tropicais

MANGUEZAL

Analisando os gráficos dos valores máximos, médios e mínimos de retroespalhamento das quatro imagens (Figura 2) e as condições ambientais em que estas foram adquiridas, observa-se que na estação seca (W1-07 de setembro-2004 e W1 01 de outubro-2004) as assinaturas radiométricas das manguezais são semelhantes, apresentando o mesmo valor médio de coeficiente de retroespalhamento (-4,6dB), mesmo sob diferentes condições de maré. Isto permite inferir que a inundação da floresta de mangue durante a preamar não influencia no sinal que retorna ao sensor, corroborando com a ideia de que se tem predominância de espalhamento volumétrico na banda C em áreas de manguezal (Figuras 3). No entanto, quando as imagens da estação chuvosa são analisadas percebe-se que além do predomínio do espalhamento volumétrico, há contribuição da precipitação pluviométrica nos valores de retroespalhamento das manguezais. Pois, para a imagem W1 16 de janeiro-2003, os valores de retroespalhamento são menores, decorrente da influência, da baixa precipitação pluvial registrada, em torno de 0,5 mm. Com a baixa precipitação, o teor de umidade da área também diminui, havendo assim uma alteração maior de energia das microondas pelo alvo. Para a imagem W1 09 de fevereiro-2003, os valores de retroespalhamento são maiores, decorrente da influência da alta precipitação pluvial registrada, em torno de 140 mm, que levou ao aumento do teor de umidade do terreno.

PÂNTANOS SALINOS

O retroespalhamento destas áreas é influenciado pelas variações sazonais, com a contribuição das variações diárias de maré. Na estação chuvosa são observados dois comportamentos. Na imagem W1-16 de janeiro, os pântanos salinos são observados em tons de cinza escuro (Figura 3), mesmo levando em consideração que a salinidade e a umidade aumentam a constante dielétrica e conseqüentemente aumentam o retroespalhamento, no entanto, neste caso o baixo valor médio de σ^0 (-11,3 dB) é influenciado pela baixa precipitação registrada, levando à absorção das microondas pelo solo exposto. Além da influência da precipitação, há também a contribuição das condições de maré, que no momento da aquisição da imagem era de preamar. Esta contribuição é registrada no gráfico da Figura 2A pelo valor máximo de retroespalhamento (-26,3 dB), que é decorrente do mecanismo de retroespalhamento especular, em função da presença de água neste ambiente. Na imagem W1-09 de

fevereiro, os pântanos salinos são observados em tons mais claros (Figura 3), em função da alta precipitação pluviométrica, que aumentou a umidade e conseqüentemente aumentou o retroespalhamento do sinal, como pode ser visto no gráfico apresentado na Figura 2B, onde o valor médio de s° (-4,3 dB) foi o maior registrado para este ambiente, quando comparadas as quatro imagens.

Na estação seca, as assinaturas radiométricas dos pântanos salinos são muito semelhantes como observado nas Figuras 2C e 2D. Os valores médios de s° (-5,7 e -6,7 dB, respectivos as datas de aquisição na período seco) demonstram a influência da salinidade no retroespalhamento com contribuição da umidade pela variação da maré (Figura 3d). Pois, segundo Rodrigues (1994) neste período a taxa de evaporação é maior do que a precipitação, assim, os pântanos salinos encontram-se mais secos, não havendo muita contribuição do mecanismo de espalhamento especular, provocado pela presença de água.

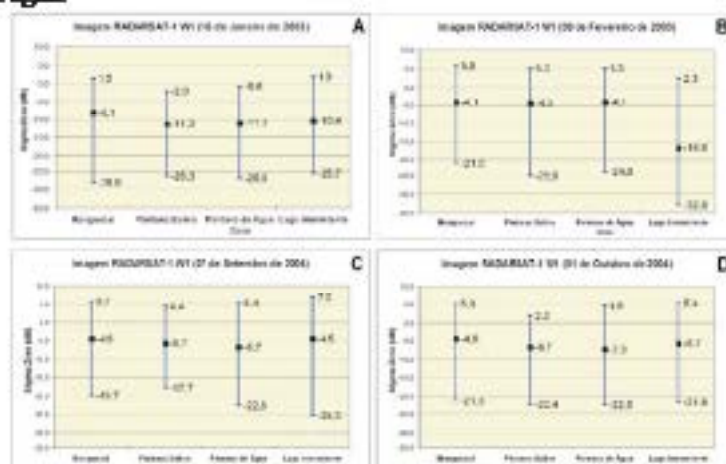


Figura 2 – Valores estimados, médios e mínimos de s° para: A - W1- 16 de janeiro de 2003; B - W1- 09 de fevereiro de 2003; C - W1- 07 de setembro de 2004 e D - W1- 01 de outubro de 2004.

PÂNTANOS DE ÁGUA DOCE

Na imagem W1-16 de janeiro as áreas de pântanos de água doce encontram-se com tonalidades escuras (Figura 3b), na qual o valor médio do coeficiente de retroespalhamento foi de -11,3dB (Figura 2A). O baixo retorno do sinal é função da pequena rugosidade superficial da vegetação de campo inundado criando um mecanismo de retroespalhamento quase-especular. Este valor também é influenciado pela baixa precipitação, que proporcionou uma maior absorção da microonda pelo ambiente.

Na imagem W1 09 de fevereiro o valor médio de s° foi de -4,1 dB (Figura 2B), o valor mais alto comparado com as outras imagens, sendo decorrente da influência da alta precipitação pluvial registrada, em torno de 140 mm, que levou ao aumento da taxa de umidade do terreno.

A partir da análise das Figuras 2C e 2D e das imagens (Figura 3e), pode-se inferir que durante a estação seca o sinal que retorna ao sensor das áreas de pântanos de água doce é influenciado pela rugosidade superficial da vegetação de campo (vegetação do tipo gramíneas), criando um mecanismo de espalhamento difuso, uma vez que a presença de água no ambiente é menor.

LAGOS INTERMITENTES

Os lagos foram identificados apenas na imagem W1-09 de fevereiro (Figura 3c), pois como dito anteriormente para o dia da aquisição e para os cinco dias que os antecederam, o valor de precipitação pluvial foi de aproximadamente 140 mm, assim, o baixo retorno do sinal (Figura 2B) é função da completa inundação da vegetação de campo, gerando um mecanismo de retroespalhamento especular.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análise das imagens multitemporais do RADARSAT-1 W1 (modo Wide-1, descendente) mostrou que estas imagens podem ser uma ferramenta útil para o monitoramento e a discriminação de ambientes alagáveis em clima tropical úmido. Permitindo assim, a avaliação da influência das

condições ambientais na interação entre a radiação de microondas e os ambientes imersos, quando analisadas imagens que apresentam o mesmo modo de imageamento, no caso Wide-1.

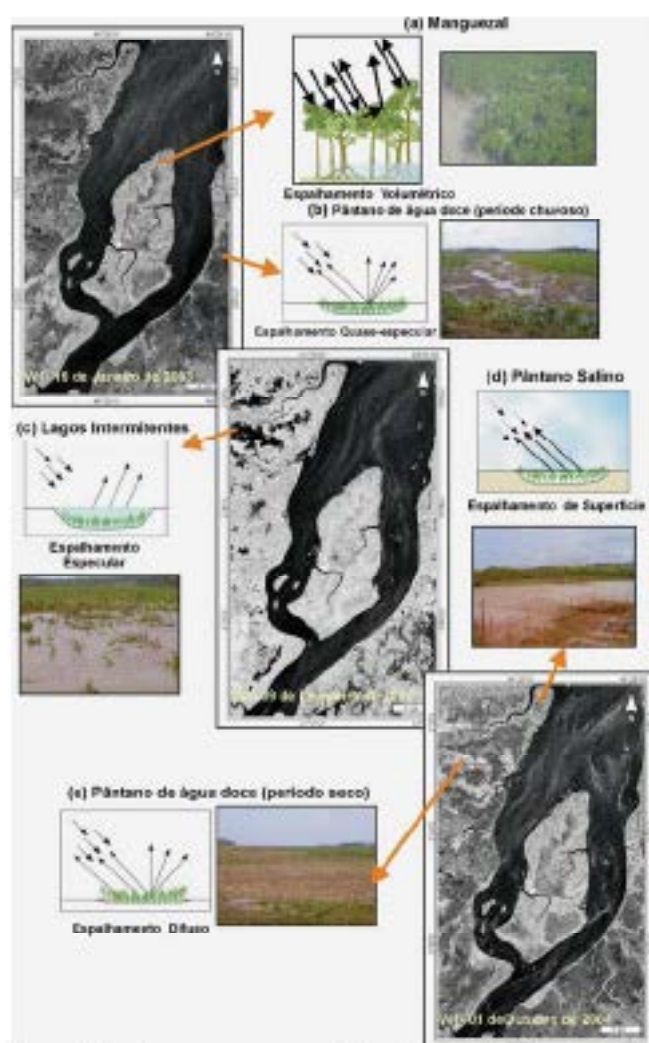


Figura 3 – Imagens SAR das paisagens diversas e suas características de espalhamento de ondas. (a) – Manguezal; (b) e (e) – Pântano de Água Doce; (c) – Lagos Intermitentes; (d) Pântano Salino.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Panzardi, M.G.; Karzenbaum, H.; Karim, P. 2002. Mapping wetlands using multi-temporal RADARSAT-1 data and decision-based classifier. *Canadian Journal Remote Sensing* n. 2: 175-188.
- Raney, K. 1998. Radar Fundamentals: technical perspective. In: Henderson, F.M.; Lewis, A.I. Principles & applications of imaging Radar. *Manual of Remote Sensing*, 3^o New York: John Wiley & Sons. p. 8-130.
- Rehbein-Michel F. 1997. Mangroves on São Luís Island, Maranhão, Brazil. In: Kjerfve, B.; Lacerda, L. D.; Diop, R. H. S. (Ed.) *Mangrove ecosystems studies in Latin America and Africa*. Paris, UNESCO, p. 145-154.
- Souza Filho, P. W. M. 2005. Costa de manguezais de marromaré da Amazônia: cenários morfológicos, mapeamento e quantificação do maior cinturão contínuo de manguezais do mundo. *Revista Brasileira de Geofísica*. Vol.23, n. 4: 427-435
- Teixeira, S. G. 2006. Análise de imagens de sensores remotos orbitais para mapeamento de ambientes costeiros tropicais e de índices de sensibilidade ambiental ao desmatamento de áreas no Golfo Maranhense. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 171p.

O USO DE GEOTECNOLOGIAS NA FISCALIZAÇÃO MINERÁRIA

Leonardo Hallak Alcantara

Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM
Rua da Fé - 177 - Jardim Primavera - 78098-100 - Curitiba - MT, Brasil
leonardo.alcantara@dnpm.gov.br

Resumo. A grande demanda de processos minerários em Mato Grosso fez com que o Estado através do seu ente regulador (Departamento Nacional de Produção Mineral) passasse por uma modernização estrutural. Este artigo tem como objetivo demonstrar a utilização de técnicas de geoprocessamento na supervisão das atividades minerárias no Estado de Mato Grosso. O Estado do Mato Grosso foi dividido em vinte e duas microrregiões a que proporcionou um controle mais eficaz dos processos minerários. A malha rodoviária do Estado (federal e estadual) foi utilizada como referência. A distribuição espacial dos processos minerários contribuiu para a elaboração de um mapa atual evidenciando as áreas com grande demanda. Assim, busca-se com a aplicação de técnicas de geoprocessamento utilizar o erário com maior objetividade e fazer cumprir o que prescreve o Código de Mineração na sua totalidade.

Palavras-chave: geoprocessamento, mineração, processos minerários.

1. Introdução

O Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), autarquia vinculada ao Ministério de Minas e Energia, vem passando por um processo contínuo de modernização visando atender objetivamente as atribuições elencadas pelo Art. 3º da Lei Federal nº 8.876, de 2 de maio de 1994. Dentre as várias atribuições está a fiscalização dos títulos minerários outorgados, seja na fase de alvará de pesquisa, concessão de lavra, renovação de lavra preliminar, registro de extração e licenciamento. Com o crescimento na demanda de requerimentos minerários protocolizados nos últimos anos e a efetivação dos mesmos em alguma fase passível de fiscalização tornou-se de suma importância o planejamento das ações.

Neste contexto, as técnicas de geoprocessamento funcionam como ferramenta importante nos tomados de decisão. Segundo Câmara & Medeiros (1998) o geoprocessamento é o uso automatizado de informações que de alguma forma está vinculada a um determinado lugar no espaço, ou através de uma coordenada geográfica, o qual reúne a maior capacidade de processamento e análise de dados espaciais e que pode ser aplicado a qualquer tema que manipule dados ou informações vinculadas a um determinado lugar no espaço e que seus elementos possam ser representados em mapas.

O objetivo deste trabalho foi demonstrar a aplicação de técnicas de geoprocessamento no planejamento das fiscalizações minerárias no Estado de Mato Grosso tendo em vista a crescente demanda em pesquisa mineral.

2. Materiais e Métodos

O Estado de Mato Grosso tem uma área de 906.806,9 Km². Desta, cerca de 33.000 Km² (3,64% da área total) está definido como unidade de conservação integral e unidade de conservação de uso sustentável na modalidade reserva estrativista. Ainda, as terras indígenas ocupam uma área de aproximadamente 133.750 Km² (14,75% da área total), totalizando assim 166.750 Km² (18,29% da área total) de áreas restritas a atividade de mineração. Assim, o Estado de Mato Grosso disponibiliza uma área de 740.056,9 Km² para a atividade de mineração sem considerar eventuais áreas de conflito que impedem a implantação imediata da atividade minerária ou até mesmo restringindo-a (Figura 1).



Figura 1 – Áreas restritas para mineração no Estado de Mato Grosso.

Devido à extensão da área do Estado de Mato Grosso, as dificuldades inerentes à fiscalização mineral “in loco” tornaram-se cada vez maiores à medida que o número de processos minerários aumentou. Assim, o uso do geoprocessamento como ferramenta facilitadora tornou-se um instrumento primordial na execução dos planejamentos estratégicos da autarquia.

Primeiramente o Estado de Mato Grosso foi dividido em macrorregiões de acordo com as principais rotovias federais e estaduais. Nesta etapa, as vias de acesso (rodovias) foi o critério adotado para realizar a divisão do Estado em macrorregiões. Em seguida, foi elaborado um mapa de tendência da evolução dos processos minerários no período de 2002 a 2007 evidenciando as principais áreas requeridas no Estado de Mato Grosso. A partir daí, as macrorregiões foram divididas em microrregiões de acordo com a tendência de distribuição das áreas dos processos minerários aumentando o controle das regiões com maior número de processos.

Assim estava definido o mapa das rotas a ser utilizado no planejamento das atividades de fiscalização.

A partir desta fase inicia-se o trabalho de filtragem no banco de dados dos processos minerários objetivando identificar os processos passíveis de fiscalização. Questões simples, porém importantes, podem ser definidas através das seguintes indagações e respostas constantes da tabela 1.

Pergunta	Resposta
Quais processos podem ser fiscalizados?	Processos com os títulos: alvará de pesquisa, portaria de lavra, permissão de lavra garimpeira, registro de extração e beneficiamento.
Quais processos já foram fiscalizados no ano?	Priorizar processos com títulos que ainda não foram fiscalizados no ano.
Quais processos ocorrem em algum tipo de situação?	Priorizar processos com registro de situações.

3. Resultados e Discussão

As figuras 2, 3 e 4 representam os resultados obtidos correspondendo respectivamente ao Mapa de rotas das macrorregiões mineradoras no Estado de Mato Grosso, Mapa de tendência da evolução dos processos no Estado de Mato Grosso e Mapa de rotas das microrregiões mineradoras no Estado de Mato Grosso.



Figura 2 – Mapa de solos das microregiões.

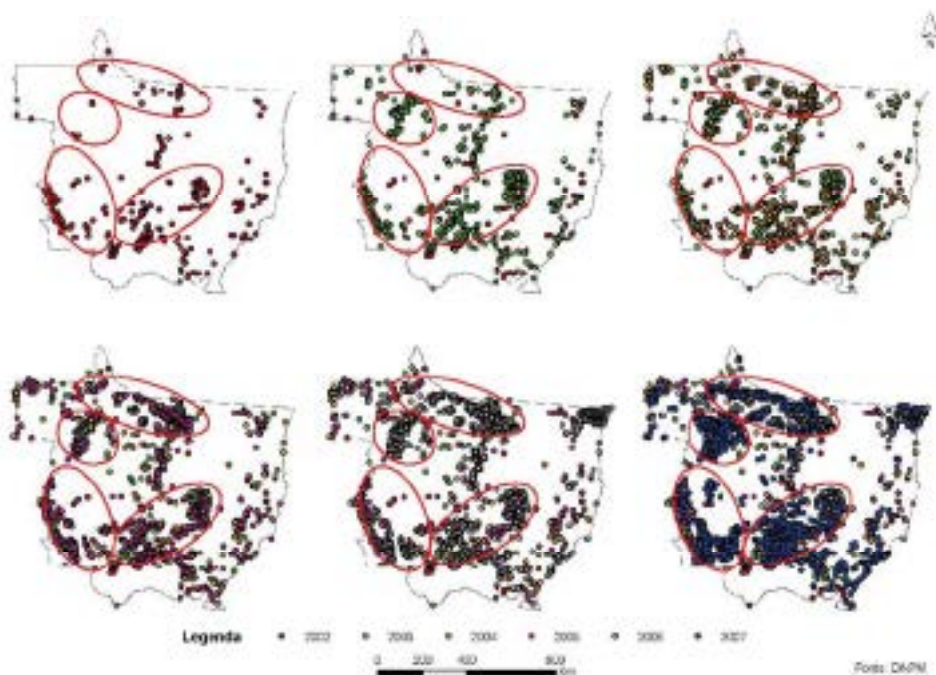


Figura 3 – Evolução dos processos minerais no Estado do Acre em função de 2002 a 2007.

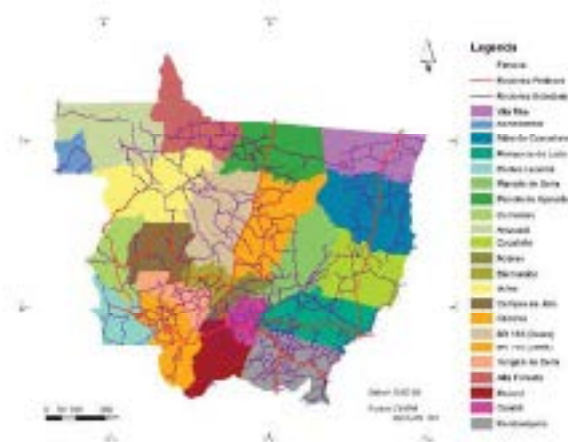


Figura 4 – Mapa de solos das microregiões.

De acordo com a Secretaria de Indústria Comércio e Mineração de Mato Grosso o Estado está classificado em cinco províncias minerais, a saber: Província do Norte, Província do Parecis, Província do Centro-Sul, Província do Sudeste e Província do Sudoeste. Destas, três tiveram destaque devido à concentração de áreas requeridas para a pesquisa e exploração mineral; a Província do Norte, na microrregião de Feijoto de Azevedo destacando-se a extração de ouro; a Província do Centro-Sul, nas microrregiões de Nobres, Pocrané e Caiabá destacando-se respectivamente a extração de calcário, ouro e minerais de uso imediato como areia e cascalho, e a Província do Parecis, na microrregião de Juína destacando-se a exploração de diamante.

A microrregião de Pontes e Lacerda, apesar de apresentar um número considerável de áreas requeridas, encontra-se no domínio de faixa de fronteira o que aumenta a burocratização do processo até a emissão do título mineral.

O número de processos passíveis de fiscalização chegou a 2.837, considerando os dados de 22 de abril de 2009. Destacou-se as microrregiões de Feijoto de Azevedo, Pocrané e Nobres como as principais áreas em volume de processos em alguma fase passível de fiscalização (Figura 5).

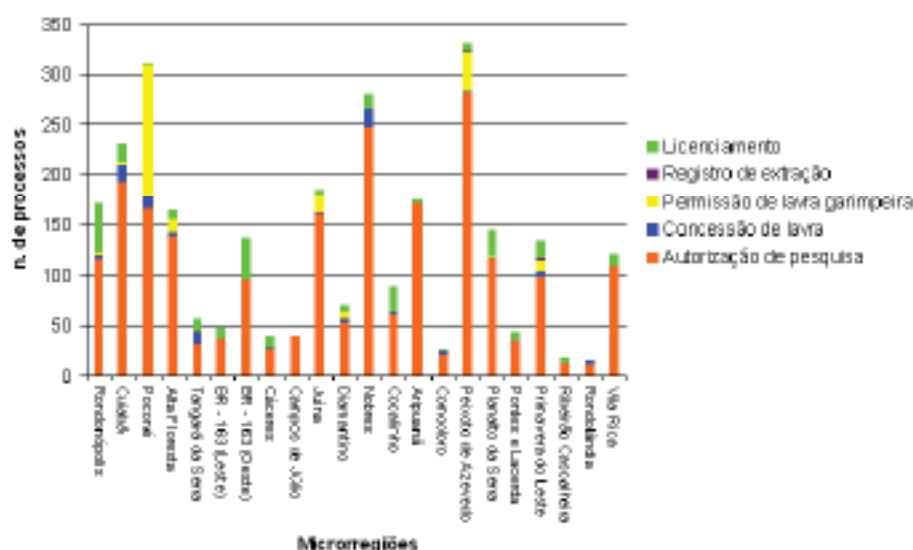


Figura 5 – Número de processos passíveis de fiscalização por microrregião.

É importante ressaltar que a divisão do Estado de Mato Grosso em regiões mineradoras será revista sempre que necessário, uma vez que a área hoje marcada para pesquisa ou lavra poderá estar livre assim, modificando assim a criação das principais regiões mineradoras.

4. Conclusão

A utilização de técnicas de geoprocessamento no planejamento das atividades de fiscalização em áreas tituladas pela União potencializa o trabalho da subseqüência, aumentando a eficiência das operações de fiscalização além de equacionar a grande demanda de áreas a serem fiscalizadas.

5. Referências Bibliográficas

Chavez, G.; Medina, I. S. de. Princípios básicos em geoprocessamento. In: Anad, P. D.; Sosa, E. E. Sistemas de informações geográficas: aplicações em agricultura. 2. ed. Brasília: Embrapa, 1998.
 Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM). Disponível em: <<http://www.dnp.gov.br>>. Acesso em: 27.abr.2009.
 Faria, I. I. Geografia do Mato Grosso. Curitiba: Eduec, 2003. 88p.
 Secretaria do Estado do Meio Ambiente do Mato Grosso (SEMA). Disponível em: <<http://www.sema.mt.gov.br>>. Acesso em: 01.out.2008.
 Secretaria do Estado de Planejamento e Coordenação Geral do Mato Grosso (SEPLAN). Disponível em: <<http://www.seplan.mt.gov.br>>. Acesso em: 01.out.2008.

MOVIMENTOS TECTÔNICOS PROTEROZOICOS NO NORTE DO ESTADO DE RORAIMA: UM ESTUDO COM BASE EM DADOS DE SENSORES REMOTOS (AÉREOS E ORBITAIS) E DE CAMPO

Stélio Soares Tavares Júnior¹, Paulo Veneziani² (in memoriam), Luiza Cíntia Bezerra Neto⁴

¹ IGEGM/UFRR - Av. Eng. Garcez, 2413. Aeroporto, 69304-008. Boa Vista-RR.

e-mail: stelio@degi.ufrr.br, luiza@degi.ufrr.br

²Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos – SP

RESUMO

Este estudo visou à interpretação dos movimentos tectônicos relativos das principais estruturas geológicas proterozóicas mapeadas na região norte de Roraima, por meio de trabalhos de campo auxiliados pela fotointerpretação de imagens de sensores remotos ópticos e SAR, com intuito de contribuir com o enriquecimento geológico da região. As orientações medidas em campo e as indicadores cinemáticos dos movimentos relativos confirmaram as interpretações realizadas com os produtos de sensoriamento remoto. O arranjo estrutural estabelecido evidencia pelo menos quatro fases distintas de movimentação tectônica relacionadas à Era Proterozóica.

INTRODUÇÃO

A constituição geológica do estado de Roraima guarda importantes registros da complexa evolução da parte setentrional do cráton Amazônico. A potente variabilidade de ambiência geológica credencia essa região, como portadora em potencial de um significativo patrimônio mineral, comparável ao das principais regiões produtoras de minério da Amazônia. Contudo, o atual conhecimento geológico do território norte do estado de Roraima ainda se encontra em estágios precários, conseqüentemente análises que levam a associações desses ambientes com ocorrências minerais carecem de estudos tectônicos mais apurados, desde levantamentos básicos, sem de ferramentas tecnológicas, como meio auxiliar, e de modelagens voltadas aos estudos geocientíficos.

Nesse contexto que este trabalho vem contribuir com o enriquecimento do conhecimento sobre a geologia de Roraima através da aplicação de técnicas de fotointerpretação geológica sobre imagens de sensores remotos obtidas no espectro óptico e na faixa das microondas, como meios auxiliares às investigações geológicas, em especial aquelas direcionadas à elaboração de modelos de evolução dos movimentos tectônicos em uma parte integrante da região norte do estado de Roraima, representativa de sua constituição geológica e portadora de uma disponibilidade satisfatória de dados de sensoriamento remoto e geológicos. Em síntese esses estudos visam subsidiar futuras pesquisas de aproveitamento dos recursos minerais dessa região.

A área de estudo situa-se na porção centro – norte do estado de Roraima, mais precisamente entre os meridianos de 60°35'14" W e 61°48'36" W e os paralelos de 03°41'16" N e 04°33'31" N. O principal acesso terrestre é feito pela rodovia federal BR-174, que atravessa toda extensão da área em uma direção aproximada N-S (Figura 1A).

O território do Estado de Roraima é parte integrante da porção norte do Cráton Amazônico, no sentido empregado como sinônimo de Plataforma Amazônica. A evolução desta unidade Geotectônica, conforme Amaral (1984) iniciou-se a partir de núcleos apressos, com retrabalhamentos e remobilizações durante o Ciclo Transamazônico, tendo se estabilizado em períodos mesoproterozóicos. Porém, no decorrer de sua evolução experimentou dois importantes eventos de restivação plattiformal, retratados pelo amplo desenvolvimento de associações vulcano – plutônicas e seqüências sedimentares de plataforma.

Desse modo, considerando resultados de trabalhos anteriores, como Projeto Roraima Central (CPRM 1999), análises fotointerpretativas e trabalhos de campo, foram discriminadas sete unidades litológicas: associações de supracrustais do Grupo Casuarina, conjunto de rochas graníticas da Suíte Intrusiva Pedra Pintada, associação de rochas vulcânicas do Grupo Saruma, maciços graníticos da Suíte Intrusiva Saracáca, rochas sedimentares paleoproterozóicas do Supergrupo Roraima, incluindo a Formação Tepequém, corpos máficos da Unidade Magnetismo Avançarem e sedimentos roraiminos

da Formação Boa Vista. As principais estruturas tectônicas identificadas apresentam direções WNW-NSB e E-W e correspondem, preferencialmente, às zonas de cisalhamento transcorrentes (ZCT).

MATERIAIS E MÉTODOS

Os dados de sensoriamento remoto utilizados consistiram nos imagens digitais dos sensores orbitais SAR (*Synthetic Aperture Radar*) dos satélites RADARSAT-1 e JERS-1 e do aerotransportado GFMS 1000, bem como na imagem do mosaico preparado entre as cenas do satélite Landsat 5/TM, cujas características são apresentadas na Tabela 1:

Tabela 1 – Principais características dos dados de sensoriamento remoto utilizados na pesquisa.

Satélite	Sensores/Imagens	Banda/Panigão	Data	Resolução Espacial (m)	Elevação Solar/Inclinação	Ar. Solar/ Ar. Densificação
Landsat-5	TM 233/37	2,4 x 5	17/02/90	30	47,55°	113,33°
Landsat-5	TM 233/37	2,4 x 5	11/02/91	30	46,64°	113,28°
RADARSAT-1	SAR-C	S1 Descoberto	01/10/2001	27,6 x 37	30°-37°	203°
RADARSAT-1	SAR-C	S1 Descoberto	23/11/2000	24,2 x 37	36°-42°	203°
JERS-1	SAR-L	Descoberto	10/05-06/96	18 x 18	33 (variável)	203°
GFMS	SAR-X	N-8	1971-1972	16 x 16	—	W

As imagens de sensoriamento remoto do tipo óptica foram previamente corrigidas no que diz respeito à interferência atmosférica e aplicadas funções de realce para obter uma qualidade visual e uma homogeneidade aproximada na imagem do mosaico. Tanto os dados ópticos como os dados SAR foram ortorectificados com modelos digitais de elevação (DHEs) e integrados, via técnica IHS nos dados aerogeométricos, os quais receberam reparações e transformações para uma malha compatível à integração digital com os dados de sensoriamento remoto.

Os procedimentos aplicados para a fotointerpretação geológica seguiram as metodologias desenvolvidas por Veneziani & Anjos (1982) para dados ópticos e de Santos et al. (2000) para dados SAR. De uma forma geral esses procedimentos envolvem análises tanto mono como estereoscópica com pares SAR e híbridos (SAR e óptica), além de análises sobre produtos digitalmente integrados via técnica IHS, visando à associação de um significado geológico aos elementos de imagem e de suas relações.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

As análises fotointerpretativas sobre as imagens de sensoriamento remoto orbital, produtos integrados e mapas da rede de drenagem e de lineamentos, juntamente com os dados pré-existentes e os adquiridos durante os trabalhos de campo permitiram o entendimento de diversos aspectos geológicos, que incluem a discriminação de estruturas tectônicas dúcteis, dúcteis – rúpteis e rúpteis e seus movimentos relativos. O arranjo estabelecido por essas estruturas evidencia pelo menos quatro fases distintas de movimentação tectônica relacionadas à Era Proterozóica. Para a caracterização dessas fases, também, foram consideradas informações litológicas e geoestratigráficas provenientes de pesquisas anteriores.

A fase mais antiga, denominada neste trabalho de Fase 1, é representada pelas estruturas deformacionais impressas nas rochas supracrustais do Grupo Camaracá, as quais são associadas a um ambiente metamórfico da fácies anfíbolito a granulito (CPRM, 1999). Como essas rochas afloram de forma restrita na área de trabalho, poucos registros dessas estruturas foram observados. Destaca-se o desenvolvimento de uma foliação caracterizada pelo lambramento gneissico e pela orientação preferencial de minerais micáceos, indicativos de deformações que imprimiram um eixo *fabric* dúctil. As medidas obtidas para essa foliação, em torno de N70-30W/40NE situam-se bem próxima a uma das orientações principais da foliação mágnética da fase posterior, correspondente à direção NB-SW, sugerindo uma superposição entre essas foliações. Como não se têm registros dessas feições nas unidades da Suíte Intrusiva Pedra Pintada e do Grupo Saruama, pois as deformações nestas unidades apresentam um caráter dúctil – rúptil, assegura-se que o encerramento dessa fase estreja relacionado ao

intervalo de 2005 ± 45 Ma a 2006 ± 4 Ma, idades obtidas para a colocação dos granitos da Suite Intrusiva Pedra Pintada (Almeida et al. 1997) e para o início da cristalização das vulcânicas Soruma (Costa, 1999). Deste modo acredita-se que o arranjo estrutural relacionado a essa fase tenha contribuído para as condições tectônicas que condicionaram tanto os alojamentos das rochas da Suite Intrusiva Pedra Pintada, como a formação da bacia ou bacias que acolheram as detritões vulcânicas do Grupo Soruma.

A Fase 2 resultou da reativação das antigas linhas de fraquezas crustais geradas na fase anterior. Tais estruturas estão impressas, principalmente, nas rochas da Suite Intrusiva Pedra Pintada, do Grupo Soruma e da Suite Intrusiva Saracá. Foi possível estabelecer a correspondência com as direções do modelo teórico – empírico adotado, descrito em Bridgell & Christie-Blick (1985), ver Figuras 1B e 1C. As principais direções estruturais dispõem-se em torno de E-W e WNW-ESE (N70W), paralelas à Y ou D do modelo, e que juntamente com as direções secundárias ENE-WSW a NE-SW (R) e ESE-WNW a NW-SE (P) constituem zonas de cisalhamento dúcteis com arranjo anastomosado. Este cisalhamento foi responsável pelo desenvolvimento da foliação cataclástica – milonítica, mais penetrativa nas vulcânicas Soruma e cujas orientações seguem os encurvamentos do pacote anastomosado. Ao longo das zonas de cisalhamento transcorrentes E-W desenvolveram-se estruturas NW-SE, paralelas à P, que configuram uma disposição sigmoidal, com arrastos indicando sentido sinistral. Essa disposição também implica na ocorrência de campos obliquos e ou falhas de empurrão com vergências de SW para NE e vice-versa (Figura 1C). Outras direções secundárias são representadas pelos lineamentos estruturais de N50E, paralelos à T e correspondentes às falhas e ou juntas. A reativação dessas linhas de fraquezas crustais na 2ª fase se submete aos movimentos da 2ª, Base quando estrutural, incluindo sua cinemática, é sugestivo de um transporte de massa (vergência) de NE para SW, bem como de um regime tectônico transpressivo com esforços transtensionais localizados que geraram, em níveis dúcteis, estruturas tipo *release-shear*, as quais permitiram os alojamentos dos termos finais da Suite Intrusiva Pedra Pintada e de grande parte das máximas da Suite Intrusiva Saracá. A cronologia desta fase é marcada pelas idades absolutas de 1966 ± 9 m.a. (Schubertaux et al. 1994) e de 1917 ± 38 m.a., obtidas para a cristalização de um riolito do Grupo Soruma e um sienogranito da Suite Intrusiva Saracá, respectivamente.

A Fase 3 é marcada pelo aparecimento de zonas de cisalhamento transcorrentes de orientação NE-SW, que claramente cortam as principais direções da fase anterior. Ao longo dessas zonas desenvolve-se uma proeminente foliação cataclástica – milonítica de alto ângulo e com mergulhos preferenciais para NW, posição aproximada de encurtamento do eipóide de deformação. Localmente essa foliação desenha frições de arrasto, caracterizando uma tectônica de natureza dúctil e sentido de movimentação distal (Figura 1D). Nesses locais, a visão tridimensional permitiu a observação de foliações com ângulos de mergulho menos íngremes, sugerindo a ocorrência de campos obliquos.

A Fase 4 constitui-se por um arranjo estrutural impresso em grande parte das unidades litológicas aflorantes no setor NW da área (vulcânicas ácidas do Grupo Soruma e rochas sedimentares do Supergupo Roraima). Esse arranjo é caracterizado predominantemente por estruturas rúpteis (falhas normais e juntas) e por extensas ZCTs de direção preferencial NE-SW, ou seja, paralelas às principais direções estruturais da Fase 3.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

As análises fotointerpretativas mono e estereoscópicas empregadas sobre as imagens de sensoriamento remoto e dos produtos integrais, aliadas aos dados de campo e de mapeamentos anteriores permitiram a obtenção de importantes contribuições tanto na caracterização litológica como estrutural. Com relação à caracterização estrutural, importantes direções estruturais foram interpretadas, entre essas, destacam-se as direções E-W, WNW-ESE (N70W), NE-SW, NW-SE e NNE-SSW (N20-30E), correspondentes às zonas de cisalhamento transcorrentes, campos obliquos, falhas transcorrentes, estruturas planares como foliações miloníticas – cataclásticas e estruturas rúpteis relacionadas às falhas normais e juntas. As análises dos relacionamentos entre essas estruturas possibilitaram a interpretação de um regime tectônico predominantemente transpressivo de natureza dúctil, dúctil – rúptil e rúptil com esforços transtensionais localizados, distribuído em quatro fases de movimentação tectônica durante o Páteroceno.

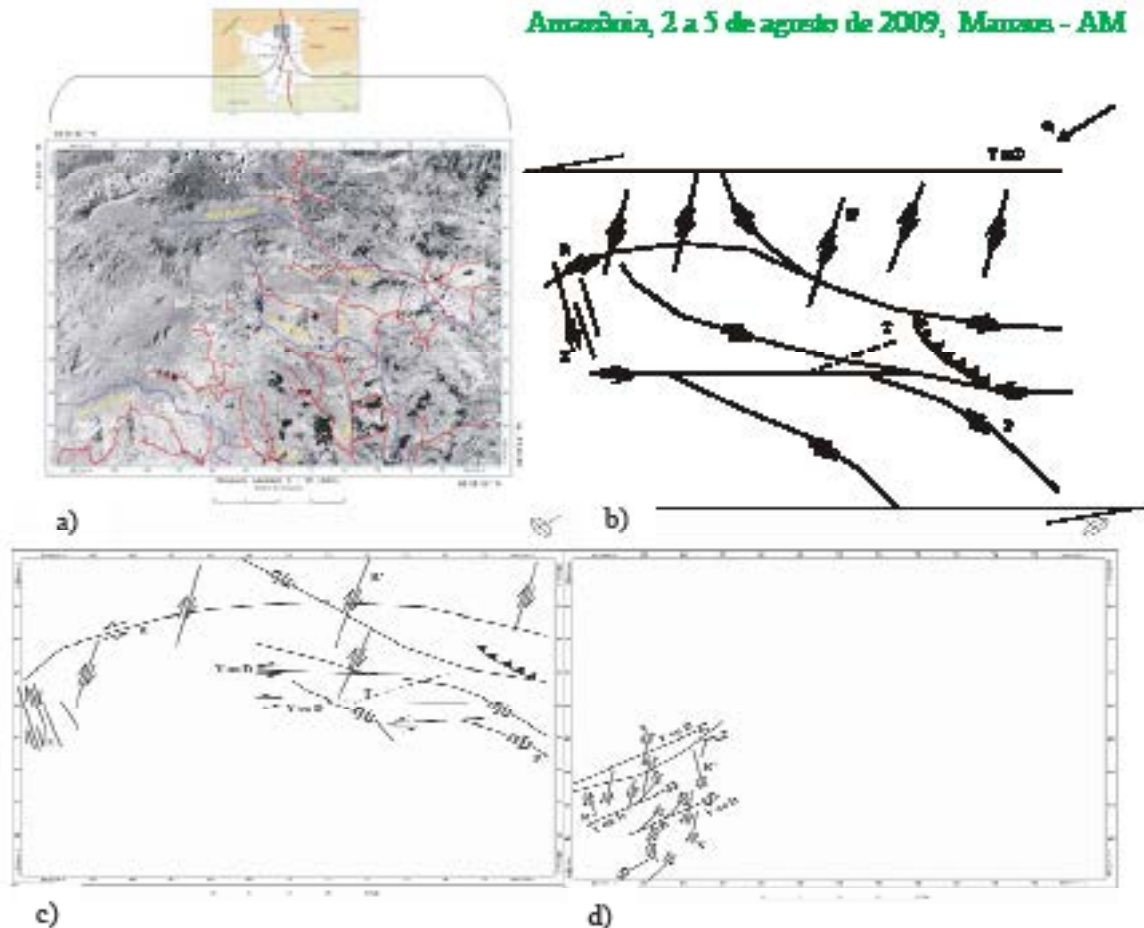


Figura 1 – (a) Esboço da localização da área de estudo. (b) Modelo tectônico – simplificado adotado para as relações angulares estruturais, descrito em Hiddle & Christie-Hlick (1985). (c) Corresponências das orientações estruturais sintaxiais e tectônicas em campo, referentes à Fase 2, com as direções do modelo tectônico – simplificado adotado. As Principais estruturas correspondem ao ZCT e obliquas E-W e NNW-ESE (You1) e NW-SE (P). (d) Corresponências das orientações estruturais sintaxiais e tectônicas em campo, referentes à Fase 3, com as direções do modelo tectônico – simplificado adotado. As Principais estruturas correspondem ao ZCT N15-SW (You1) e estruturas obliquas NNW-ESE e NNE-SSW, representadas principalmente por alinhamentos de drenagem e correspondentes a R' e X.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Amorim, G. 1984. Províncias Tapajós e Rio Branco. In: Almeida, F. F. M. de & Harai Y. (Eds). O Precambriano do Brasil. São Paulo, Editora Riber Lida, p.8-35.
- Almeida, M. R.; Fraga, L. M. B.; Macambira, M. I. R. 1997. New geochronological data of calc-alkaline granitoids of Roraima State, Brazil. In: South-American Symposium on isotope Geology, Extended Abstracts, p.34-37.
- Hiddle, K.T. & Christie-Hlick, N. 1985. Glossary – strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. In: Hiddle, K.T. & Christie-Hlick, N. eds. Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. Soc. Econ. Paleont. Min., Publicação Especial(37):375-386.
- Costa, J. A. V. 1999. Tectônica da região nordeste do Estado de Roraima. Tese de Doutorado em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 315p.
- CPRM, Serviço Geológico do Brasil 1999. Roraima Central. Folha NA.20-X/NA.21-V, Escala 1:500 000, Manaus, CPRM, 1 CD Rom.
- Santos, A. R.; Veneziani, P.; Paradelo, W. R.; Moraes, M. C. 2000. Radar aplicado ao mapeamento geológico e prospecção mineral: aplicações. São José dos Campos, INPE/ALHMB, 109p.
- Schubert, C.; Hope, A.; Lark, A.; Bassano, A. 1994. Idade U/Pb do magmatismo Ustariá no norte do Cráton Amazônico, Estado das Guianas (Brasil): primeiros resultados. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Anais, p.395-397.
- Veneziani, P. & Anjos, C. E. 1982. Metodologia de interpretação de dados de Sensoriamento Remoto e aplicações em Geologia. São José dos Campos, INPE, 54p.

USO E OCUPAÇÃO DO SOLO E ASPECTOS AMBIENTAIS NO SUDESTE DE RONDÔNIA

Loiz Antonio da Costa Pereira e João Marcelo Rodrigues de Castro
Serviço Geológico do Brasil - CPRM, Porto Velho - (RO)
loizantonio@serv.cprm.gov.br, jmcastro@serv.cprm.gov.br

RESUMO

Este trabalho desenvolvido como parte integrante do Projeto Argilas da Bacia de Pimenta Bueno, estabeleceu como objetivo a definição do uso e ocupação do solo na área estudada em uma extensão aproximada de 2.609 km², resultando no mapeamento das áreas usadas para plantações, pastagens e aquelas com vegetação original remanescente. O modelado sócio-econômico espacial na área responde traduz forte vinculação cultural com a intensa colonização iniciada a cerca de quarenta anos, o que resultou na remoção de grandes extensões de áreas florestadas e mesmo de cerrado para a implantação de projetos de agropecuária. O propósito do trabalho também foi o de conhecer a distribuição das diversas atividades sócio-econômicas locais na área, procurando observar alguma relação de afinidade ou conflito com a mineração de argila, bem como com os depósitos e ocorrências de argila, visando fornecer subsídios para um planejamento e ordenamento territorial.

INTRODUÇÃO

O modelo de planejamento territorial em Rondônia se consolidou como resultado de um processo histórico-cultural de expansão de fronteira agropecuária, que trouxe em seu bojo entre outros e acertos, o nível de conhecimento e cultura da época de sua implantação, interesses econômicos e políticos, tendo sido pouco levado em conta a inadequação das formas de interação com o ecossistema original. Tampouco se considerou os interesses e a cultura local. Simplesmente aplicou-se o modelo colonizador de 500 anos passados: apropriação dos recursos naturais aproveitáveis sem o devido cuidado com os efeitos negativos ao meio ambiente. O desenho concreto e atual desse mosaico (Figura 1) mostra propriedades privadas locais grandes e pequenas de apenas 50 ha, até a alguns milhares de hectares, muitas das quais desprovidas da totalidade da biodiversidade natural, outras buscando recuperação da degradação infligida e outras ainda com áreas passíveis de proteção ambiental. Esse modelo se repete em escala micra e local em várias regiões do estado de Rondônia, onde o modelado espacial é clássico: áreas de uso agropecuário e alguma vegetação original remanescente, e como agravante bacias hidrográficas bastante afetadas.

MATERIAIS E MÉTODOS

Destacamos as duas principais fases da execução desse trabalho, considerando que todos os outros parâmetros objetivos e resultados foram definidos previamente no escopo do projeto acima referido. Primeiramente, usando técnicas de processamento digital de imagens de satélite e o conhecimento preliminar do intérprete sobre a região, obteve-se uma classificação preliminar acerca dos diferentes tipos de materiais, conforme suas respostas espectrais, ocorrentes na área de estudo: a interpretação. Para isso foi utilizada a imagem de satélite digital LANDSAT TMS-WRS 23D068 de 25/07/2006, obtida junto ao SIPAM de Porto Velho. Finalmente de posse das informações interpretativas, procedeu-se o trabalho de mapeamento em campo percorrendo todas as vias terrestres da área, tendo como base de orientação a malha viária digital do Estado de Rondônia, também proveniente do SIPAM de Porto Velho, quando foram observadas as principais unidades de uso da terra. Foram marcadas as posições das principais unidades de áreas de cultivo, pastagens, florestas remanescentes, vegetação secundária e outros elementos de menor expressão areal.

RESULTADOS

A área em questão tem cerca de 2.600 km², compreendendo parte dos municípios de Cacoal, Pimenta Bueno, Primavera de Rondônia, São Felipe d'Oeste, Espigão d'Oeste, Castanheiras e Rolim de Moura. O mosaico geral da área apresenta áreas rurais e urbanas; nas áreas rurais o padrão típico se configura em áreas de pastagens, áreas com cultivo agrícola e fragmentos de vegetação original, ocorrentes sobre relevo plano a suavemente ondulado entrecortado por densa rede hidrográfica. Os resultados do mapeamento de uso e ocupação do solo foram obtidos conforme a integração dos dados preliminares de escritório, da interpretação das imagens de satélite e dos trabalhos de campo, todas as etapas se complementando e convergindo (conforme já explicitado anteriormente no método do trabalho) para a representação mais próxima e adequada aos objetivos do presente trabalho: o mapa de uso e ocupação do solo.

DISCUSSÃO

Por estar inserido num modelo muito maior de processo histórico social, econômico e cultural o uso da terra na região mapeada não inovou, repetindo os modelos de colonização acontecidos antes em São Paulo, Minas Gerais, norte da Paraná, Mato Grosso, etc. Rigorosamente, o modelo econômico da apropriação dos recursos naturais para a criação de valores de troca e de acumulação financeira tem sido o fio condutor e estruturante de toda a economia mundial, pelo menos de forma mais organizada nos dois últimos centenas de anos. O mosaico do uso da terra na imagem de satélite (Figura 2), reconhecido no campo é bem característico e monótono, se repetindo numa sucessão infatigável de pastagens com gado bovino, numerosas áreas de cultivos agrícolas, bem esparsas e pequenas, fragmentos de cerrado e floresta de cerrado. Em campo essa paisagem é percebida mais intensamente com a presença de vários tons de verde, o marrom e areia da terra viúva e o azul forte e seco do céu e sol característico. Outros usos mais pontuais também ocorrem como as áreas de mineração, de piscicultura, de criação de galináceos em granjas, de reflorestamento e de empreendimentos culturais e de lazer. Inovações são identificáveis em plantações em consórcio, por exemplo, café e cupuaçu e café e teca. É importante ressaltar que poderá se estar no limiar de uma quebra de paradigma quanto ao uso intensivo e extensivo da terra, cujas práticas inadequadas trazem um forte desequilíbrio à capacidade de suporte do meio ambiente, criando por sua vez do modelo do regime econômico vigente. Certamente um modelo que respeite a biodiversidade animal e vegetal bem como o ar, a água, o solo e o meio geológico, com o aproveitamento mais parcimonioso da natureza seria de considerável importância, caso aplicado a partir de agora, podendo se reverter em benefício para as gerações futuras.

CONCLUSÃO

Na área de estudo do projeto o uso da terra como decorrência do principal modelo econômico referido, também foi acentuada priorizando o modelo cultural agropecuário, ou seja: remoção da cobertura vegetal para implantação de pastagens e cultivos agrícolas. Os aspectos ambientais relacionados a esse modelo se referem principalmente aos impactos por ele gerados. Não se detectou conflitos entre diferentes usos da terra na área, ao contrário há uma boa diversificação de usos, com pouca interferência entre eles. Talvez uma questão que possa trazer algum conflito e prejuízo à população é a fumaça das queimadas, principalmente de áreas rurais, de difícil solução, pois além da dificuldade da flagrante para imputação de responsabilidade ao causador, há que se educar para o uso de novas tecnologias para a substituição dessa prática. De qualquer maneira é um impacto que atinge a todos indiscriminadamente, seja gente, animais e ao meio físico em geral. Há a necessidade premente de se respeitar a capacidade de suporte do meio físico, especificamente na área do projeto sobre os solos arenosos que ocorrem com frequência e por serem muito pouco estruturados precisam da proteção de cobertura vegetal sob pena de estar se iniciando processo de desertificação. Portanto, são áreas que devem ser preservadas e recuperadas. A prática de desmatamentos indiscriminados para o plantio de capim deve ser evitada, buscando se aproveitar as áreas já abertas e sua recuperação para o desenvolvimento de pastagem e reflorestamento. Sugere-se a realização de estudo integrado das bacias hidrográficas da região visando conhecer seus regimes hidrológicos, e de que forma estão sendo afetados, pelo intenso e extenso uso da terra e as possibilidades de suas recuperações e gestão de seus recursos naturais. Também se sugere a realização de pavimentação

adequada de algumas vias e a drenagem das águas pluviais, bem como o asfaltamento de algumas estradas com a implementação de conservação das margens e das pontes visando o combate à erosão, à poeira, atolentos e buracos, e à dificuldade do transporte dos produtos rurais na região.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- SIPAM. Imagem de satélite LANDSAT TMS-WRS 130468 de 25/07/2006. Porto Velho, 2006. 1 CD-Rom.
SIPAM. Malha viária digital do Estado de Rondônia. Porto Velho, 2008. 1 CD-Rom.

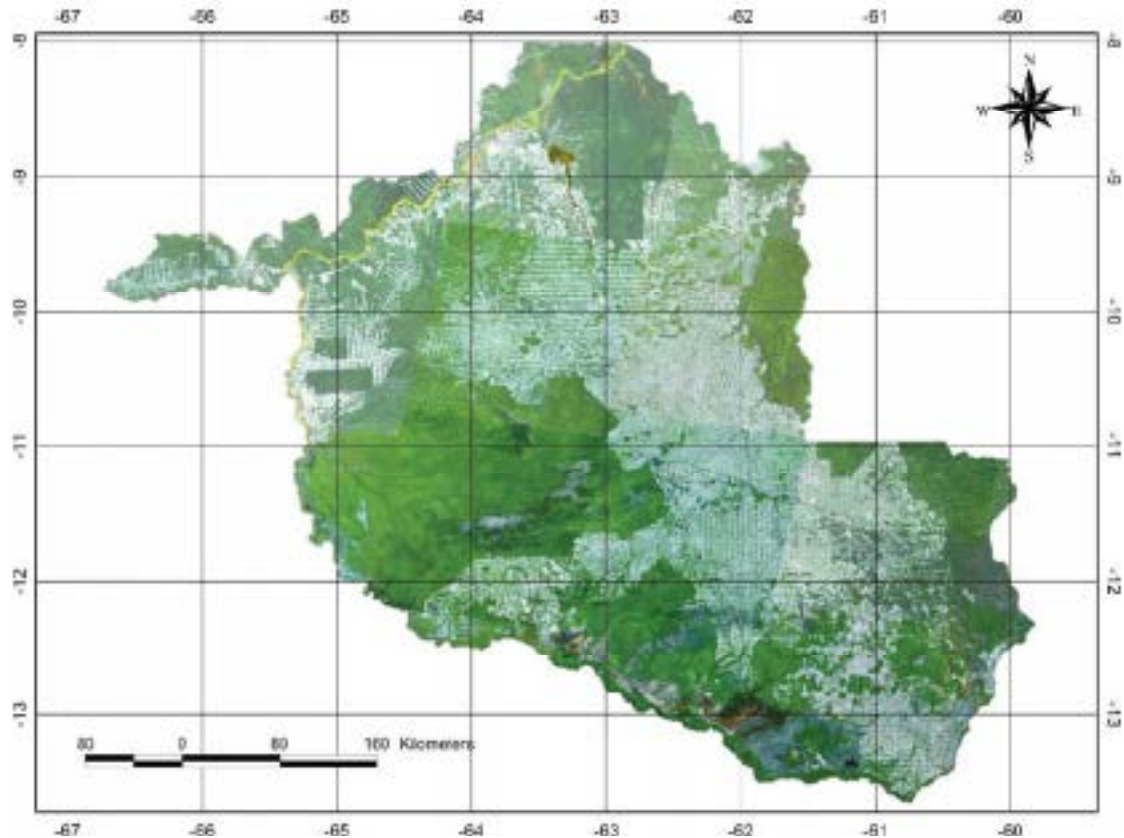


Figura 1: Imagem de satélite com processamento de transformação de cores, mostrando o desmatamento a partir das rotas de ocupação (em amarelo), áreas abertas para agricultura e a vegetação remanescente. Fonte: SIPAM (imagens originais).

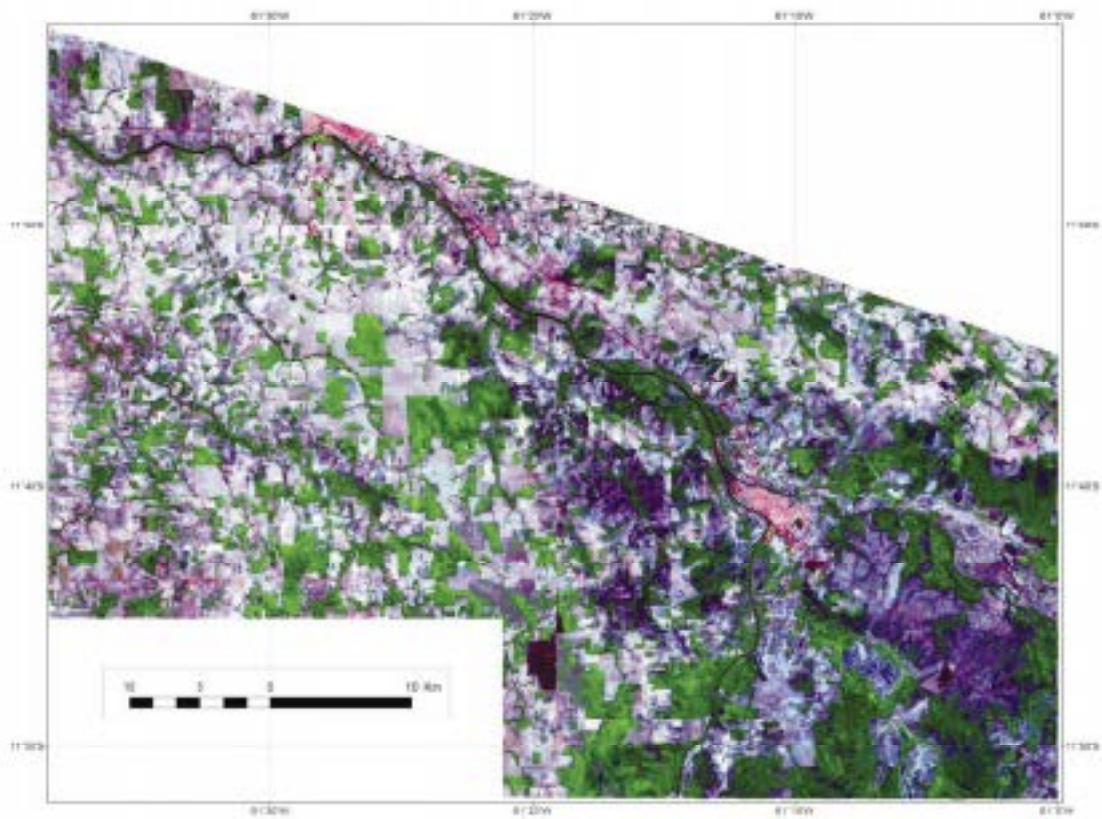


Figura 2: Carta de imagem Landsat TM 5 mostrando a área do projeto.

PROCESSAMENTO E ANÁLISE ESPACIAL DE IMAGENS AEROGEOFÍSICAS NO MAPEAMENTO GEOLÓGICO: O EXEMPLO DO PROJETO AEROGEOFÍSICO ANAFU-TUERÊ, ESTADO DO PARÁ

Cleyton de Carvalho Carneiro¹ (cleyton@ige.unicamp.br), Alvaro Pestana Costa¹ (alvaro@ige.unicamp.br),
Adalene Moreira Silva² (adalene@ufpa.br), Carlos Eduardo de Mesquita Barros³ (cedulbarros@ufpa.br)
Eraldo Cabral Figueira (cfiguei@hotmail.com), Stephen Fraser (Stephen.Fraser@csiro.au)

¹ IGER/UNICAMP; ² GRUMUNE; ³ DGE/UFPA; ⁴ CSIRO/AUSTRÁLIA

Resumo

Em estudos geológicos e prospectivos de regiões como a Amazônia, torna-se fundamental o emprego de técnicas de processamento e visualização de imagens geofísicas, combinadas com análise espacial em ambientes de Sistema de Informações Geográficas. Este trabalho apresenta os resultados obtidos a partir da integração e da análise dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos do Projeto Aerogeofísico Anapu-Tuerê. A interpretação visual de produtos integrados e a técnica de análise espacial "Self-Organizing Maps" (SOM) foram usadas para a integração dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos, buscando identificar e separar as unidades litológicas com base em suas assinaturas geofísicas. Com isso, tornou-se possível diferenciar unidades geológicas distintas com base na abundância de elementos gamaespectrométricos, bem como detalhar as principais estruturas geológicas, realçadas pela magnetometria.

1. Introdução

Imagens aerogeofísicas, assim como diversos outros dados de sensoriamento remoto, fornecem elementos fundamentais para a cartografia geológica. O emprego desses dados otimiza e direciona as fases posteriores das atividades de mapeamento geológico convencional e de prospecção mineral (Paradella *et al.* 1997, Henderson e Lewis 1998, Renz 1999, Drury 2001).

O Serviço Geológico do Brasil - CPRM deu início em 2004 a uma série de levantamentos aerogeofísicos em áreas de restrito conhecimento geológico e com elevado potencial mineral, situadas em várias regiões do país. A aquisição desses dados visa subsidiar as atividades de mapeamento geológico e aos estudos metalogenéticos e exploratórios regionais nessas áreas. Na Amazônia, em 2004, foram realizados três projetos aerogeofísicos: (1) Rio Anapu, (2) Trumbetez, e (3) Anapu-Tuerê.

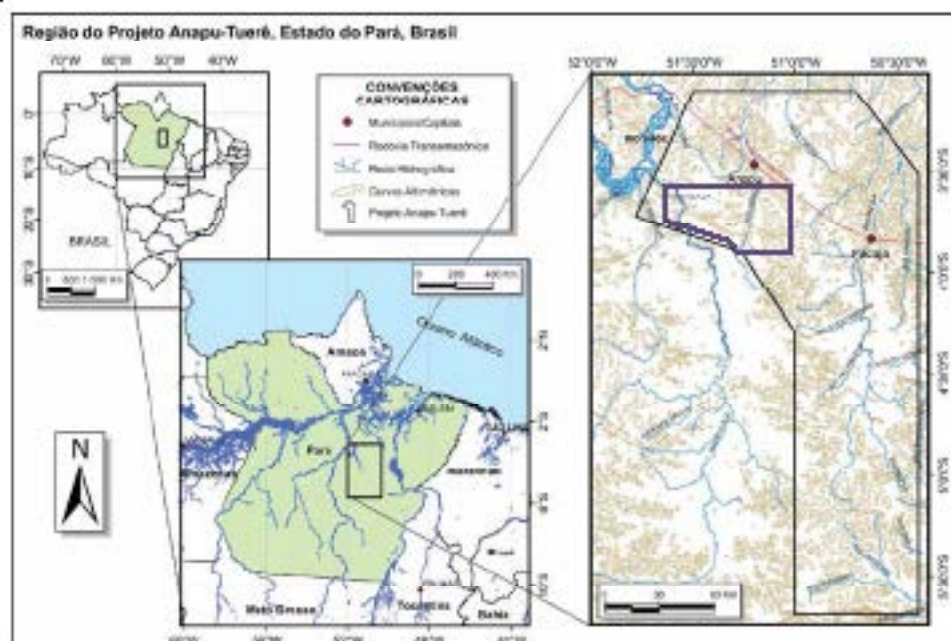


Figura 1. Localização da região do levantamento geofísico (polígono em preto), a área de estudo detalhada (polígono em verde) e a área de estudo (polígono em amarelo).

O presente trabalho apresenta os resultados da aplicação de técnicas avançadas de processamento e de análise espacial de imagens aerogeofísicas utilizando os dados deste último projeto. O objetivo é o de fornecer informações que permitam avançar o conhecimento geológico da região, e de demonstrar a importância do emprego de dados indiretos em programas de mapeamento geológico regional na Amazônia, em combinação com as técnicas aqui apresentadas.

2. Material e Métodos

Projeto Aerogeofísico Anapu-Tucuré

O Projeto Aerogeofísico Anapu-Tucuré (Figura 1), localizado na região central do estado do Pará, foi realizado a partir do "Programa Geologia do Brasil" (PGB), desenvolvido pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM). A aquisição dos dados foi feita entre 10/08 e 20/10/2004 pela empresa LASA Engenharia e Pesquisas S/A. Abrangeu uma área de aproximadamente 24.735 km², recoberta por 53.331 km de perfis. Estes perfis foram dispostos em 310 linhas de produção e 30 linhas de controle. Os parâmetros que nortearam a execução do levantamento são descritos de maneira resumida na Tabela 01.

Interpretação das Imagens Aerogeofísicas

A representação gráfica colorida de três canais ou bandas de uma imagem, cada uma representando uma variável distinta, pode ser obtida pelas composições ternária RGB (*red, green, blue*) ou CMY (*cyan, magenta, yellow*) (Crista *et al.* 1994). Em uma composição RGB a combinação de cores pode ser representada geometricamente por um cubo a partir de seis vértices. Os valores de brilho, ou níveis de cinza de cada banda no sistema RGB, constituem os eixos ortogonais no espaço de cor tridimensional. Nesta técnica de realce digital as informações contidas nas três bandas são combinadas, associando cada uma delas a uma das cores fundamentais: vermelho (R), verde (G) e azul (B). A percentagem de cada cor primária na imagem final indica a contribuição de cada uma das variáveis representadas em cada banda na cena observada.

Tabela 01. Características do levantamento geofísico Anapu-Tucuré.

SERVELEVANTAMENTO GEIFÍSICO ANAPU-TUCURÉ (CPRM-2004)	
Disposição das linhas de produção	NS
Espacamento entre as linhas de produção	0,5 km
Disposição das linhas de controle	EW
Espacamento entre as linhas de controle	20,0 km
Intervalo entre múltiplas perfisadas consecutivas	0,1 s (aproximado); 1,0 s (aproximado)
Altura média do voo	300 m
Velocidade aproximada do voo	200 km/h

Interpretação das Imagens Aerogeofísicas

A representação gráfica colorida de três canais ou bandas de uma imagem, cada uma representando uma variável distinta, pode ser obtida pelas composições ternária RGB (*red, green, blue*) ou CMY (*cyan, magenta, yellow*) (Crista *et al.* 1994). Utilizando a composição ternária RGB com os dados magnetométricos foram geradas três imagens das derivadas verticais do campo magnético anômalo, em ordens de diferenciação distintas: (0,75)-(1,00)-(1,25). A imagem colorida resultante realça os elementos estruturais da área, por meio de lineamentos que puderam ser diferenciados em estimativas de diferentes níveis de profundidade crustal. De modo similar, a representação gráfica dos três canais gammaespectrométricos (K, Th e U) foi obtida pela composição ternária RGB. A imagem colorida resultante realça os atributos tonais dos elementos gammaespectrométricos, auxiliando significativamente a discriminação dos domínios gammaespectrométricos, por sua vez relacionados a distintas unidades litológicas.

A Figura 2 (A) mostra os dois resultados acima descritos resultantes integrados em um produto para fins de visualização. O resultado interpretativo é mostrado na Figura 2 (B), na forma de um mapa litogeofísico, no qual é possível observar unidades e as respectivas contribuições dos componentes gammaespectrométricos.

Análise Espacial com a Técnica Self-Organizing Maps (SOM)

A técnica *Self-Organizing Maps* (SOM) é uma ferramenta para a análise e visualização do espaço n-dimensional, baseado em princípios de quantização vetorial (Kohonen 2001). Freese e Dickson (2007) demonstram que o procedimento SOM pode ser considerado exploratório e o método pode ser utilizado em diversas categorias de operações, tais como: estimativa, classificação, reconhecimento de alvos e redução de ruídos. Para este trabalho, foram utilizadas 8 variáveis geofísicas com significado geológico: K, eTh, eU, TC, eU/eTh, eU/K, eTh/K dos dados gamaespectrométricos, e amplitude do sinal analítico (ASA) do campo magnético anômalo.

Validação dos Resultados

A validação dos resultados obtidos pela aplicação das técnicas acima mencionadas foi feita por meio da realização de trabalhos de campo e de análises petrográficas, em região pré-selecionada dentro da área de estudo. A região aqui apresentada é localizada na região do polígono em mau, apresentada na Figura 1. Na primeira campanha de campo foram descritos 71 afloramentos (marcados na Figura 3) e coletadas amostras para descrições petrográficas.

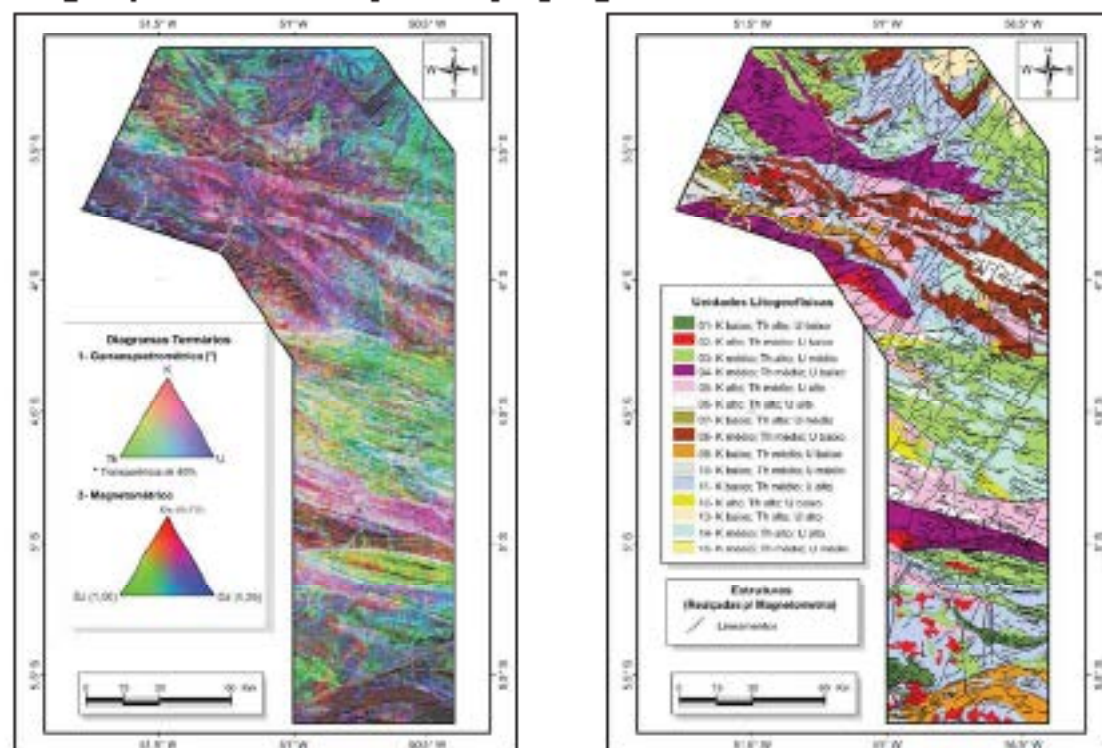


Figura 2. (A) Imagem R(K)-G(Th)-B(U) de gamaespectrometria submetida à imagem R(0,75)-G(1)-B(1,25) das derivadas verticais da curva de diferenciação 0,75, 1 e 1,25 do campo magnético anômalo; (B) Unidades litológicas interpretadas a partir dos dados gamaespectrométricos, com interpretação das estruturas interpretadas a partir dos dados de magnetometria.

3. Resultados e Discussões

A partir da análise e da interpretação da imagem colorida R(K)-G(Th)-B(U) foi feita a discriminação de quinze domínios gamaespectrométricos. A estes domínios associam-se unidades litológicas (Fig. 2-B), representando possíveis unidades litológicas cuja distinção ocorre em função de diferentes assinaturas gamaespectrométricas. Vale ressaltar que esses domínios podem estar relacionados à unidades litológicas já descritas e cartografadas, ou mesmo representar variações faciológicas e composicionais dentro de uma mesma unidade. Os lineamentos realçados pelos dados magnetométricos são relacionados a possíveis traços de fraturas e/ou falhas, decorrentes de eventos de deformação progressiva e heterogênea.

4. Conclusões

A análise integrada de dados de natureza distintas, tais como magnéticos e gammaespectrométricos, são fundamentais para a caracterização de processos geológicos. A partir das 15 unidades litogeofísicas obtidas pela análise e interpretação dos dados aerogeofísicos, tornou-se possível o reconhecimento e definição de grandes unidades geológicas regionais. As 11 classes obtidas pelas análises SOM, validadas pelos trabalhos de campo, possibilitaram o reconhecimento de diferentes rochas e suas respectivas origens petrogenéticas. As relações obtidas dinamizam os trabalhos de mapeamento geológico e podem auxiliar no reconhecimento e entendimento de ocorrências minerais.

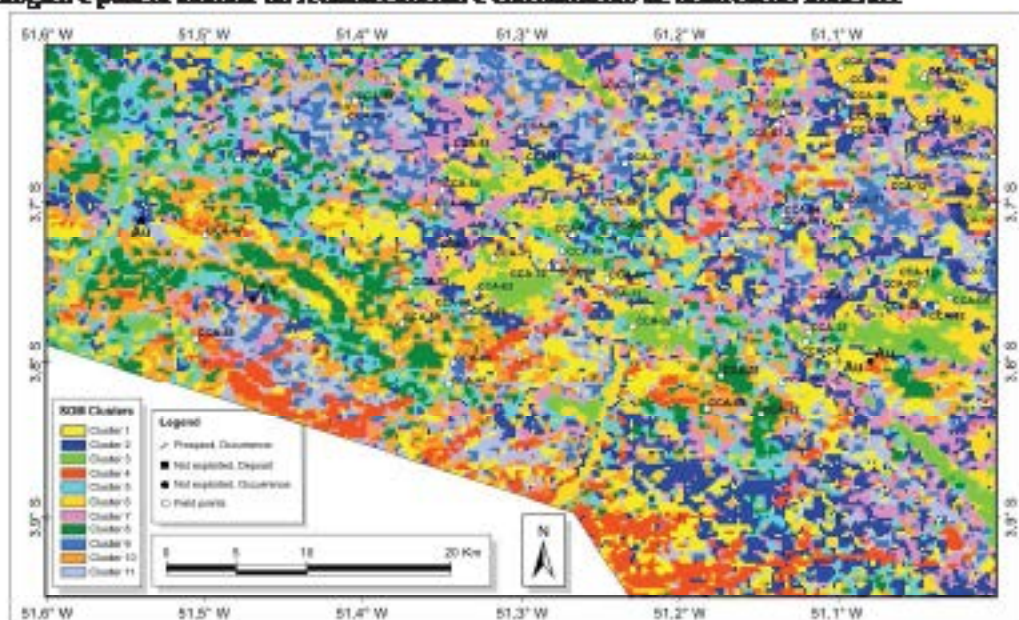


Figura 3. Mapa obtido pelas análises SOM validando pixels validados por classes coloridas. Os pontos de afloramentos e ocorrências de ouro estão plotados no mapa.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao CNPq pela concessão do auxílio que possibilitou o desenvolvimento deste projeto (Processo 478792/2007-7); à FAPESP pela concessão da bolsa de doutorado ao primeiro autor (Processo 05/58368-0); à *Australian Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation's Division of Exploration and Mining (CSIRO/EM)*; e ao INCT Geociências da Amazônia (CNPq/MCT/FAPESPA).

Referências Bibliográficas

- Crista A.P., Bicho C. P., Ferreira J.F.F. 1994. Image processing applied to aerogeophysics: an important tool for geological mapping and exploration in the Brazilian Amazon. In: *10th Thematic Conference on Geologic Remote Sensing - Anisix*, San Antonio, Texas, 2: 539-550.
- Paradella W., Bigonelli P.A., Venesiani P., Fietch R.W., Tustin T. 1997. Airborne and spaceborne Synthetic Aperture Radar (SAR) integration with Landsat TM and gamma ray spectrometry for geological mapping in a tropical rainforest environment, the Carajás Mineral Province, Brazil. *International Journal of Remote Sensing*, 18:1483-1501.
- Duny S. A. 2001. *Image interpretation in geology*. Malden, MA, Blackwell Science. 3rd edition.
- Henderson F.M. e Lewis A.J. 1998. Principles and applications of imaging radar. In: *Manual of Remote Sensing*, 3rd edition, vol. 2. John Wiley/American Society for Photogrammetry and Remote Sensing, 866 p.
- Leuz A.N. 1999. Remote sensing for the earth sciences. *Manual of Remote Sensing*, 3rd edition, vol. 3. John Wiley/American Society for Photogrammetry and Remote Sensing, 707 p.
- Kohonen, T. 2001. *Self-Organizing Maps*, third extended edition, Springer Series in Information Sciences, Vol 30 (Springer: Berlin, Heidelberg, New York).
- Proser, S.J., Dickson, B.L., 2007. A New Method for Data Integration and Integrated Data Interpretation: Self-Organizing Maps. In "Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration" edited by B. Milkoseit, 2007, p. 987-910.

XI Simpósio de Geologia da Amazônia, 2 a 5 de agosto de 2009, Manaus - AM
**INTEGRAÇÃO DE DADOS AEROGEOFÍSICOS E IMAGENS DE SENSORES
REMOTOS NA REGIÃO DA VOLTA GRANDE DO RIO XINGU-PA**

Alessandra de Barros e Silva Buzgalo, LPGA/UFPR; Edimar Perica LABAN/UFPR; Francisco José Fonseca Ferreira, LPGA/UFPR, Carlos Eduardo Mesquita Barros, UFPR.

Resumo

O presente trabalho tem como objetivo testar a utilização de várias técnicas de resgate de anomalias magnéticas para delinear um arcabouço geofísico e compará-lo a terna estrutural derivada da interpretação de produtos de sensores remotos (SRTM/USGS e Landsat 7/ETM+) e mapas geológicos disponíveis. Para tanto, foi selecionada uma área de 270.000 km² que envolve rochas sedimentares e ígneas da Bacia do Amazonas e do Cráton Amazônico, na região da volta grande do rio Xingu (Altamira-Pa), na perspectiva de investigar a continuidade de estruturas do embasamento na cobertura. Os resultados alcançados indicaram que as principais tendências geofísicas do embasamento, na direção WNW-NW, secundariamente NB-SW na bacia, se harmonizam aos lineamentos de superfície.

Introdução

Recentemente, o aumento da resolução espacial e da cobertura espectral dos sensores remotos tornou possível a extração de um número ainda maior de atributos geológicos. Aliada a possibilidade da aplicação de diversas técnicas modernas de resgate de anomalias magnéticas tem-se obtido mapas mais consistentes, principalmente em áreas com cobertura vegetal e de difícil acesso.

A área de estudo localiza-se na porção central do Estado do Pará, limitada pelas seguintes coordenadas geodésicas: 2°31' e 3°51' latitude Sul e 50°57' e 52°36' de longitude Oeste. O maior município da região é Altamira, destacando-se, igualmente, Brazil Novo, Anapu, Vitória do Xingu, Pacajá e Senador José Perácio (Fig.1). A área é atravessada de sul a norte pelo rio Xingu e possui como principal referência hidrográfica ao norte o rio Amazonas, a oeste o rio Tapajós e a leste o rio Tocantins.

Geologicamente (Fig.2), a área envolve rochas do embasamento cristalino e rochas sedimentares e ígneas da Bacia do Amazonas. O embasamento é constituído, principalmente, por granitoides paleoproterozóicos de composição variada da Província Maroni-Itacaiunas (Tassinari & Macambira 1999, 2004) e, subordinadamente, por ardólitos. As unidades do embasamento ocorrem orientadas predominantemente na direção NW-SE, como observado em mapas geológicos (Vasquez & Rosa-Costa 2008). É possível observar também estruturas com direção NW-SE, NNW-SSE, ENE-WSW e NB-SW (e.g. Cordani *et al.* 1984, Hani *et al.* 1996, Wanderley Filho 1991, 1996, Costa & Hani 1997, Vasquez *et al.* 2005).

Cameiro *et al.* (2007) demonstraram, por meio de um estudo de caso no Sistema Transcorrente Carajás, que a compreensão do arcabouço estrutural é facilitada pela integração de dados aerogeofísicos e de sensores remotos.

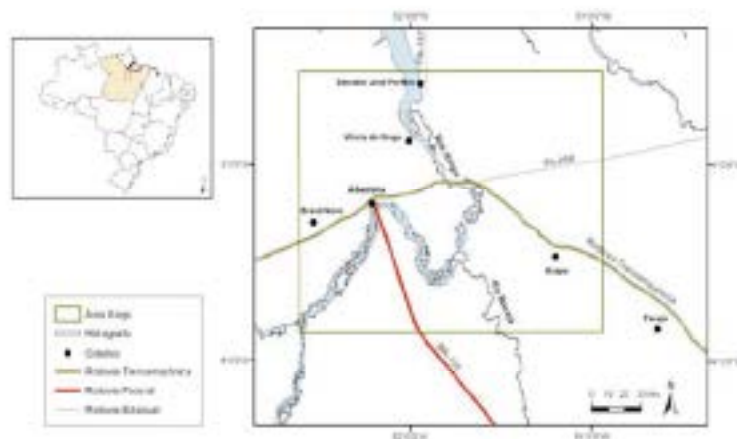


Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo.

Materiais e Métodos

A análise de imagens de sensores remotos contempla várias bases de dados, como mapas hidrográficos, topográficos, geológicos, rodoviários, entre outros. As imagens usadas são provenientes dos satélites SRTM (Shuttle Radar Topography Mission, USGS) e Landsat 7/ETM+. A base geológica utilizada foi o mapa geológico do Estado do Pará (CPRM 2006).

A análise de tais produtos buscou identificar as principais feições estruturais, por meio de critérios pré-definidos, os quais envolveram a interpretação das feições lineares a partir de imagens em escala 1:300.000. Detalhamentos posteriores foram realizados na escala 1:250.000.

A definição das tendências geofísico-estruturais foi baseada em vários métodos de reser de anomalias magnéticas, como gradiente horizontal total (Coakell & Gratch 1985), amplitude e inclinação do sinal analítico (Nabighian 1972; Roest *et al.* 1992; Miller & Singh 1994), gradiente horizontal total da inclinação do sinal analítico (Verbeke *et al.* 2004), inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total (Pereira & Abram 2006). Tais técnicas foram também aplicadas às malhas contínuadas para cima (2000 metros), em correspondência ao incremento da ordem de derivação, no sentido de atenuar os ruídos e verificar a persistência das estruturas em profundidade.

Resultados e Discussão

Os lineamentos estruturais dos sensores remotos são apresentados na Figura 2, sobrepostos ao mapa geológico. Conforme a Figura 3, as tendências predominantes, tanto na bacia quanto no embasamento, se dispõem segundo as direções NE-SW e NW-SE, subordinadamente E-W.

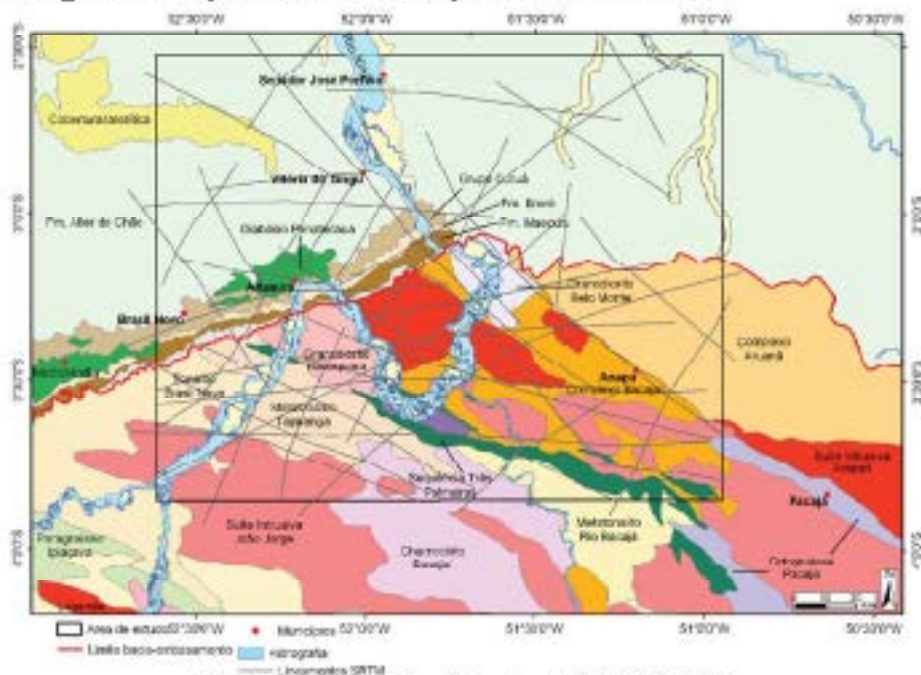
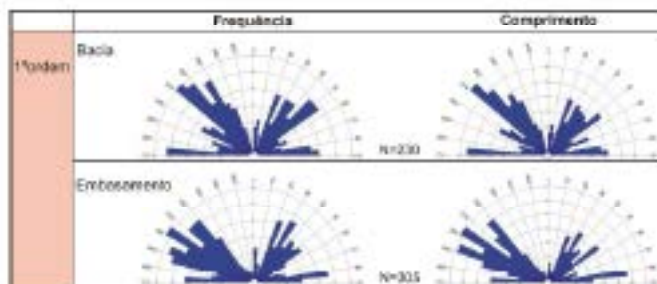


Figura 2 – Mapa geológico da área de estudo (CPRM 2006).



A Figura 4 exibe o mapa magnético residual (CPRM 2002), no qual estão sinalizados os principais domínios e lineamentos. A definição dos domínios foi baseada nas intensidades das anomalias, enquanto os lineamentos foram obtidos através dos métodos de realce já mencionados. Observa-se na Figura 4 que o domínio A encerra as maiores amplitudes e se dispõe, juntamente com os lineamentos, segundo uma faixa de direção WNW-ESE, a qual penetra na bacia. O domínio B e seus lineamentos, por sua vez, mostram as menores intensidades segundo um corredor NE-SW, situado na bacia. Os subdomínios A1 e B1 indicam, respectivamente, decréscimos e aumentos das intensidades dos domínios A e B. O domínio C, de amplitudes intermediárias, é disperso na área de estudo.

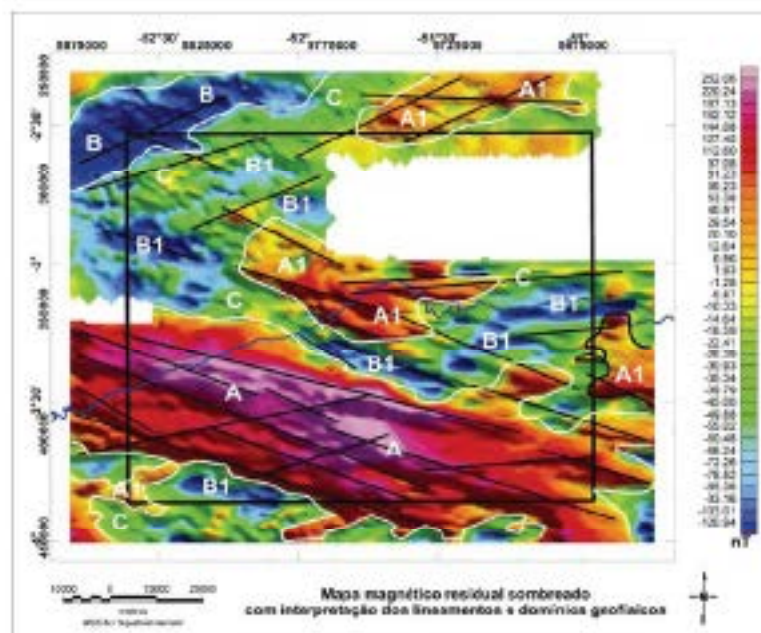


Figura 4 – Mapa magnético residual indicado em principais domínios, subdomínios e lineamentos geofísicos (em preto a área de estudo e lineamentos, em azul o contato embasamento/bacia e em laranja as estruturas).

Os lineamentos magnéticos de direção WNW-ESE guardam clara correspondência na mapa geológico e a parte das tendências estruturais apresentadas na Figura 2, no contexto do embasamento. As elevadas amplitudes do domínio A devem refletir os embasamentos da Sequência Três Palmeiras, as quais, pela sua abrangência em área, podem significar que tais corpos sejam mais expressivos em profundidade. Por outro lado, no contexto da bacia, prevalecem direções segundo NE-SW, secundariamente E-W.

Da mesma forma, porém com maior riqueza de informações, os lineamentos de superfície são concordantes com a geologia (Fig.2). Assim, no embasamento, tais tendências, por exemplo, exibem o contato dos complexos Aruanã e Bacajá, as embasamentos da Sequência Três Palmeiras e os granitoides da Suíte Intrusiva São Jorge na área estudada. Na Figura 2 também se nota o prolongamento das direções NW-SE e NNE-SSW rumo a bacia.

Conclusões

A aplicação combinada de dados aeromagnéticos e de sensores remotos se mostrou adequada para a interpretação de uma arquitetura estrutural da área de estudo, indicando a penetrabilidade de feições do embasamento na Bacia do Amazonas.

Referências Bibliográficas

- Carneiro C.C., Crósta A.P., Silva A.M., Barros C.H.M. 2007. Aerogeofísica e SAR (RS9-B/SIPAM) como ferramentas de auxílio ao mapeamento de áreas com potencial mineral na Região de Anapu-Tucuré (PA). 10th International Congress of Brazilian Geophysical Society. Rio de Janeiro.
- Corradi D.G., Brito Neves B.B., Park R.A., Porto R., Thomas Filho A., Cunha F.M.B. 1984. Estudo preliminar de integração do pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. PETROBRAS- Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo A. Miguez de Mello, Rio de Janeiro. p. 27-34.
- Cordell L., & Grauch V., 1985. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New México. In: W. Hinze, ed., Utility of regional gravity and magnetic maps: SEG, 181-197.
- Costa J.R.S. & Haazi H. 1997. Evolução geológica da Amazônia. In Costa M. L. de, Aspöck R.S. (coord.). Contribuições à Geologia da Amazônia. Belém. FINEP. p. 15-90.
- Companhia de Pesquisas e Recursos Minerais – CPRM. 2002. Mapa aeromagnético do Brasil, 1 Mapa Geofísico, Escala 1:1.000.000.
- Ferreira, F.J.F. & Abrão, M.B. 2006. Geofísica. In: Geologia e Recursos Minerais do Sudoeste do Estado do Pará. Programa Geologia do Brasil, Levantamentos Geológicos Básicos, Carvão Mineral/CPRM, Curitiba, p. 66-77.
- Haazi Y. 1996. Evolução geológica da Amazônia. In: V Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém. Recursos Expandidos. p. 31-34.
- Miller H.G., & Singh V., 1994. Potential field tilt – a new concept for location of potential field sources. Journal of Applied Geophysics, 32, 213-217.
- Nabighian N. N., 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. Geophysics, 37, 507-517.
- Rost W.R.J., Verhoef J., Pilkington M., 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal, Geophysics, 57, p. 116-125.
- Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. Episodes, v. 22, n.3, p. 174-183.
- Tassinari C.C.G.; Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Monteiro Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds.) Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Ed. Beca, p.471-485.
- Vasquez M.L., Macambira M.J.B., Gabares M.A. 2005. Granitoides tamozeônicas da região Iriri-Kingu, Estado do Pará: novos dados geológicos e geocronológicos. In: A. Harbe, W. Souza (eds.) Contribuições à Geologia da Amazônia, 4, p.16-31.
- Vasquez M.L., Rosa-Costa L.T. 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará, Sistema de Informações Geográficas - SIG. Companhia de Recursos Minerais – Serviço Geológico do Brasil, 328p.
- Verduzco B., Fairhead C., Green C., Mackenzie C., 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. The Leading Edge, 23, p. 116-119.
- Wanderley Filho J.Q. 1991. Evolução Estrutural da Bacia da Amazônia e sua relação com o embasamento. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Pará - UFPA. Belém, 126p.
- Wanderley Filho J.Q. 1996. A influência dos embasamentos protoamazônicos na estruturação da Bacia da Amazônia. V Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Recursos Expandidos. p. 310-312.

IDENTIFICAÇÃO DE PROCESSOS QUE ATUAM NA DINÂMICA DAS MARGENS DE UM TRECHO DO SISTEMA SOLIMÕES-AMAZONAS NO PERÍODO DE 1990 A 2008

Sheila Gatinho Teixeira

CPRM – Serviço Geológico do Brasil – SDRBG – Manaus
Av. André Araújo, 2160, CEP: 69068-081 Manaus, Amazonas
steixeira@ma.cprm.gov.br

RESUMO

O trabalho faz parte do Projeto Dinâmica Fluvial do Sistema Negro-Solimões-Amazonas, desenvolvido pela CPRM – Manaus, e apresenta resultados preliminares na dinâmica das margens dos rios Solimões e Amazonas, no trecho entre a cidade de Maracá e a Ilha do Careiro, no período de 1990 a 2008. O estudo foi baseado na análise de imagens Landsat-5 TM dos anos de 1990 e 2008, no qual foi possível a identificação das áreas que sofreram erosão e deposição, além da indicação dos processos atuantes. Foi feita também uma análise de séries históricas de dados hidroclimáticos das estações da ANA (Agência Nacional de Águas), na região, com o objetivo de caracterizar a dinâmica das águas na área em estudo.

INTRODUÇÃO

A morfologia do canal em uma planície de inundação fluvial pode mudar em grande variedade de formas devido à atuação conjunta dos processos de erosão e sedimentação. A predominância ou o equilíbrio na atuação destes processos está condicionado a vários parâmetros interdependentes, como a carga e a descarga de sedimentos, as propriedades dos fluxos e sedimentos e a declividade. Uma das mudanças que podem ser observadas ao longo do tempo em diversos canais fluviais é a alteração de suas margens. O sistema Solimões-Amazonas caracteriza-se por apresentar trechos com distintos padrões de instabilidade lateral e com uma constante evolução morfológica (migração lateral). Assim, a pesquisa consistiu na análise multitemporal qualitativa de cenas Landsat 5- TM dos anos de 1990 e 2008, onde foi possível identificar os principais processos na construção/destruição da planície de inundação do sistema Solimões-Amazonas, no trecho entre Maracá e Ilha do Careiro, trecho que já vem sendo estudado por diversos autores (Rizzo 2004, Latrubesse & Franzinelli 2002). Além disso, foi feita também uma caracterização da dinâmica das águas (vazão e oscilação do nível da água) para este trecho, utilizando dados de séries históricas das estações fluviométricas da ANA (Agência Nacional de Águas).

ÁREA DE ESTUDO

A área selecionada para o desenvolvimento desta pesquisa, está localizada ao longo do médio Amazonas, englobando o sistema Solimões-Amazonas e Negro, entre rio Purus e a ilha do Careiro (Figura 1). É caracterizada por apresentar áreas de planícies de inundação, áreas periodicamente inundáveis, e quando altas e florestadas, refletem níveis de terraços fluviais, contendo ainda furcos, parcos e diferentes tipos de lagos. É fortemente influenciada pela tectônica regional (Latrubesse & Franzinelli, 2002; Silva et al., 2007a).

O clima da região é do tipo equatorial úmido, com temperaturas médias anuais sempre acima de 22°C, chuvas e dias estações bem definidas: o período com maior precipitação pluvial, compreendendo os meses de janeiro a abril; e o período mais seco de junho a novembro. Nos meses de agosto, setembro e outubro ocorre o menor índice pluviométrico, cuja precipitação não ultrapassa 4% do total anual.

Segundo Latrubesse & Franzinelli (2002) são observadas as seguintes unidades morfo-sedimentares neste setor da planície de inundação amazônica: planície de inundação impedida e dominada por canal. Sendo nesta última reconhecida três unidades morfológicas a saber: 1 - barras em crescente: setor da planície de inundação, no qual há o predomínio pela morfologia de barras em crescente, principalmente geradas por migração lateral dos parcos; 2 - Diques marginais: depósitos de margem de rio caracterizado por cotas de 1 à 10m acima do nível do rio, e apresenta intercalação de areia e depósitos finos; 3 - Ilhas de canal: formadas por depósitos de barras de areia.

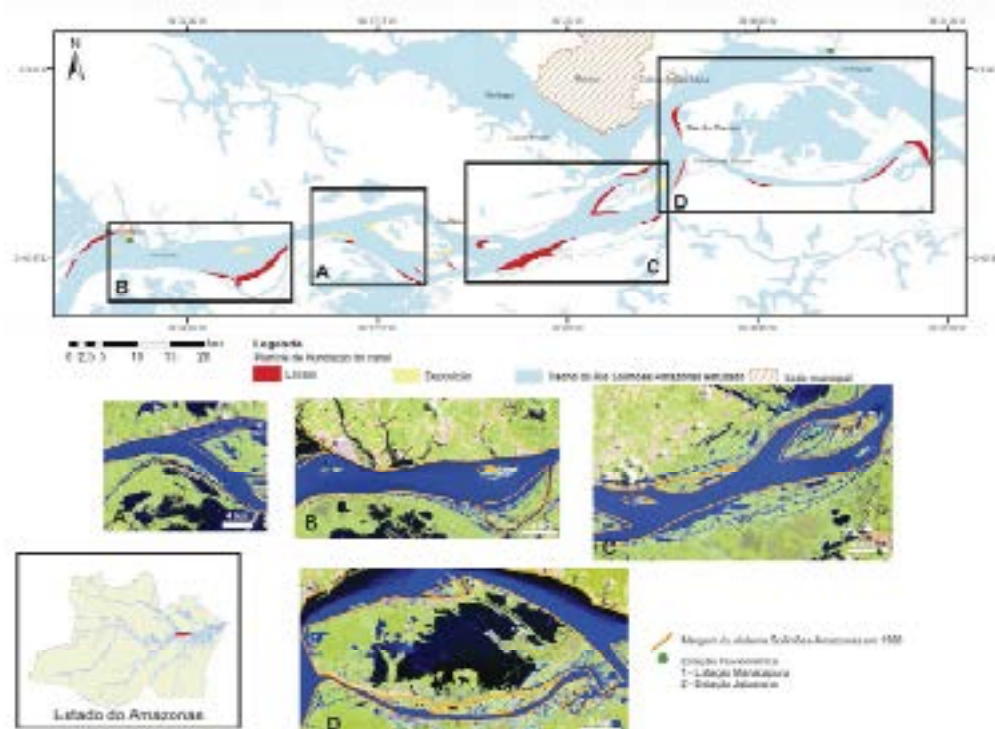


Figura 1 – Área de aquisição e análise ao longo do trecho do Sistema Solimões-Amazonas estudado, no período de 1990 a 2008 a partir de imagens Landsat-5 TM, composição SR43B – ano 2008, com a sobreposição dos limites dos rios Salimões e Amazonas, no ano de 1990 e detalhes das porções estudadas: A – associação de áreas junto às margens; B – conjunção e evolução de ilhas; C – perfil das margens do canal; D – perfil parcial de ilha.

MATERIAIS E MÉTODOS

A área em estudo é recoberta por duas cenas Landsat 5-TM, órbita-ponto 230/62 e 231/62. Foram analisadas imagens das anos de 1990 e 2008, selecionadas de acordo com a mínima cobertura de nuvens e datas de aquisição, coincidentes com o período de vazante (órbita-ponto 230/62, datas de aquisição: 30/08/1990 e 14/07/2008; órbita-ponto 231/62, datas de aquisição: 20/07/1990 e 21/07/2008). As datas do imageamento são dos meses de julho e agosto de cada ano, descartando assim, uma possível interferência da variação do nível das águas nas análises.

As imagens foram adquiridas no acervo do INPE. Foram utilizadas também imagens do levantamento Geocover do ano de 2000, como base para o georreferenciamento, e cenas SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) de 2000. As imagens foram processadas no software ENVI 4.4, no qual passaram por todas as etapas do processamento digital de imagens. Posteriormente foram organizadas em planas de informações diferentes no ArcGIS 9.2, a partir do qual foram extraídos os limites dos rios Salimões e Amazonas, no trecho estudado, para os diferentes anos. Em seguida esses limites foram comparados entre si, com base na data de aquisição mais antiga com relação à data mais recente.

Para o entendimento da dinâmica das margens foram utilizadas além dos dados multitemporais, dados de séries históricas (vazão, cota e volume de descarga) das estações fluviométricas de Maracá (14100000) e Japurá (15030000) administradas pela ANA (Agência Nacional de Águas). A série histórica analisada abrangeu o período de 1990 a 2007, excetuando o ano de 2002 para estação de Maracá, a qual não possui registros para este ano.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Dinâmica das Águas

Segundo Silva *et al.* (2007b), o canal fluvial pode ser caracterizado por dois tipos de variáveis as morfológicas e as dinâmicas. Entre as variáveis dinâmicas estão: o regime de débitos, a potência da corrente, o gradiente hidráulico, a velocidade de fluxo, o transporte de sedimentos, e a mobilidade do

canal. São consideráveis variáveis morfológicas: o gradiente do leito, a sinuosidade, a forma da seção transversal, a largura, a profundidade, a tipologia das barras, e as características da planície de inundação.

No trecho estudado dos rios Solimões e Amazonas, estão localizadas duas estações fluviométricas. A partir dos dados históricos disponíveis foi possível obter a média mensal de vazão referente ao período de 1990 a 2007 para as duas estações e a média mensal da cota dos rios no período de 1990 a 2007. Analisando os dados de vazão média mensal de 1990 à 2007 (Figura 2A e 3A), para as duas estações observa-se um comportamento semelhante no qual, os maiores valores de vazão acontecem entre os meses de abril a agosto, na qual registra-se o maior índice de vazão em junho. Para a Estação Jatuarana os valores das médias mensais no período de abril a agosto são maiores em relação à Estação Maracáçara.

A variação de nível do rio depende das características da seção transversal onde ela é monitorada. A amplitude da variação de nível possui uma grande importância geomorfológica, pois ela está associada à área de inundação na planície, ao deslocamento de determinadas formas de leito, e à construção de diques marginais, conforme discutida por Silva *et al.* (2007b). Segundo Christofletti (1981), nas fases de elevação do nível das águas, nas cheias e enchentes, há aumento gradativo da largura e profundidade do canal e da velocidade da água, o que pode ser observado comparando os gráficos de vazão e cota (Figuras 2A, 2B, 3A e 3B) para as duas estações, mostrando que na proporção que aumenta o nível do rio, a vazão também aumenta.

Durante o período das maiores vazões são observadas também as maiores velocidades, como apresentadas nas Tabelas 1. A velocidade de fluxo é o fator mais importante para que ocorra a erosão marginal (Silva *et al.* 2007a).

Tabela 1 – Dados hidrológicos das estações Maracáçara e Jatuarana nos meses de maiores e menores vazões (Fonte: ANA, 2009)

Estação Fluviométrica	Data	Profundidade (m)	Vazão (m ³ /s)	Velocidade (m/s)
Maracáçara	27/06/2006	27,3	133470,8	1,47
Maracáçara	07/10/2006	11,4	4896,94	0,58
Jatuarana	14/07/2006	38,5	195178,6	1,85
Jatuarana	07/11/2006	28,8	195178,6	0,98

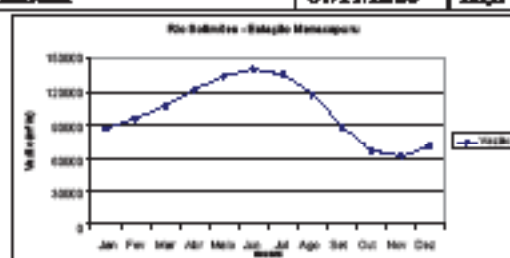


Figura 2A – Vazão média mensal para a Estação Maracáçara no período de 1990 – 2007 (Fonte: ANA, 2009).



Figura 2B – Cota média mensal para a Estação Maracáçara no período de 1990 – 2007 (Fonte: ANA, 2009).

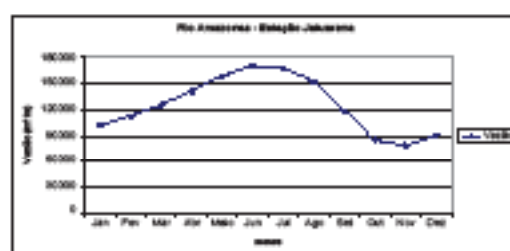


Figura 3A – Vazão média mensal para a Estação Jatuarana no período de 1990 – 2007 (Fonte: ANA, 2009).

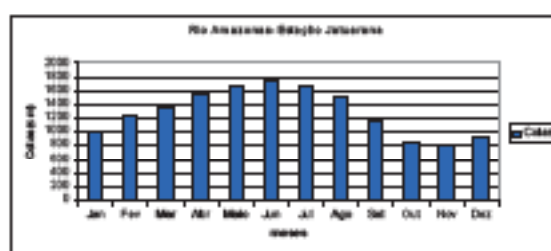


Figura 3B – Cota média mensal para a Estação Jatuarana no período de 1990 – 2007 (Fonte: ANA, 2009).

Dinâmica das Margens

De acordo com Christofletti (1981), as mudanças na forma de um canal fluvial são resultados da interação entre as forças do fluxo e a resistência do material litológico que compõem o canal e apresentando-se dinâmica com as oscilações de volume de fluxo. À medida que se eleva o nível das

água, há aumento da velocidade e da força de cisalhamento que criam possibilidades para as forças erosivas remanejarem o material sedimentar do leito, promovendo o entalhamento do canal. Inversamente, a diminuição gradativa no volume do fluxo vai permitindo a deposição de carga sedimentar transportada pelo rio favorecendo a elevação do nível do leito. Assim, deposição e erosão são dois processos que atuam modificando a forma do canal, promovendo o ajustamento entre as diversas variáveis em curto período de tempo.

A partir da análise dos dados de sensores remotos, no período de 1990 a 2008, foi possível identificar que a migração lateral do canal fluvial (Figura 1), no trecho estudado, é determinada em grande parte pela atuação de quatro processos (seqüenciais ou não): O primeiro destes refere-se ao desenvolvimento de acumulações (barras laterais) junto às margens do canal (Figura 1A). A análise de imagens de satélite mostra que as barras laterais formam faixas estreitas e alongadas paralelas ao canal. Segundo Beyer & Carvalho (2008), o desenvolvimento de barras laterais está relacionado com a diminuição da energia do fluxo, por estar associadas a condições hidrodinâmicas do canal ou devido a elevações locais do leito que tendem a produzir talwegues sinuosos e conseqüentemente, a deposição de sedimentos nas margens do canal.

O segundo processo identificada na área é o surgimento e evolução de ilhas (Figura 1B). As ilhas que se formam por sedimentação no canal dos rios Solimões-Amazonas evoluem pela estabilização das barras centrais. As suas origens estão associadas a barras centrais que ficam imóveis quando os fluxos perdem energia e diminuem a sua capacidade de transporte.

O terceiro processo refere-se à erosão das margens do canal (Figura 1C), no período estudado, em alguns trechos a erosão linear chegou à aproximadamente 10m. Como dito anteriormente, a erosão pode ser influenciada pela velocidade do fluxo e também pela composição litológica das margens, e nos segmentos em que foram identificados tais processos, estes são caracterizados por apresentar intercalação de areias, siltes, siltes argilosos e argila laminada.

O quarto processo é a erosão parcial de ilhas (Figura 1D), onde se observa que as porções frontais em relação ao fluxo e concavas das ilhas são áreas com intenso processo erosivo em função da alta energia do fluxo nesses locais.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir dos dados analisados é possível caracterizar que as alterações podem ser consideradas de grande magnitude, levando em consideração o curto período de tempo em que as mesmas ocorreram. Foram identificados quatro processos atuantes na migração lateral das margens dos rios Solimões-Amazonas, que foram: desenvolvimento de acumulações nas margens do canal, surgimento e evolução de ilhas, erosão das margens do canal e erosão parcial de ilhas. Além disso, com a análise dos dados de séries históricas de duas estações fluviométricas, foi possível caracterizar a dinâmica das águas nessa região, onde a velocidade do fluxo é maior no mês de junho, que coincide com os maiores valores de vazão. Sabre-se que a velocidade é um dos fatores mais importantes para que ocorra a erosão marginal. Assim, com a continuidade da pesquisa será possível entender melhor os agentes causadores do processo de dinâmica nas margens, no trecho estudado, bem como entender a relação da dinâmica das águas com a dinâmica das margens.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA). 2009. *Hidroweb*. Disponível em: <http://hidroweb.ana.gov.br/>. Acesso em: 17/03/2009.
- Beyer M., Carvalho T.M. 2008. Processos Morfológicos e Sedimentos no Canal de Rio Araguaia. *Revista de Estudos Ambientais* 10(1): 24-31.
- Christofolotti A. 1981. *Geomorfologia Fluvial*. São Paulo, Edgar Blücher, 313 p.
- Latrubesse E. M., Fazzinelli, E. 2003. The Holocene Alluvial Plain of the Middle Amazon River, Brazil. *Geomorphology*, 44: 241-257.
- Rauo J. M.G. 2004. *Evolução Holocênica do Rio Amazonas: entre a Bacia do Cururu e a Foz do Rio Madeira*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Ciências Exatas, Universidade Federal de Amazonas, Manaus, 93p.
- Silva C., Morales N., Crosta A., Costa S., Jimenez-Rueda J. 2007a. Analysis of tectonic-controlled fluvial morphology and sedimentary processes of the western Amazon Basin: an approach using satellite images and digital elevation model. *Anais do Acadêmia Brasileira de Ciências*, 79(4): 693-711.
- Silva A., Souza,C.A., Zani, H., Freitas,D.R. 2007b. Avaliação da Erosão na Margem Direita do Rio Paraguai a Jusante da Praia de Julião Município de Cáceres-MT. *Revista Geográfica Acadêmica*, 1 (1): 5-19.

ANÁLISE MORFOESTRUTURAL DA REGIÃO DO MÉDIO JURUÁ-PURUS, CENTRO-OESTE DO ESTADO DO AMAZONAS

Márcia Irena Campos da Lima¹, Erica Carla de Azevedo Leite², Rubem Nogueira Fonseca³, Carolina Nascimento Alves³

¹ Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística IBGE/USPA – marcia.lima@ibge.gov.br

² Instituto de Geociências/Faculdade de Geologia – Universidade UFPA – erica.carla@ufpa.br

³ Instituto de Geociências/Faculdade de Geologia – Universidade UFPA – rubem@ufpa.br

Resumo

Apresenta-se uma análise morfoestrutural da região do Médio Juruá-Purus, centro-oeste do Estado do Amazonas, fundamentada em imagens de Radar, GHMS/SAR-X e SKTM/SAR-X/L, com vistas a identificação de estruturas anômalas, em razão da proximidade desta área com os depósitos de hidrocarbonetos do rio Juruá, em operação atual pela Petrobrás. Identificaram-se três domínios morfoestruturais. O primeiro, ao norte, com a presença de falhamentos transtensionais sinistrais de orientação ONO-ENE; o segundo, de posicionamento central, com a perfeita definição de altos e baixos estruturais, no interflúvio Igarapé Capitão – rio Tapuá, e o terceiro, a sul, formado de falhamentos direcionais dextrais de posicionamento E-O. O rio Juruá a noroeste exibe falhas inversas de orientação NB-SO e o Purus a sudeste tipifica-se por falhas normais de orientação meridiana.

Introdução

No início da década de 70 foi possível vislumbrar na Região Amazônica em sua essência, graças ao levantamento de RADAR/SAR da GHMS realizado pelo Projeto RADAM, a rede de drenagem da bacia do rio Solimões, no Estado do Amazonas. Pela primeira vez registra-se uma visão sinóptica de tão ampla região dominada por condutos rios de elevada hierarquia como o Içá, Igariçá e Negro pela margem esquerda e os da margem direita, retratados pelos rios Madeira, Purus e Juruá. Foi possível observar também os diferentes tipos de seus cursos, quer sob a forma de meandros, de entrelaçados ou de anastomoses. Na entenda, um parâmetro marcante na disposição espacial de tal rede de drenagem foi marcado pela forma retilínea de tais cursos, independente do tipo do mesmo, muitas vezes retratado por mudanças bruscas angulares ou por curvaturas de grande amplitude, denotando um controle principalmente tectono-estrutural.

Como resultado dos trabalhos desenvolvidos pelo Projeto RADAM tais feições foram inicialmente indicadas e posteriormente pesquisadas com minuidência por vários estudiosos a partir da década de 80 sob a égide de tectônica ressurgente e complementadas por interpretação de linhas sísmicas obtidas pela Petrobrás e de dados sísmológicos que apontaram a movimentação atual em diversas áreas, conforme sistematização apresentada por Minto (1993).

Em vista do acima exposto, escolheu-se uma área que ficasse no âmbito da bacia do rio Solimões para melhor exemplificar tais características, objetivando a busca de novos horizontes no âmbito de imagens de sensoriamento remoto nas análises de relevo e da drenagem, na caracterização de morfoestruturas anômalas e que tivessem futuras implicações econômicas em razão da proximidade dos depósitos de hidrocarbonetos da região do rio Juruá, objeto de exploração pela Petrobrás.

A região que no entender dos autores preencheu as premissas acima relatadas situa-se na porção centro-oeste do Estado do Amazonas, abarcando as folhas SB.19-X-D, SB.19-Z-B, SB.20-V-C e SB.20-Y-A, de coordenadas geográficas 05° 00' a 07° 00' Sul e 64° 30' a 67° 30' W Gr., perfazendo uma área de cerca 72.600 km². Compreende o interflúvio dos rios Juruá e Purus, em sua porção média, com destaque para o rio Tapuá, afluente pela margem esquerda deste último (Figura 1).

Objetiva a presente pesquisa estabelecer uma inter-relação entre as formas de relevo e a rede de drenagem em consonância com os dados geológicos existentes, visando contribuir para o contexto estrutural da região, assim como na identificação de morfoestruturas anômalas, as quais poderão em futuro próximo ser alvo de levantamentos mais detalhados, em especial aqueles de cunho geofísico, com fins econômicos.

Materiais e Métodos

Na interpretação das imagens de sensoriamento remoto optou-se por aquelas da faixa das microondas em razão do objetivo do trabalho, resalta das formas de relevo e análise de drenagem, como também pelas características físicas da região enfocada. Assim sendo utilizaram-se imagens de Radar/SAR da

GHRS na banda X, utilizadas pelo Projeto RADAM na descrição da Amazônia brasileira, como também os modelos interferométricos de imagens SKIM (NASA).

As metodologias utilizadas basearam-se em Lima (2002) na análise de drenagem e no estudo das formas de relevo fundamentou-se em IBGE (1995).

Resultados

O contexto geológico da região em questão retrata-se pelos sedimentos siliciclásticos da Formação Solimões (Mioceno - Plioceno) reunindo principalmente arenitas com ou sem estratificação cruzada, argilitos e siltitos finamente laminados e maciços, contendo lentas de turfa, concreções carbonáticas e gipsíferas. Esta unidade esconde excelente conteúdo fossilífero e seu desenvolvimento está relacionado a sistemas flúvio-lacustres. Na Figura 1 a Formação Solimões está exemplificada pelas unidades S3 e S4. Completando o quadro geológico da região tem-se os terraços pleistocênicos e aluviões balneários mostrados na Figura 1, pelas unidades S2 e S1, respectivamente.

As formas de relevo são retratadas por colinas de topo de plano em dois níveis de aplanamento, com altimetria de 90 a 120 m, com zonas dissecadas em seus vales. Os terraços e aluviões ocupam níveis mais baixos, 60 a 80 m. O grande número de terraços e de migrações dos meandros denota perfeitamente a existência de efeitos de neotectônica, bem exemplificada nos vales dos rios Purus e Jurá. Os padrões de drenagem mais comuns são o dendrítico - retangular, retangular, festonado, meir e caudal, com canais do tipo meândrico, retilíneo e retilíneo com barras. As sub-bacias de drenagem evidenciam padrão assimétrico e distintas direções de drenagem de conotação essencialmente litológica.

No que tange ao contexto estrutural da região em tude, Costa et al. (1996) a interpretam em termos regionais como formada por falhas transcorrentes E-O, que teriam movimentação distal e que estão associadas às de posicionamento meridiano representando falhas inversas. À exemplo do que acontece com o rio Jurá. Por sua vez, Miranda (1984) em trabalho envolvendo parte da região estudada, ou seja, a falha SE-19-X-D, identificou no total 23 anomalias morfoestruturais, as quais comparadas com dados geofísicos definia a presença de dois domínios morfoestruturais, um relacionado a direção E-O e que situa-se na parte relativamente rasa da bacia e o outro onde a espessura dos sedimentos é superior a 1.600 m.

Na análise estrutural realizada, com fundamento nos segmentos de drenagem deslocadas e as formas de relevo interpreta-se a presença de três domínios estruturais. O primeiro disposto ao norte da área estudada e que corresponde à zona mais rasa identificada por Miranda (op.cit.), em que as fraturas "meia laranja" são comuns, retratando outras estruturas, onde dominam falhas direcionais sinistrais e transversais sinistrais, com orientação ONO-ENE, com falhas inversas de orientação meridiana associadas. Com destaque para a anomalia do igarapé Capitão. A segunda no interflúvio igarapé Capitão - rio Tapará, onde assumem outras e baixas estruturas. Por sua vez, o terceiro domínio fica a sul do rio Tapará, onde é marcante a presença de falhas direcionais dextrais e falhas normais associadas. No quadrante sudeste da área estudada serpenteia o rio Purus com seus inúmeros meandros e distintos níveis de terraços, com orientação aproximadamente meridiana, sugerindo a presença de falhamentos normais. Por outro lado, no quadrante oposto, o rio Jurá, também mesodante associa-se a falhas inversas, consoante Miranda (1984), com o desenvolvimento de altos estruturais para SE.

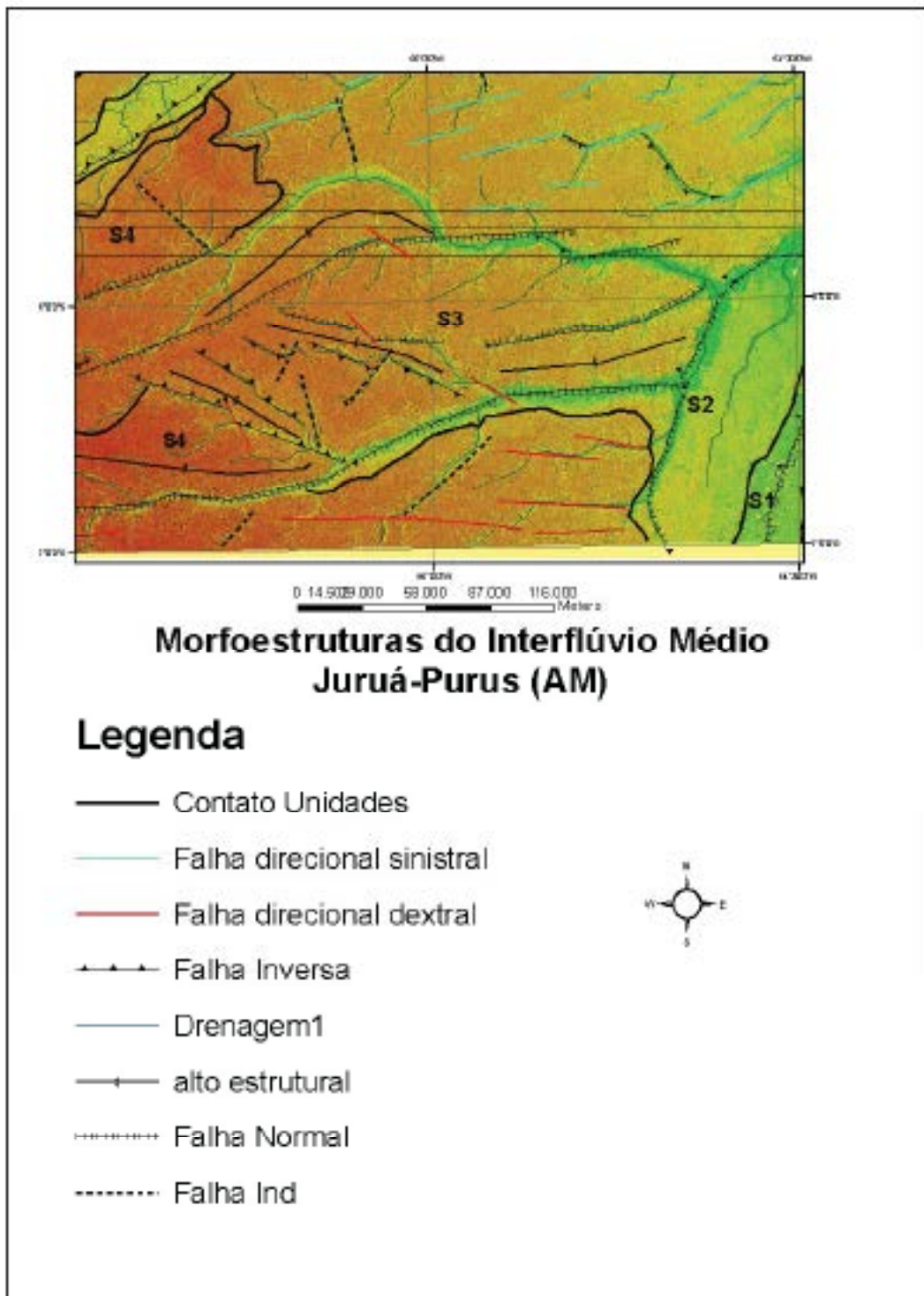


Figura 1- Esboço morfoestrutural da região do Médio Juruá-Purus tendo como referência imagens SRTM da NASA. Observa-se a rio Juruá no quadrante superior esquerdo (falha inversa), rio Purus no inferior direito (falha normal) e na porção central o rio Tapará, cuja afluição, igarapé Capitão, revela uma estrutura em "meia lua", com drenagem anular. Na porção superior observam-se foyas e profissos. Definiram-se três domínios morfoestruturais: no norte, falhas direcionais sinistrais (verdes) orientadas ENE-ONO e inversas associadas; na porção central falhas transversais, sobretudo sinistrais com alta e baixa estrutural (trapez com inclinação ao longo leito); e no sul falhas direcionais dextrais (vermelhas) N-O e inversas associadas da porção meridional.

Conclusões

- Eficácia das imagens de Radar (GBRS e SRTM) na identificação de anomalias morfotectônicas pelo resalto das formas de terrenos e drenagens. Os modelos interferométricos das imagens SRTM forneceram a interpretação pela noção de terceira dimensão, ao passo que as imagens da GBRS mostram com nitidez as feições do terreno com destaque para as texturas morfográficas e feições fluviais tipo paleocanais, cordões fluviais e cursos de drenagem festurada;
- Forma retilínea de cursos de drenagem, elementos de drenagem deslocados, presença de padrões do tipo anelar, radial e dendrítico - retangular, níveis de aplainamento distintos, vários níveis de terraços e migração de meandros que indicam a presença de efeitos de neotectônica;
- Identificaram-se três domínios estruturais distintos, aos quais se associam anomalias morfotectônicas com destaque para a morfotectônica do igarapé Capitão e os altos e baixos estruturais do interflúvio igarapé Capitão - rio Tapuá, os quais podem ter significação econômica em termos de traps para hidrocarbonetos.

Referências Bibliográficas

- Costa, J.H.S., Bezerra, R.L., Frazá, Y., Borges, M.S., Farias Junior, C.R.P., Barros, P.H.L., Farias, I.M.G., Costa, M.L. 1996. Neotectônica da Região Amazônica: aspectos estruturais, tectônicos, geomorfológicos e estratigráficos. *Geoworld*, 4: 33-44
- IBGE 1993. Manual Técnico de Geomorfologia. Série M.T.G., 5. Rio de Janeiro, 113 p.
- Lima M. I. C. 2002. *Arbitrar de Drenagem e seu Significado Geológico-Geomorfológico*. Belém, Pará, Apostila. CD-ROM.
- Minto J.A. 1993. *Stratiformes e suas drenagens do Brasil*. IGCE/UNESP, Rio Claro, SP, Tese de Doutorado. 72.
- Miranda F.P. 1989. Significado Geológico das Anomalias Morfoestruturais da Bacia do Alto Amazonas. In: SGE, Nêcleo Norte, *Simpósio Amazônico*, 2, Manaus, AM, *Atas*: 103-116

CONTRIBUIÇÃO DE FEIÇÕES GEOLÓGICAS NO MODELAMENTO DAS FORMAS EROSIVAS LINEARES (VOÇOROCAS) NA SERRA DO TEPEQUÉM – RR

Marcelo Ricardo Souza de Almeida¹, Luiza Câmara Beserra Neta², Sônia Soares Tavares Júnior²

¹ Graduando de Geologia – UFRB, Balneário PIBIC/CNPq; ² Professores adjuntos – IGEO/UFRB – Av. Barão de Góes, 2413, Aesapuerto, Boa Vista – RR.

RESUMO

A serra do Tepequém, configurada por planícies intermontanas, é caracterizada pelo elevado índice e constante aumento das feições erosivas lineares que vêm sendo cada vez mais dominantes na paisagem, oriundas de processos erosivos, evoluem intensamente devido ao substrato ser marcado por falhas e fraturas, dentre elas o contato litológico entre arenito e siltito. As orientações das voçorocas e das feições estruturais da serra, correlacionado com as estruturas geológicas regionais, evidencia a grande influência das linhas de fraquezas na evolução das voçorocas.

INTRODUÇÃO

A serra do Tepequém se destaca na paisagem regional por caracterizar-se como uma morfologia de platô, localmente conhecida por tepui. Destacam-se no topo da serra planícies intermontanas que atualmente apresentam intensa atividade erosiva linear. Essas feições lineares orientam-se na direção NE-SW, concordantes às feições estruturais regionais.

Este trabalho tem como objetivo principal, o estudo das feições geológicas e erosivas na serra do Tepequém, com intuito de compreender a gênese e evolução das formas erosivas lineares, especificamente a voçoroca da Baruta (Fig. 01).

A serra do Tepequém localiza-se no norte de Roraima, no município de Amajari, entre as coordenadas geográficas 3°42' e 3°50' N e 61°40' e 61°48' W (Fig. 01). A serra do Tepequém constitui estruturalmente uma sinclinal assimétrica com o eixo na direção E-W e mergulho leve para leste, possui uma estrutura limitada a leste por falhas normais e a W por falhas de rejeito. Remetidos na Formação Tepequém (CPRM 1999) de idade paleoproterozóica, cuja litologia é representada por conglomerados, arenitos, siltitos, argilitos e níveis de rochas pirulísticas. O substrato da serra é constituído por rochas vulcânicas ácidas a intermediárias e rochas pirolíticas pertencentes ao Grupo Soruma (Montalvão *et al.* 1975).

A morfologia da serra do Tepequém é representada por topo irregularmente aplanado, com altitudes máximas de aproximadamente 1.100 metros na escarpa SR. Enquanto na porção interior encontra-se uma planície intermontana com altitudes variando de 575-570 metros, e um relevo íngreme e colinoso, formado por morros residuais que em geral se apresentam alinhado na direção NE-SW (Fig. 2-B), concordantes com a principal orientação das estruturas regionais (Beserra Neta *et al.* 2007).

O clima da região é caracterizado por duas estações bem definidas: a estação seca, que tem início no final de dezembro e estende-se até meados de abril; a estação chuvosa, iniciando em maio e finalizando em novembro, sendo que o mês de julho ocorre precipitações pluviométricas significativas.

A vegetação da área encontra-se essencialmente no domínio da savana estépica gramínea, principalmente nas superfícies rebaixadas do topo da serra, gradado para floresta ombrófila densa que recobre as ladeiras íngremes de entronco da serra. Muitas de mata ciliar são observadas nas proximidades das divergências dos rios Paiva, Baruta, do Meio e do Cabo Sobral (Beserra Neta *et al.* 2007).

A serra do Tepequém é drenada pelos igarapés Paiva, a sul, e Baruta ao norte, que cortam toda a planície na direção E-W e, no caso do igarapé Paiva, firma nas escarpas de falhas, a oeste, a cachoeira de denominação homônima. Estes cursos d'água apresentam-se controlados por estruturas de direção NE-SW (Beserra Neta *et al.* 2007).

Os solos que predominam na Planície Intermontana Tepequém são os cárvio-oliváceos e líticos distróficos arenosos, derivados das alterações das rochas da Formação Tepequém, além de podzols em regiões hidromórficas (Beserra Neta *et al.* 2007).



Figura 01: Mapa de localização da área de estudo.

MATERIAIS E MÉTODOS

Os principais materiais e equipamentos utilizados na pesquisa consistiram na carta topográfica Folha Tepequém e no par estereoscópico formado pelas imagens SAR (*Synthetic Aperture Radar*) do JERS-1 de junho de 1996 e do ALOS/PALSAR de 18 de janeiro de 2007 modo *Wide*.

Os procedimentos para as operações de tratamento das imagens SAR foram realizados no aplicativo PCI Geomatic V.10.2, e consistiram na sterização da mídia *Spacble* e na aplicação de função para ampliação do contraste.

As técnicas de fotointerpretação geológica a partir da análise estereoscópica seguiram os procedimentos descritos em Santos et al. (2000), a fim de elaborar os mapas de drenagem, de feições lineares e por fim a de lineamentos estruturais, que juntamente com os dados de campo, em especial os observados nos taludes da voçoroca do Barata, referentes aos aspectos litológicos, mineralógicos e os relativos as feições estruturais e erosivas contribuíram para este estado inicial sobre a relação entre as feições erosivas e estruturais no topo da serra do Tepequém.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Morfologia da serra do Tepequém – O par estereoscópico PALSAR/JERS-1, bem como a imagem JERS-1 usada isoladamente possibilita a interpretação de importantes feições estruturais. Nessas imagens a drenagem e o relevo da serra do Tepequém e o seu entorno, com destaque para a serra Aricaúã, foram bem caracterizados, em termos de sua configuração concordante com arranjo estrutural regional E-W, NE-SW e em menor ocorrência N-S.

Características das feições geológicas no modelado da voçoroca – O acamamento do talude da face direita do vale é configurado por estratificação plana paralela em parte imperceptível, com seqüência de camada sucessiva de arenito com atitudes de $241^\circ \text{Az} / 35^\circ \text{NW}$ e siltitos, com $252^\circ \text{Az} / 40^\circ \text{NW}$ (Fig. 2-C). A variação textural é representada por arenitos finos e siltitos finos, com avançado processo de intemperismo químico constituindo por vezes um saprolito.

Ainda talude da face direita observa-se veios de quartzo descontínuos, intercalados nos siltitos concorrentes com acamamento, apresentando disposição a ação intempérica. Distinguem-se dois tipos de veios: a) de quartzo de cor esbranquiçado com espessura variando de 15 a 25 cm, muito fraturado em duas direções, perpendicular e paralelo a direção do mergulho dos camadas; b) veios de quartzo em processo de alteração avançada, com espessura média de 4 cm, textura singenética não-preserveda de coloração esbranquiada e estrutura não-crista, em atitudes de $232^\circ \text{Az} / 40^\circ \text{NW}$.

O talude da face esquerda da voçoroca é constituída por uma estratificação laminar simples, parecendo uma foliação (clivagem ardósia), onde a lineação preferencial das partículas é

concorrente com a orientação da voçoroca. Sua textura é constituída por materiais arenosos de granulção fina e cor amarela, as atitudes adquiridas variaram de 190° Az / 34° NW a 166° Az / 44° NW.

As fraturas predominantes no arenito, juntamente com os contatos litológicos são paralelas ao vale da voçoroca ao longo do talvegue com direção 235° Az. O contato litológico entre arenito e o siltito (Fig. 2-D) destaca-se no fundo do vale ao longo do talvegue da voçoroca, com atitudes correspondentes a 230° Az / 30° NW e 220° Az / 05° NW. A disposição das fraturas associada ao contato litológico na voçoroca indica que a feição erosiva linear se instalou aproveitando essas linhas de fraquezas.

O canal principal da voçoroca é concorrente com os alinhamentos de morros e colinas do entorno. São também observadas na voçoroca da Barata feições provenientes de ações antrópicas (atividade garimpeira), as quais provavelmente deverão evoluir para uma feição erosiva.

Características morfológicas das feições lineares – As feições erosivas estudadas estão localizadas nas planícies intermontanas entre os igarapés Caim Sobral (ao norte) e Parva (a sul). A feição erosiva linear, denominada de voçoroca do Barata, caracteriza-se a partir da cabeceira como um canal linear e a jusante forma ramificações seguindo a direção da mergulho das camadas que integra o substrato subjacente. Sua morfologia é representada por taludes íngremes, com inclinação de 45° a 80° e vale com formato em “V” com talvegue no contato entre arenito e o siltito (Fig 2-A). Na porção intermediária o vale passa a ter formato em “U” devido ao acúmulo de sedimentos oriundos da cabeceira, estes são transportados pela água que drena o canal.



Figura 2: (A) cabeceira da feição erosiva linear denominada voçoroca do Barata, seguindo a orientação NE-SW, (B) morros alinhados na direção NE-SW, mantendo conforma as feições estruturais regionais, (C) camadas sucessivas de arenito e siltito, características do talude da face direita da feição erosiva linear e (D) contato litológico entre arenito subjacente ao siltito.

CONCLUSÃO

A relação das orientações espaciais concorrentes entre as feições erosivas lineares e as geológicas, preferencialmente na direção NE-SW, no topo da serra do Tepequém constituída na fotointerpretação do estereograma JERS-1 x PALSAR e nos dados levantados em campo, leva a compreensão de que o arranjo lito-estrutural contribuíram significativamente para a instalação e evolução dessas feições erosivas, em especial na voçoroca do Barata. No entanto resulta-se a ação de outros fatores que caracterizam a predisposição para erosão, tais como interação entre solos

arenosos e siltosos, facilitando a percolação d'água por escoamento superficial e sub-superficial em direção ao fundo do vale das voçorocas, e a topografia do terreno que colabora para o escoamento da água das colinas para os vales que se encontram nas planícies intermontanas.

Agradecimentos

O autor agradece ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de iniciação científica (PIBIC/JFRE), Projeto Hydros pela apoio logístico nos trabalhos de campo e ao Núcleo de Pesquisa Energética (NUPERNEG/JFRE), por ceder o laboratório de análise de imagens digitais.

Referências

- Beserra Neto L. C., Costa M. L., Borges M. S. 2007. A planície intermontana Tepequém, Roraima, e sua vulnerabilidade erosiva. In: ROSA-COSTA, L. T., KLEIN, R. L., VIGLIO, R. P. (eds.) *Contribuição à Geologia da Amazônia*, volume 5, Belém, SBG - Núcleo Norte, p.89-100.
- CPGM 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (integrals), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima. Superintendência Regional de Manaus, 168 p. CD-ROM.
- Melo B. 1995. *Avaliação da degradação ambiental provocada pela atividade garimpeira na Serra Tepequém, utilizando imagens do Satélite LANDSAT-5. INPE, São José dos Campos. Inédito [s.ref.].*
- Montalvão R.M.G. de, Moura M.C., Isler R.S., Dall'Agnol R., Lima M.I.C., Fernandes P.R.C.A., Silva G.G. 1975. Geologia da Folha NA.20 - Boa Vista e parte das folhas NA.21 - Tucuruá, NR.20 - Roraima e NB.21. In: BRASIL, DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Cap. I - Geologia. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 8)
- Santos A.R., Veneziani P., Paradella W.R., Moura M.C. 2000. *Reator aplicado ao mapeamento geológico e prospecção mineral: aplicações*. São José dos Campos: INPE/ ADIMB, 103p.

CARACTERIZAÇÃO MORFOESTRUTURAL DO DOMO DE MONTE ALEGRE (PA).

Isabella Françoise Rebelini Figueira, Ernesto Goldfink Figueira, Eduardo Sabarini, Fernando Mancini,
Universidade Federal do Pará, Departamento de Geologia, LABAP

Resumo

O Domo de Monte Alegre é uma estrutura geomorfológica dômica, exibe uma forma semi-elíptica limitada por diferentes zonas de falhas que se destaca na planície amazônica e está associada a zonas de drenagens anulares e radiais centrífugas. Esta mega-feição está situada nas proximidades da cidade homônima, cerca de 100 km a leste de Santarém. O presente trabalho procura descrever as principais estruturas de deformação que condicionam a morfologia do relevo atual. O estudo destes elementos estruturais engloba diferentes escalas, que vão desde imagens orbitais até fotografias aéreas (1:15.000). As principais estruturas identificadas no domo são falhas rípteis nas direções NNW-SSW, NE-SW e algumas NS.

Introdução

O Domo de Monte Alegre é reconhecido em imagens orbitais como um conjunto de serras que desenhava uma forma semi-elíptica que se destaca na planície amazônica. Esta estrutura tem atraído a atenção de geólogos e geomorfólogos desde o fim do século XIX. Derby, em 1878, refere-se a existência de grupos isolados de elevações, constituídos de pequenas serras conúlicas, dispostas em elipsóides.

Conforme mencionado o domo está inserido no limites do município de Monte Alegre, como mostra a figura 1, situado na porção norte do rio Amazonas, a aproximadamente 100 km de Santarém no Estado do Pará.

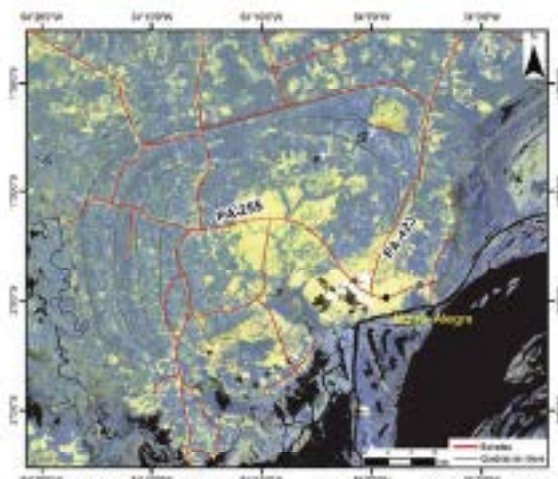


Figura 1: Localização do Domo de Monte Alegre em imagens Landsat 7 ETM+ RGB 324.

Do ponto de vista geomorfológico a estrutura é caracterizada por um relevo plano no interior, recoberto por vegetação tipo savana, circundado por um anel de serras com perfil de “cascão” e “hogback”. As variações altimétricas variam de 35 metros na região central a 250 metros nas bordas, chegando até a 440 metros na Serra de Itajaí, localizada no noroeste da estrutura (figura 2A). Como consequência destas características do terreno, as drenagens são zómbres no entorno e radiais centrífugas no interior.

Geologicamente a região do domo está inserida na Bacia do Amazonas situada no norte do Brasil entre os escudos das Guianas e Brasil Central. Na porção central do domo afloram rochas mais antigas (figura 2B) pertencentes à Formação Brejé do Grupo Urupará em uma superfície aplanada envolta por um anel de serras que sustentam o relevo onde afloram muitas das grupos Urupará, Coruá, Tapajós, Inari e intrusões do magmatismo Permotecano (Preston *et al.* 1978; Caputo *et al.* 1972).

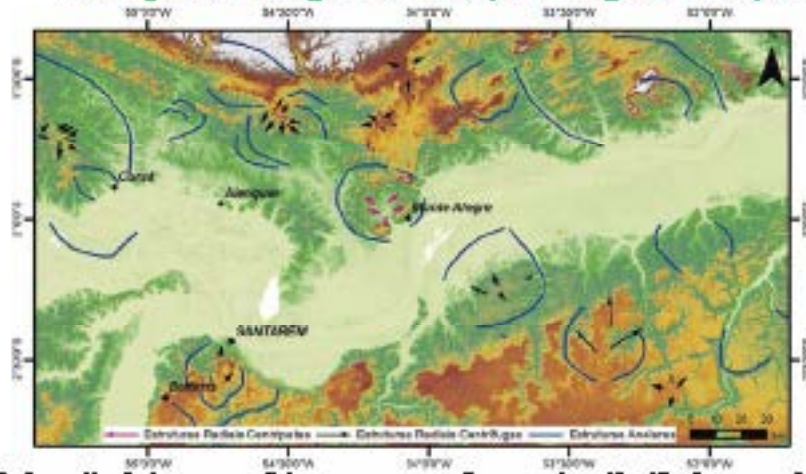


Figura 3: Associação de estruturas, zonas cisalhantes, contrâctas e estruturas identificadas através de dados de imagens satelitais, sobreposta ao modelo SRTM.

No domo e região do entorno estão presentes intrusões de diques e seixões que contêm a seção pré-cretácea provenientes do magmatismo básico do evento Peristecum atuante durante a Jurássica.

O mapa de declividade evidencia a confirmação dômica da região, como pode ser visto na figura 4, onde os maiores valores da declividade, em cores vermelhas, encontram-se nos bordos do domo, também com distribuição circular.

A configuração geomorfológica/estrutural atual revela que as principais zonas de falhas que deformaram o Domo de Monte Alegre encontram-se nas direções NNW-SSB, NB-SW, ENE-WSW e algumas NS (figura 5). Essas zonas de falhas foram definidas com base na interpretação das imagens em escalas variadas, e algumas destas direções coincidem com as direções do Sistema Riedel.

Através de dados estruturais de campo, ainda em caráter preliminar, levanta-se aqui a hipótese de ocorrerem pelo menos duas fases de deformação, definidas através de medidas estruturais: a primeira fase, denominada D1 com compressão máxima a N45W/SE e compressão mínima a N45E/SW e a fase D2: com direção de deformação máxima (σ_1) na direção variando entre N20W a N20E.

A forma de uma semi-elipse do domo, como já descrito por autores (eg. Montalvão e Oliveira, 1975; Pastora, 1999) é condicionada por extensos fallamentos pós-cretáceo na porção sul e sudeste de direções NE-SW, que coloca em contato as rochas paleozóicas com sedimentos da Formação Alter do Chão. Essas direções apresentam correspondência às medidas em campo da fase D2 e também com o Sistema Riedel com falhas dextrais NB-SW e de empurção N70E/SW (figura 5).

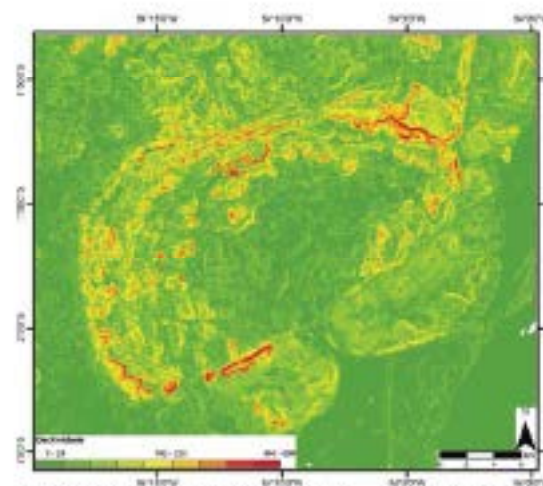


Figura 4: Mapa de declividade do Domo de Monte Alegre.

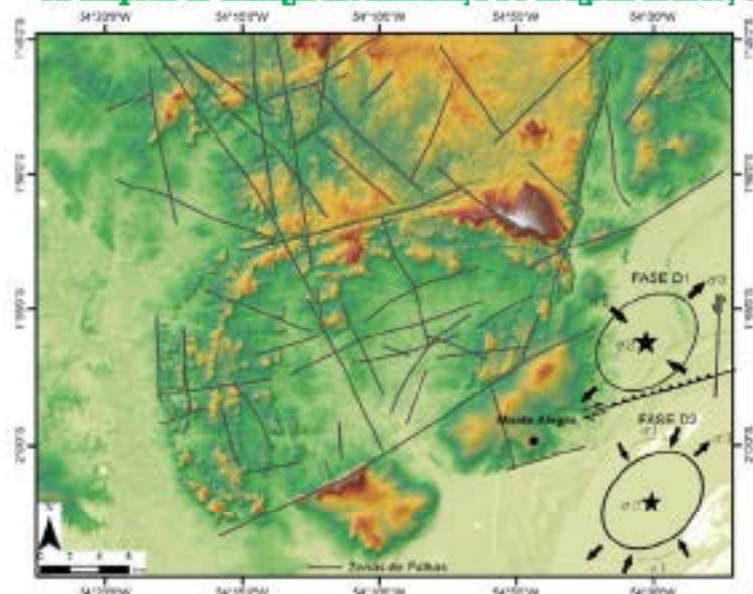


Figura 5: Modelo SRTM com as principais zonas de falhas que modelam a configuração atual do Domo de Monte Alegre e que coincidem com as principais direções do modelo de Kienel.

Discussão

A forma dômica semi-circular com altitudes topográficas que vão de 440m a 35m no depresso, foi caracterizada pela morfologia do terreno.

Foram identificadas zonas de falhas marcantes, caracterizadas por regimes transcorrentes, normais e de empurrão, cujas principais direções são NNW-SSW, NE-SW, ENE-WSW e subordinadamente NE encontradas em campo e em imagens.

Levantamentos de campo permitiram identificar em rochas do Devoniano Médio ao Carbonífero uma deformação associada à fase D1, com paleotensão σ_1 de direção N45W/SE. As anomalias de drenagem identificadas na região do Domo de Monte Alegre e área do entorno podem estar associadas a esta deformação, pois encontram-se alinhadas segundo a direção de compressão máxima e de alinhamentos NE/SW coincidentes com a direção do σ_1 .

As falhas ENE-WSW e NE-SW, compartimentam a estrutura dômica ao sul e leste, com rejeitos elevados, identificadas também por altos valores de declividade. Levanta-se aqui a hipótese que a deformação do Domo de Monte Alegre ocorre em pelo menos duas fases sendo estas direções correlacionadas ao falhamento gerado no evento D2 crítico a pós-crítico. Essas informações serão complementadas com futuros dados de campo.

Agradecimentos

Este trabalho, desenvolvido pelo LAHAP - Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná e contou com o apoio financeiro de pesquisa da Petrobras a quem os autores agradecem.

Referências Bibliográficas

- Almeida, C., Fradeiro, E.V.L. 2007 O Papel das Falhas na História Tectônica do Domo de Monte Alegre, Bacia do Médio Amazonas, PA. In: 4º IDPETRO, Campinas, SP.
- Caputo, M. V., Rodrigues, R., Vasconcelos, D. N. N. 1972. Nomenclatura estratiográfica da bacia de Amazonas - História e Atualização, In: SBG, Cong. Bras. Geol., Belém, Anais, v. 3, p. 35-46.
- CPRM - Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais. Carta Geológica Brasil ao Milionésimo. 2004.
- Derby, G., 1978. Contribuição para a geologia da região do Baixo Amazonas, Brasil. Arquivos do Museu Nacional II, Rio de Janeiro, 2: 77-104.
- Montalvão, R.M.G. & Oliveira, A.S., 1975. Geologia tectonoestratigráfica de Monte Alegre e da Rodovia Monte Alegre - Prainha. Belém, Projeto Radar Brasil, Folha SA.21, DNPM, 489p.
- Pastana, S. M. N. 1999. Síntese geológica e favorabilidade para tipos de jazimentos minerais do Município de Monte Alegre-PA. Belém, CPRM/PRIMAZ. 34p. (Relatório Técnico).

VULNERABILIDADE FÍSICA-AMBIENTAL DO SOLO NA SERRA DO TEPEQUÉM-RR: ANÁLISE DA ATIVIDADE EROSIVA LINEAR (FORMAÇÃO DE VOÇOROCAS)

Luiza Cássia Bezerra Neta¹, Marcandes Lima da Costa², Stélio Soares Torres Júnior¹

¹ Instituto de Geociências – UFRR- Av. Ene Garcez, 2413. Assapuro, 69304-080. Boa Vista-RR.

e-mail: luiza@igci.ufrr.br; stelio@igci.ufrr.br

²Instituto de Geociências – UFPA- Pesquisador LA CNPq – Rua Augusto Correa, Gramá, 66075-110. Belém-PA

e-mail: mico@ufpa.br

Resumo

As planícies intermontanas localizadas no topo da serra do Tepequém fazem parte de intensa atividade gáscipeira diamantífera, que ao longo das últimas décadas pode ter contribuído com o processo erosivo revelado através de feições lineares na forma de ravinês e voçorocas. Além da influência antrópica, a vulnerabilidade física dos solos também é determinante na formação e evolução dessas frentes erosivas por voçorocamento, as quais denotam uma retomada erosiva e o reestabecimento da superfície aplanada, que pela intensidade do processo erosivo se evidencia na paisagem local.

Introdução

A serra do Tepequém, localizada na porção norte do Estado de Roraima (Fig. 1), se encontra sob intensa atividade erosiva linear, a exemplo das voçorocas que se instalam, principalmente sobre a cobertura das planícies intravales. As feições erosivas lineares são uma das manifestações mais visíveis na paisagem da serra e destacam-se devido a sua magnitude e ampla distribuição. A deflagração desses fenômenos erosivos tem sido atribuída aos impactos ambientais provocado pela atividade gáscipeira diamantífera na a vulnerabilidade física dos solos da área. O presente trabalho tem como objetivo identificar e descrever os principais fatores de vulnerabilidade física do solo envolvidos no processo erosivo.

A serra constitui uma feição sedimentar do Paleoproterozóica, representada pela Formação Tepequém (CFRM 1999) que mantém correspondência a Formação Axi do Supergrupo Roraima (Santos et al. 2003). Suas principais litologias são: conglomerados, arenitos, siltitos, argilitos, depositados discordantemente aos vulcanitos do Grupo Soruma (Borges & D’Antona 1988). O arranjo estrutural da serra foi elaborado por falhas normais e fraturas de direção NE-SW, concordantes com o arranjo estrutural regional. Este arranjo desempenha um notável controle na organização da rede de drenagem e na modelado do relevo da serra do Tepequém. A drenagem está representada, principalmente pelos rios Paiva e Cabo Solral, os quais têm direção NB-SW e formam nas escarpas da borda oeste, as cachoeiras do Paiva e Furi. A serra do Tepequém com cerca de 70 Km² de superfície, exibe formato quase retangular a rombóidico. Constitui um bloco alongado em direção E-W com mergulho suave para sudoeste e contornos de bordas saesguidas guardando a morfologia de uma sinclinal (Guerra 1957, Pinheiro, Reis & Costa 1990), com eixo principal mergulhando para WSW. Apesar de apresentar topos com desníveis altimétricos que variam de 575 a 1.100 metros, dependendo do ângulo de observação (sul-sudeste), na paisagem regional, exibe um perfil longitudinal com frontão muito regular e horizontalizado, o que leva a configurar-se como morfologia tabular. No interior da serra, se destacam planícies intravales com altitudes entre 575-670 m, que estão circundadas por marcos de cristas alongadas e residuais que em geral se apresentam alinhadas a direção NB-SW (Bezerra Neta et al. 2007). A vegetação de savanas estépica gramínea, ocorre preferencialmente nas planícies intravales no topo da serra, contrastando com a floresta ombrófila densa que recobre as bordas íngremes de entorno da serra. O clima em toda região é do tipo (Am) quente e úmido segundo a classificação de Köppen, com precipitação média em torno de 2.250 mm/ano. Os sedimentos e solos que compõem as planícies intravales, são do tipo podzólicos e litólicos arenosos, desenvolvidos sobre saprólites das rochas subjacentes.

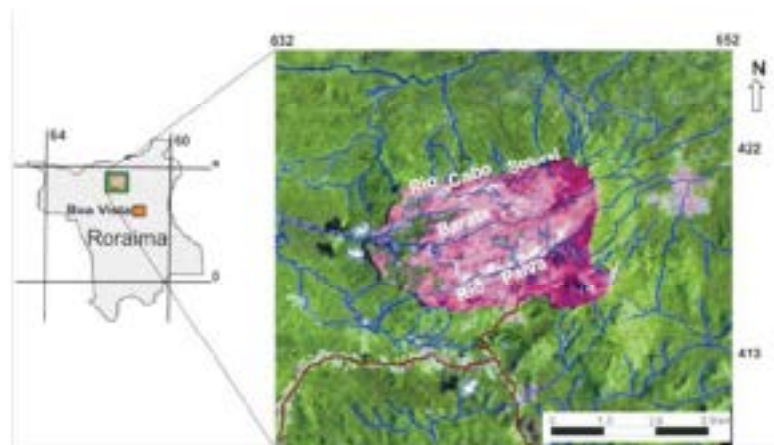


Figura 1: Localização da área de estudo (imagem Landsat 5TM na composição colorida SR 4G 2B do 04/10/1995).

Materiais e Métodos

O presente trabalho envolve as seguintes atividades:

- Levantamento de dados bibliográficos e cartográficos- carta pluviométrica da folha vila Tepequém - 1:100.000 (IBGE 1943) e interpretação de imagem do LANDSAT-5/TM - SR 4G 2B, órbita/ponto 233/57 de 1995.
- Sobrevoos na Serra do Tepequém e seu entorno, com avião Cessna monomotor, com obtenção de dados aéreo-fotográfico, que serviram de base na interpretação do registro das ocorrências de voçorocas, uso e ocupação humana.
- Mapeamento e descrição dos perfis de solos e rochas que constituem a superfície da planície intermontana e seu entorno, fazendo uso principalmente das exposições nichosas encontradas nas voçorocas, seguida de coleta de amostras de solos para análises de matéria orgânica, densidade, granulometria e mineralogia. Essas análises foram realizadas nos laboratórios do Instituto de Geociências - UFPA.
- As características morfométricas das voçorocas foram adquiridas através de medições de profundidade, largura, comprimento e direção do canal principal.

Resultados e Discussão

Feições erosivas lineares - As voçorocas estão concentradas ao longo das planícies intermontanas, situadas entre os vales dos rios Cabu Subral (a norte) e Paiva (a sul). Estas chegam atingir até 1,20 Km de extensão, com larguras de até 24 m e profundidade entre 2 a 10 m. A morfologia dos canais das voçorocas compreende três tipos: (a) canal linear, com vale na forma de "V" e taludes com inclinação de 43° a 50°, podendo apresentar aburgamento na base, em forma de "U", quando atinge o substrato rochoso; (b) canal ramificado com meandrâncias que evoluem e formam canais ôgites. Estes canais a montante são mais afinados, enquanto a jusante alarga-se no contato com o canal principal. Os taludes apresentam inclinação de 45° a 80° e a base do canal formado tipo "V" e (c) em forma de leque, estes apresentam cabeceiras com formato semicircular e canal estreito de formato linear. A inclinação dos taludes situa-se na ordem de 85° e existe formato tipo "U" na base do canal. A orientação das voçorocas apresenta canais lineares alinhados principalmente na direção NE-SW (73 %) e secundariamente nas direções NW-SE (18 %) e N-S (9 %), mostrando forte controle estrutural da Formação Tepequém. Os dotos (pipiço) são feições erosivas muito comuns observadas, principalmente nas cabeceiras (base do talude) e ao longo dos degraus da parede das voçorocas distinguem dois tipos: (a) os mais superficiais, de 30 a 50 cm de profundidade, com formato alongado e dimensões entre 5 e 15 cm, os quais são associados à presença de ferrugineiros; (b) os dotos bem desenvolvidos, situados na base dos taludes em profundidades de 1,4 e 4 m, exibem formato circular e dimensões que variam entre 12 e 50 cm e estão associados ao fluxo aquoso subsuperficial (Fig. 2). A grande profusão de dotos favorece a formação de vazios que se interligam entre si e promovem o colapso do teto e o avanço da frente erosiva.

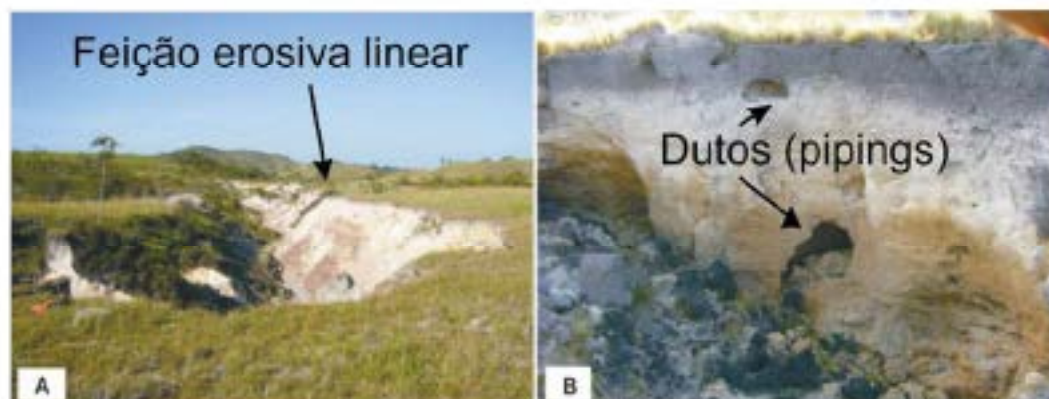


Figura 2 - Vaguetas localizadas nas planícies intravales da serra do Teopagan: (A) vagueta da Roca, apresentando alinhado a direção NE-SW, com canal em formato de "V" e (B) colúmbia da vagueta Teopagan I, apresentando a formação de dutos no leito e canais de ferruginização sobre no horizonte superficial.

Sedimentos e solos – A superfície das planícies intravales da serra do Teopagan, desenvolve-se preferencialmente sobre solos arenosos (Figura 3) derivados de arenitos e arenitos conglomeráticos. Os solos e rochas intemperizadas têm domínio da fração areia (Fig.3), que varia entre 47 e 97%, enquanto a fração fina oscila entre 1,5 e 48 % (silte) e 0,6 e 18% (argila). Esses solos são ácidos, com pH em H₂O entre 4,2 a 6,1, os quais aumentam com a profundidade. O teor de matéria orgânica varia entre 5,7 a 46,8 g/kg (sendo mais alta no horizonte superficial), decrescendo estes valores com a profundidade. A densidade dos solos nos perfis estudados aumenta com a profundidade: de 1,4 a 2,0 g/cm³. Localmente, em alguns perfis, observa-se diminuição na interface dos horizontes A e B.

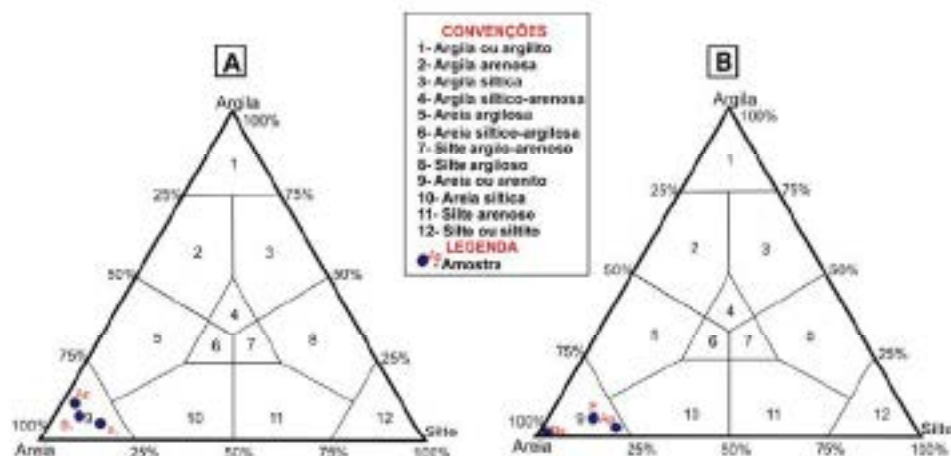


Figura 3- Distribuição geométrica nos diagramas de Shepard - vagueta Teopagan I (A) e vagueta de Lissiza (B).

Composição mineralógica - Esses sedimentos-solos são constituídos predominantemente de quartzo, contendo ainda moscovita e caulinita. A moscovita ocorre em plaquetas sub-milimétricas e a caulinita na matriz e parcialmente envolvendo os grãos de quartzo. O perfil de solo da vagueta denominada Cabo Sobral, o mais completo, foi selecionado como representativo da composição mineralógica dos materiais estudados. As proporções de quartzo aumentam do horizonte suprolítico (62,8%) para o horizonte superficial (86,1%). No horizonte suprolítico a caulinita atinge 2,8%, enquanto a moscovita 20,9%. Além desses minerais, ocorre ainda gessita e anatásio em proporções inferiores a 1%, exceto no horizonte suprolítico, chegando atingir 4 e 1,1% respectivamente.

Conclusões

As características granulométricas, mineralógicas e químicas dos materiais (solo e sedimento) que constituem os terrenos das planícies interfluviais da serra do Tepequém, submetidas a intenso processo erosivo linear (ravinas e voçorocas), indicam que estes são de alta vulnerabilidade física perante aos processos erosivos. São materiais com domínio da fração areia, com baixa coesão, e constituídos predominantemente de quartzo, contendo ainda muscovita e pequena quantidade de caulinita. Materiais com essas características quando submetidos a um lençol freático raso e um relevo inclinado, permitem forte fluxo de água no seu interior, criando duros e por consequência voçorocas. Associados às características físicas e mineralógicas dos solos da serra do Tepequém, deve-se considerar os elevados índices pluviométricos em média 2.250 mm anuais e a altitude (diferença de potencial) que aliados à baixa densidade de cobertura vegetal no topo da serra, deixa o solo mais exposto à ação erosiva da chuva, facilitando o transporte do material superficial. Com a abertura de covas para a extração de diamante neste ambiente, intensificaram de forma acentuada a erosão linear e o desenvolvimento descontrolado de grandes voçorocas.

Referências

- Beserra Neto, L. C., Costa, M. L., Borges, M. S. 2007 A planície intermontana Tepequém, Roraima, e sua vulnerabilidade erosiva. In: Kass-Costa, L. T., Klein, R. L., Vigliani, B. P. (Eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém: SBG - Núcleo Norte, v.5, p.89-108.
- Borges, F. R., D'Antona, F. J. G. 1988. Geologia e Mineralizações da serra Tepequém-RR. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35, 1988, Belém. *Anais*, Belém: SBG, 1998. p.155-163.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. Serviço Geológico do Brasil. 1999. *Roraima Central*. Folha NA.20-X/NA.21-V, Roraima, Manaus: CPRM, Escala 1:500 000 1 CD Rom.
- Guerra, A. T. 1957. *Estado Geográfico do Território Federal de Roraima*. Rio de Janeiro: IBGE, 253 p.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. 1983. Carta plani-altimétrica vila Tepequém - Folha NA.20-X-A-III-ME-25. Rio de Janeiro, Escala 1:100.000
- Pirheira, S. S., Reis, N. I., Costi, H. T. 1990. *Geologia da região de Calvoel: Nordeste de Roraima*. Manaus: DNEPM/CPRM, 91p. (Relatório final).
- Santos, J. G. S. et al. 2003. Age, source, and regional stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like outliers in northern South America based on U-Pb geochronology. *Bulletin Geological Society of America*, n.115, p.331-348.

A IMPORTÂNCIA DAS INTERSEÇÕES NEOTECTÔNICAS NO ESTUDO DE GEOESTRUTURAS E ENCONTROS FLUVIAIS AMAZÔNICOS

Haílton Luiz Siqueira da Igreja & Elena Franzinelli
Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas
higreja@ufam.edu.br; elena.franzinelli@gmail.com

RESUMO. Neste trabalho mostra-se que as interseções neotectônicas amazônicas necessitam de uma visão multidisciplinar, pois além dos aspectos científicos e econômicos que fornecerem parâmetros diversos para elucidação dos distritos minerais ao longo do tempo geológico no território nacional, também apresentam importantes propriedades hidrogeológicas, ecológicas e turístico-paisagistas (Encontro das Águas de Manaus – RAM). Ressalta-se 25 esquemas de interseções de lineamentos, falhas e fraturas, destacando o padrão mais comum (V) e a cinemática horizontal e vertical. Deste modo os encontros megafluviais amazônicos prescindem de estudos detalhados, considerando que contém propriedades e processos que podem explicar a geração de depósitos minerais do passado, e presentemente mostram diversos fenômenos incógnitos e peculiares (por exemplo, supersacção/abruptão) também importantes para a segurança naval.

INTRODUÇÃO. As interseções neotectônicas amazônicas são áreas de encontro de grande lineamentos, falhas e fraturas geológicas, que promovem diversos processos erosionais e/ou deposicionais, cujas as maiores se encontram ao longo do sistema hidrográfico Solimões-Amazonas. As interseções, também denominadas nós tectônicos (Loczy e Ladeira 1970), nos ambientes ígneos, metamórficos ou sedimentares são devidamente estudadas pelos geocientistas por, preferencialmente, apresentarem concentrações minerais, tais como ouro, cobre, níquel, estanho, entre outros, e onde fluíam e fluem águas, soluções em geral, inclusive as petrolíferas. Geoestruturalmente o sistema hidrográfico Solimões-Amazonas se desenvolve ao longo de uma estrutura-em-fita, cujas maiores interseções (afilantes versus canal principal) ocorrem, destacam e singularizam no Sistema Neotectônico Amazônico a Zona Principal de Deformação Solimões-Amazonas, a qual também é realizada pelo Rio Amazonas. A região do encontro das águas, em frente à cidade de Manaus (AM, Brasil), constitui uma interseção neotectônica formada pelos lineamentos que controlam os rios Solimões, Amazonas e Negro. Nós neotectônicos parecidos são destacados pelos demais grandes rios amazônicos, por exemplo, pela margem direita do Rio Amazonas: rios Madeira e Tapajós, pela esquerda: rios Urubá e Nhamundá. Uma das características comuns nessas interseções (não só nelas) é o fenômeno da supersacção/abruptão, que significa o lento, moderado, rápido e/ou abrupto, fluxo subcanal considerado como resultante, principalmente, da mudança de um para outro padrão neotectônico-estrutural, peculiar da área de encontros de águas. Diversos desastres e catástrofes fluviais devidos a marifúgios, terras-céidas e assoreamentos inesperados, podem ser atribuídos às supersacções fluviais abruptas, em muitas delas, mesmo exímios nadadores, foram vitimados, em função do elemento “surpresa”, atual imprevisibilidade e inevitabilidade, constituintes deste fenômeno – à semelhança dos terremotos, tal como os vórtices geneticamente associados. Estudos neotectônicos na região do Encontro das Águas Manaus (RAM), indicam que neste ponto tríplice de lineamentos, a área de supersacção nas desembocaduras dos rios Negro e Solimões, antecede a correspondente área de superabruptão na área do encontro das águas propriamente dito, principalmente ao longo da Ilha do Careiro, onde tal ocorrência está representada por vulcões de sedimentos, grandes lagos e replicações de pontos, resultantes da interação – fluxo superficial versus fluxo subterrâneo – em diversas dimensões. Conforme a literatura específica, no passado geológico, processos semelhantes ocorreram e geraram importantes jazidas minerais, por isso a grande importância paradigmática de se estudar o RAM, e por extensão, todas as interseções do sistema fluvial Solimões-Amazonas.

MATERIAIS E MÉTODOS DE TRABALHO. A interpretação geotectônica das interseções foi executada em imagens multiespectrais do satélite Landsat 7, mapas geológicos, hidrogeológicos, e geofísicos; utilizou-se cartas planialtimétricas e eventualmente trabalhos de campo em análises geoestruturais. No site do Serviço Geológico dos Estados Unidos da América (USGS), <http://eda.usgs.gov/strm/data/interferometry> para obtenção da imagem do Encontro das Águas em

frente à cidade de Manaus, e também do <http://Earth.Google.com>. O método de trabalho adotado baseou-se na interpretação visual das imagens (Santos et al. 2000), comparação com cruzamentos lineares estabelecidos na literatura específica, o que permite identificar as geometrias e cinemáticas para os principais lineamentos neotectônicos nas interseções fluviais amazônicas.

GÊNESE DAS INTERSEÇÕES. Diversos e renomados estudiosos se dedicaram à pesquisa das interseções tectônicas, tais como: de Lineamentos (Lacey e Ladeira 1976), e de Falhas e Juntas (Dorve & Hancock 1994); nos quais este trabalho foi baseado substancialmente. As Bandas (< 1 cm), as Zonas (> 1cm – < 10km) e os Cinturões (> 10 km) de cisalhamento rúptil resultantes de deformação não-conaxial (Hess e Mica 1992), neste trabalho, numa visão reducionista, a qual responde por mais de 80% das zonas de deformação concentrada que governam os rios amazônicos, portanto pela maioria das interseções fluviais (fig. 1). O sistema fluvial delineando uma megastutura-em-fim (Saidi et al. 2005), à princípio, indica que todos os grandes afluentes do eixo central-centrípeto (Solimões-Amazonas) são lineamentos neotectônicos mais jovens (gerados no restrivado - rios os destacam) que o cinturão cisalhante e captorante central. Os ângulos agudos internos nas interseções, conjuntamente com os elementos geométricos e cinemáticos dos afloramentos marginais, também indicam que os deslocamentos horizontais frequentemente predominam sobre os verticais, condizentes com sistemas neotectônicos transcidentes.

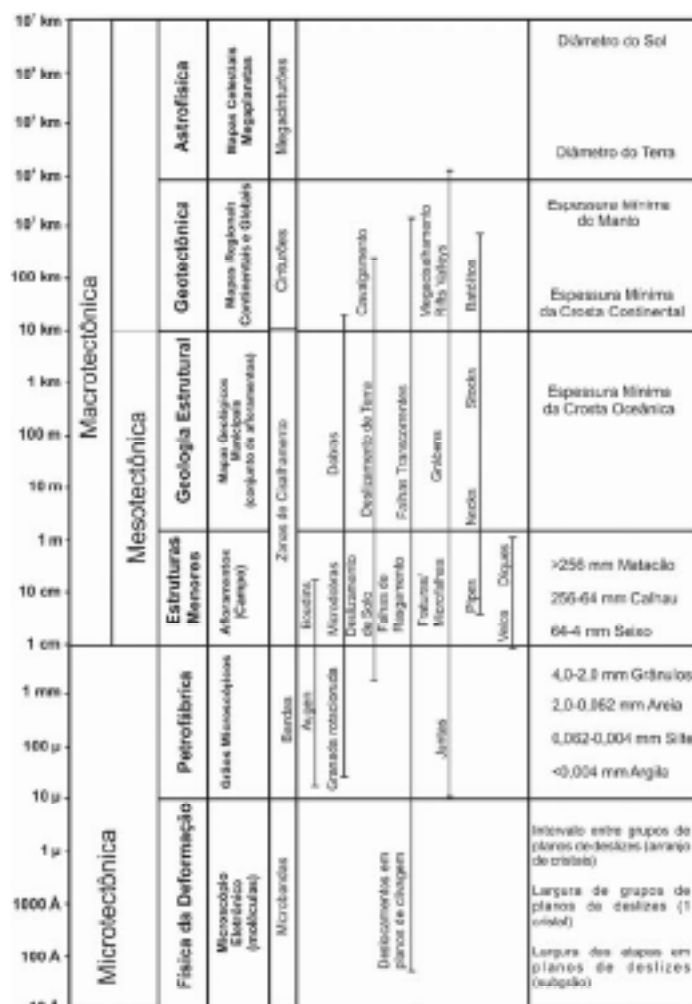


Figura 1. Dimensões das feições tectônicas. A quarta coluna destaca as bandas, zonas e cinturões de cisalhamento, (Iggja 2007, modificada de Carey 1982).

A figura 2 mostra uma síntese de zonas de deformação concentrada que solicita a observação horizontal, não descartando a vertical, que responde pela geometria e cinemática dos blocos tectônicos que envolvem os padrões mais comuns de interseções. A visão vertical é mais adequada para os importantes estudos ecológicos do Quaternário, por facilitar a identificação ao realçar a maioria dos deslocamentos e compartimentações mais expressivas.

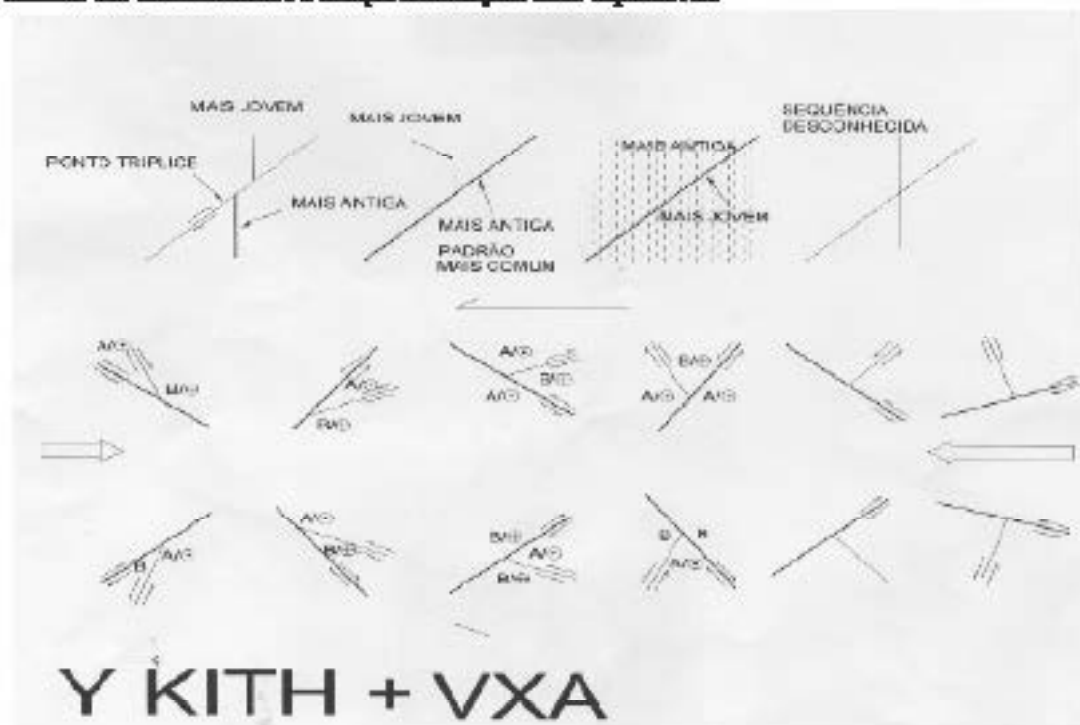


Figura 2. Na primeira linha são destacados os critérios simples de diferenciar Lineamentos Neotectônicos mais jovens de mais antigos; Na segunda linha mostra-se os Lineamentos Neotectônicos em padrão mais comum (Y) tanto em vista horizontal como vertical; Terceira linha: sistema de bacia de bacia Leste-Oeste – mostra os geomarcamentos esperados, pela conjugação de Lineamentos Neotectônicos no padrão mais comum, ao sul da Zona Principal de Deformação Amazônica (central). O conjunto final (em negrito) mostra: YK três eventos, I – esta forma se desenvolve quando o diferencial de tensão é pequeno, o S₃ está orientado uniformemente normal a um lineamento distensivo (por exemplo, Lineamentos Rio Negro x Cuiabá x Braço de São Francisco/Tarumã Mirim); TH+ – estes padrões caracterizam lineamentos ortogonais, podendo resultar da combinação de I com T, comuns em ambiente intraplaca como a Amazônia e podem representar dois pulsos neotectônicos; G padrão de Lineamentos H implica em lineamentos sistemáticos para não-sistemáticos típicos de borda de bacia, próximos ao embasamento (pelo menos dois eventos). Os padrões V, Y, X e A são formas que caracterizam lineamentos neotectônicos amazônicos cisalhantes, implicando em mais de um pulso neotectônico, em geral demonstram as interseções mais comuns em sistemas conjugados e fractais. (Modificado de Loczy e Ladeira 1976, Dames & Moore 1994).

CONCLUSÕES As interseções paleo/neotectônicas amazônicas são feições geomorfométricas/topográficas de grande interesse atual para vários ramos das geociências, inclusive à prospecção mineral, biotectônica e ecologia. Atualmente a otimização na exploração, exploração e transporte de recursos minerais exige maior atenção para a preservação ambiental, mapeamento de áreas de risco submersas e subaquosas, cujas definições dos blocos tectônicos e seus associados compartimentos ecológicos (antigos e atuais) imprescindíveis da caracterização dos nós (interseções). Estudos anteriores promoveram eficientes prospectos, os quais, em geral, resultaram com maior bem-estar, guerra e grande desperdício de sociedades do século XX. Neste início de século/milênio, à medida que se exige maior segurança em áreas de risco, esmorecem as jazidas superficiais, e aumentam as pressões nas explorações/explorações submersas: os estudos das interseções de superfície e

subsuperfície tornam-se progressivamente valorizados. Neste trabalho deu-se ênfase aos padrões de interseções mais comuns de lineamentos (Y) para bacia tectônica amazônica leste-oeste (terço tectônica), destacando-se as principais componentes geométricas e sobretudo cinemáticas, além de alguns aspectos flúvionecológicos amazônicos, fornecendo modestas bases para os necessários estudos mais detalhados.

Agradecimentos. Os autores gostariam de expressar seus elevados agradecimentos aos graduandos de Geologia da disciplina Geologia Estrutural – 2009 (Carapuz) e aos mestrandos do Curso de Pós-graduação do Departamento de Geociências da UFAM, Keila Cristina Ariceto e Paulo José Mota, pelos incentivos e colaboração na elaboração das figuras.

Referências

- Casey S.W. 1962B. Scale of Geotectonic phenomena. J. Geol. Soc. Índia, v. 3, pp 97 – 105.
- Dunn W.M. & Hancock P. L. 1994. Palaeostress Analysis of Small-Scale Brittle Structures. In *Continental Deformation*, Cap. 5, p.101 – 120. Edited by Paul L. Hancock; University of Bristol, U. K. Pergamon Press.
- Igreja H.L.S. 2007. Figuras de aula da disciplina Geologia Estrutural. Departamento de Geociências da UFAM. Modificação de Casey 1962
- Hazni Y. & Miat J. A. 1993 (Casual) Geologia Estrutural Aplicada. Associação Brasileira de Geologia de Engenharia – ABGE; S.A. Indústrias Veterinárias – VOTCRANTIM e Companhia Brasileira de Alumínio – CBA. 400 p.
- Lucy L. e Ladeira E. A. 1978. Geologia Estrutural e Introdução à Geotectônica. São Paulo, Editora Edgard Blocher; Rio de Janeiro, Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico. 270 p.
- Sadi A., Bezerra F. H. R., Costa R. D., Igreja H. L. S., Fumicelli R. 2005. Neotectônica da Plataforma Brasileira. In *Quaternário do Brasil*, cap. 10, p.211 – 234. ABEQUA – Consel. Cívia Regina de Gouveia Souza, Kenitico Saggion, Antônio Manoel das Santos Oliveira e Paulo Eduardo de Oliveira
- Santos A. R., Paradella W. R., Verzeiani P., Menezes M.C. 2000. Radar Aplicado ao Mapeamento Geológico e Prospecção Mineral: Aplicações. São José dos Campos: INPE/ADIMB.

A ORIGEM DOS LAGOS FANTANOSOS SITUADOS A JUSANTE DA CACHOEIRA DE SANTO ANTÔNIO NO RIO MADEIRA, RONDÔNIA

Marcelo Luiz do Espírito Santo Quilbrós^{1,2}; César José Rizzotto¹; João Batista de Menezes³

¹ CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Porto Velho; ²e-mail: quilbrós@serv.cprm.gov.br

³ PCE - Projetos e Consultorias de Engenharia Ltda

INTRODUÇÃO A Cachoeira de Santo Antônio localiza-se no rio Madeira, 8 km a sudoeste de Porto Velho, Rondônia. Na região logo a jusante desta cachoeira, ocorrem nas margens do rio Madeira dois lagos calmatados e com aspectos pantanosos (fig. 1). O maior destes, situa-se na margem esquerda do rio Madeira e apresenta forma de meia elipse, com eixo maior na direção NB-SW, medindo em torno 1.450 m de comprimento por 750 m de largura, o qual se encontra isolado do rio Madeira através de uma faixa de acumulação de sedimentos aluviais silício-arenosos (dique marginal) com 1.500 m de comprimento por 100 m de largura (figs. 2 e 3). O segundo lago é menor e ocorre na margem direita do rio Madeira, apresentando-se de forma alongada na direção NE-SW, medindo aproximadamente 700 m de comprimento por 340 m de largura, também separado do rio Madeira por um dique marginal que mede em torno de 650 m de comprimento por 100 m de largura, ao longo do qual foram acumulados sedimentos silício-arenosos. Estes lagos atualmente são alimentados por pequenos igarapés, podendo estes desenvolver canais de escoamento interligados ao rio Madeira, principalmente nos períodos de inverno amazônico, onde ocorrem as maiores precipitações pluviométricas na região. Estes dois lagos pantanosos apresentam como característica comum, o desenvolvimento de uma vegetação nativa que cobre praticamente toda a sua extensão, tornando-os semelhantes a pântanos e aos lagos distróficos, que são caracterizados por lagos de águas paradas, húmicas e pantanosos, só que nestes casos com vegetação.

O objetivo deste trabalho consistiu, basicamente, na caracterização morfológica dos lagos pantanosos da região da Cachoeira de Santo Antônio e no estabelecimento de um modelo evolutivo para a formação e origem dos lagos. Os estudos foram baseados na análise de senecres remotas, trabalhos de campo e nas informações dos furos de sondagem disponibilizados por FURNAS Centrais Elétricas S/A à CPRM, por ocasião dos estudos ambientais do Aproveitamento Hidrelétrico de Santo Antônio (Contrato nº. 15.002 - FURNAS/CPRM).

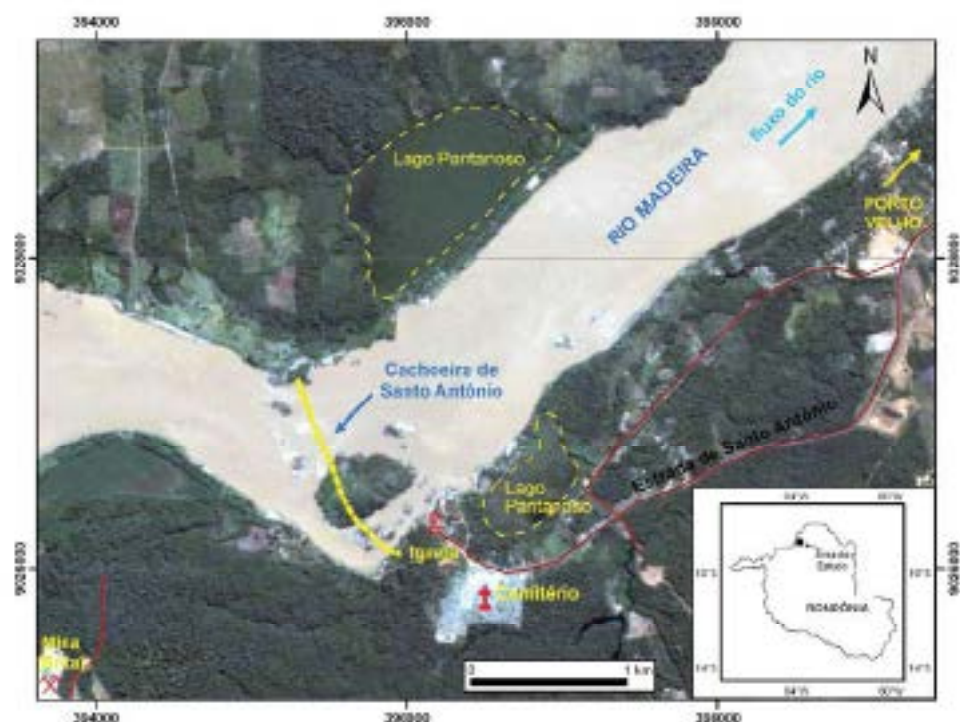


Figura 1 – Mapa de localização dos lagos pantanosos situados à jusante da Cachoeira de Santo Antônio, no Rio Madeira.



Figura 2 - Vista geral do lago de margem esquerda do rio Madeira. Em A-Lateral; B-Área do dique marginal; e em C-área do lago pantanoso.



Figura 3 - Detalhe do lago pantanoso de margem esquerda do rio Madeira.

ASPECTOS GEOLÓGICOS Na região da Cachoeira de Santo Antônio ocorrem rochas graníticas pertencentes à Suíte Intrusiva Santo Antônio (1,15 Ga), representadas principalmente por biotita monzogranito de coloração cinza claro e biotita sienogranito de coloração rósea, com tipos litológicos variando de equigranulares a porfíricos, apresentando apenas deformação ríptil (falhas e fraturas). Capoteando as rochas da Suíte Intrusiva Santo Antônio encontra-se um perfil laterítico imaturo, caracterizado por horizontes mosqueado, ferruginoso colunar e nodular/pedregoso, coberto por laterolito. Ocorrem também extensas áreas de coberturas indiferenciadas pouco estudadas. Já nas regiões próximas as margens do rio Madeira ocorrem diversos depósitos aluviais (solonchais e alúvies), originados a partir de sucessivas migrações laterais do rio Madeira, sendo estes constituídos de sedimentos finos, predominantemente de areia fina/siltite até argila, os quais apresentam coloração cinza, creme-amarelada e amarelo-avermelhada, estratificados e por vezes ferruginizados (fig. 4).

EVOLUÇÃO DOS LAGOS PANTANOSOS Os estudos consistiram nas análises de imagens de satélite, radar, fotografias aéreas, bases cartográficas, dados de campo e dos 15 furos de sondagem (13 à percussão e 2 mistos) realizados por FURNAS Centrais Elétricas S/A no lago de margem esquerda. Os dados de sondagem revelaram que a lâmina d'água do lago contém restos vegetais e fauna, apresentando profundidades que variam entre 1,5 e 16 m e que os sedimentos da fundo do lago alcançam espessuras superiores a 35 m, sendo constituídos por intercalações de areia fina, siltite e argila, contendo matéria orgânica. Nas camadas de base do pacote sedimentar ocorrem sedimentos arenosos com fragmentos de rochas (granito).

O tratamento das informações disponíveis permitiu um melhor entendimento da morfologia do terreno no trecho da Cachoeira de Santo Antônio, a qual foi gerada pela dinâmica fluvial do rio Madeira, associada às movimentações tectônicas, a natureza do substrato e as mudanças paleoclimáticas. As feições geradas pelos processos erosivos e deposicionais proporcionaram a formação dos lagos pantanosos situados nas margens do rio, logo a jusante da cachoeira de Santo Antônio (fig. 1). Com base na análise de produtos de sensores remotos é possível estabelecer algumas relações evolutivas entre as cachoeiras de Santo Antônio e Teotônio, ambas no rio Madeira (fig. 5). Estas relações convergem no sentido de associar, imediatamente, uma ação contínua dos processos erosivo-deposicionais, oriundos da dinâmica fluvial, as feições morfológicas geradas logo após as cachoeiras e associá-las com a altura da queda d'água nas cachoeiras. Na Cachoeira de Teotônio, onde existe um desnível mais acentuado da queda d'água, observa-se logo a jusante desta cachoeira a presença de duas grandes ilhas no meio do canal do rio Madeira e a geração de furos erosivos semelhantes a "embalsamentos", posicionados no longo das margens esquerda e direita do rio, os quais aumentam de tamanho em função da ação continuada de processos erosivos. Na parte central do canal do rio a deposição favorece o crescimento de barras arenosas visíveis no período de vazante do rio, por vezes recobertas por vegetação (fig. 5A). Na Cachoeira de Santo Antônio, o desnível da queda d'água é menos acentuado, caracterizando uma corredeira (fig. 5B). Nesta situação da ação dos processos erosivos e deposicionais são totalmente diferentes em relação aos da Cachoeira de Teotônio. No caso de Santo Antônio, destaca-se a existência, a posição geográfica e a forma dos lagos pantanosos situados logo à jusante da cachoeira,

sugerindo que estes foram, inicialmente, formados durante um período em que a queda d'água na cachoeira de Santo Antônio era bastante acentuada, com um desnível maior do que a queda d'água de Teotônio, e com capacidade de proporcionar a ação de processos erosivos nas margens do rio Madeira, gerando formas de "embaiamentos". Posteriormente, mudanças na dinâmica fluvial do rio Madeira, associada à fenômenos ainda desconhecidos (paleoclimáticos, tectônicos e litológicos), levaram ao rebaixamento da queda d'água na cachoeira de Santo Antônio e, conseqüentemente, modificações no fluxo da corrente do rio, levando ao isolamento dos "embaiamentos" por diques marginais, dando assim a origem aos lagos.

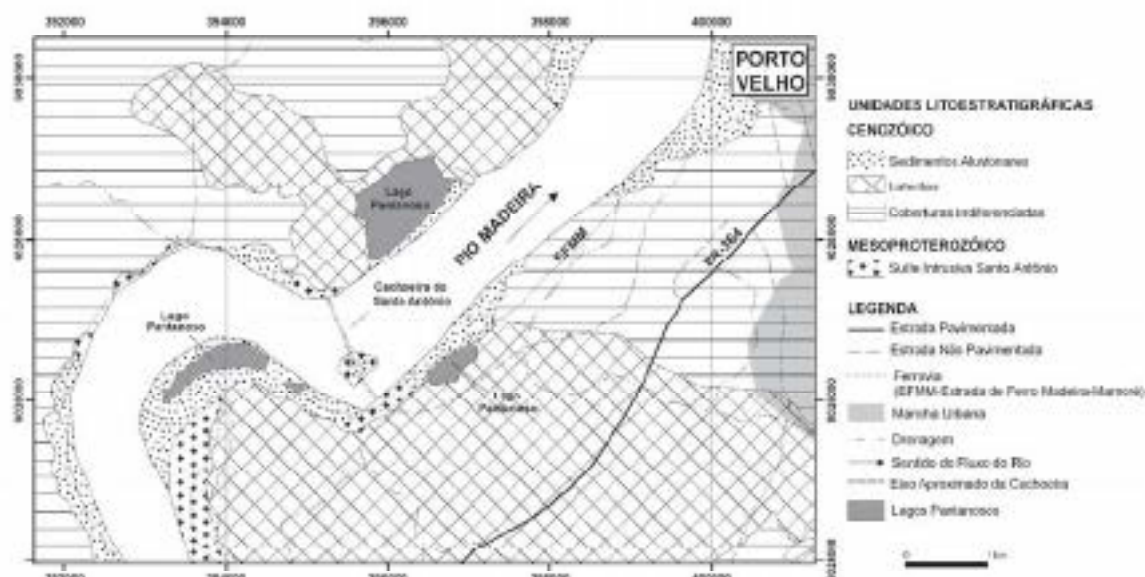


Figura 4 - Mapa geológico simplificado da região da Cachoeira de Santo Antônio no Rio Madeira. Modificação de Queiroz & Ribeiro (2007).

Diante destas observações, a formação dos lagos pantanosos situados logo à jusante da Cachoeira do Santo Antônio ocorreu, provavelmente, em sucessivos estágios, assim agrupados:

- **Estágios Iniciais:** A Cachoeira de Santo Antônio apresentava um gradiente de queda d'água bastante acentuada e suficiente para proporcionar um fluxo de energia maior à jusante da cachoeira, favorecendo a atuação de processos erosivos, internos e progressivos, nas margens esquerda e direita do rio, imediatamente após a queda de água da cachoeira. Este fluxo pode ter gerado correntes fluviais na forma de redemoinhos e que levaram ao aparecimento de formas erosivas do tipo "embaiamentos", da mesma forma como ocorre atualmente na região da Cachoeira de Teotônio (fig. 5 A; fig. 6, estágios 1 e 2).
- **Estágios Intermediários:** Diminuição do gradiente de queda d'água na Cachoeira de Santo Antônio possivelmente relacionado às mudanças paleoclimáticas (glaciação, variação do nível do mar, etc.), a tectônica (falhas e fraturas) e a litologia do substrato rochoso da cachoeira (desgaste das rochas que sustentam a cachoeira), que influenciaram na modificação da dinâmica dos processos fluviais. A combinação dos processos geológicos e paleoclimáticos proporcionou modificações significativas no fluxo das correntes fluviais, condicionando a formação das ilhas, barras longitudinais e dos diques marginais. Estes diques foram crescendo gradativamente e passaram a controlar a entrada e a deposição de sedimentos na região dos "embaiamentos", até o completo isolamento destes e formação dos lagos (fig. 6, estágios 3 e 4).



Figura 5 - Caudaltes de Teotônio (A) e Santo Antônio (B), no Rio Madeira. Setas em vermelho indicam as áreas com predominância de erosão, as setas em branco as áreas com predominância de deposição e as linhas tracejadas amarelas os limites aproximados das principais áreas de erosão e de deposição nas imediações das cachoeiras.

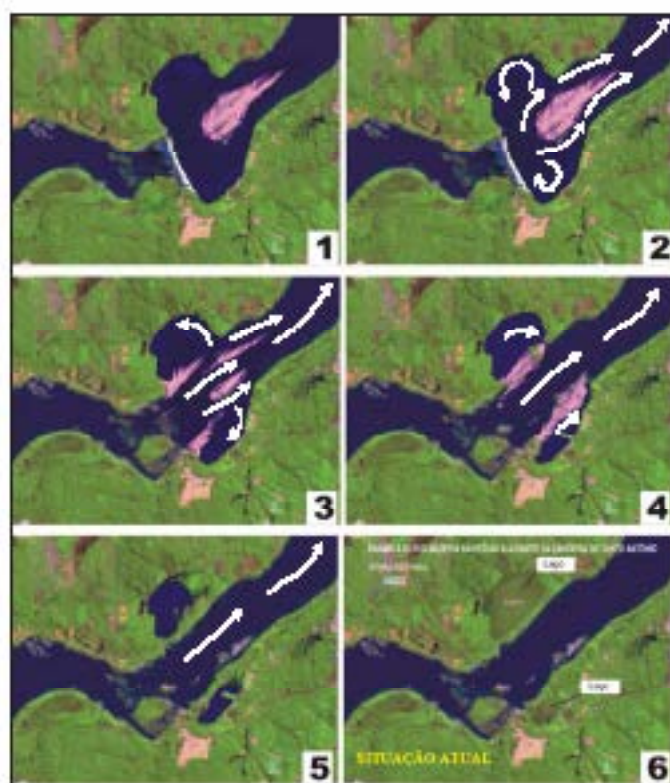


Figura 6 – Modelo hipotético proposto para a formação dos lagos pantanosos próximos lago a jusante da Cachoeira de Santo Antônio, no rio Madeira. Modelo com de imagens LANDSAT 7, apenas reproduzido, editado, modificado e montado para a elaboração dos estágios evolutivos dos lagos. As setas em branco indicam o fluxo principal do rio.

Referência Bibliográfica

QUADROS, M.L. de S.S.; RIZZOTTO, G.J. (Orgs.). 2007. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondônia: Sistema de Informações Geográficas-SIG. Programa Geologia do Brasil (PGB), Integração, Atualização e Difusão de Dados de Geologia do Brasil, Subprograma Mapas Geológicos Estaduais. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Residência de Porto Velho. CD-Rom.

- Estágios Finais: Os lagos foram firmados e qualitativamente preenchidos por sedimentos arenosos, silteosos e argilosos e, posteriormente, recobertos por uma vegetação típica de regiões alagadas, adquirindo o aspecto de um ambiente lacustre pantanoso (fig. 5B; fig.6, estágios 5 e 6).

CONSIDERAÇÕES FINAIS Os lagos pantanosos da região a jusante da Cachoeira de Santo Antônio foram originados pela dinâmica fluvial do rio Madeira, em épocas cujas idades ainda encontram-se indefinidas. Inicialmente, durante períodos em que queda d'água na cachoeira era bem maior do que é hoje, os processos erosivos e deposicionais proporcionaram a formação de "embocamentos" nas margens do rio. Posteriormente, em períodos mais recentes, ocorreu um retraimento significativo da queda d'água na cachoeira, provavelmente associado a fatores litológicos, tectônicos e paleoclimáticos ainda não avaliados. Este retraimento leva ao condicionamento de uma nova dinâmica fluvial que proporcionou a formação de diques marginais nas margens do rio e ao completo isolamento das áreas de "embocamentos", tendo como consequência a formação dos lagos que foram preenchidos gradativamente por sedimentos finos e depois cobertos, totalmente, por uma vegetação nativa.

NÚCLEOS DE EMBASAMENTO SOERGIDO ORIUNDOS DE TECTONISMO MESO-CENOZÓICO NAS BACIAS DO SOLIMÕES E AMAZONAS

Marcos Vinícius Rodrigues Maia

PETROBRAS (UN-AM/EXPARHIG)
Av. Darcy Vargas, 645 - Manaus - AM

INTRODUÇÃO

O termo *basement core uplift* (núcleo de embasamento soerguido) tem sido usado na literatura com forte conotação genética para explicar grandes altos do embasamento que ficam soerguidos em bacias de antepaís por efeito de fricção de uma placa oceânica subductando com baixo ângulo sob a litosfera continental. Os produtos são verdadeiras montanhas de embasamento associadas a falhas de empurrão de rejeitos quilométricos. Os exemplos mais clássicos são os do Meio-Oeste Norte-Americano (Utah e Denver) e os das *Síerras Pampeanas* (Argentina). O objetivo deste trabalho é mostrar estruturas semelhantes que ocorrem em outro ambiente tectônico: Bacias Intracriônicas como as do Solimões e Amazonas.

EXEMPLOS DAS BACIAS DO AMAZONAS E SOLIMÕES

O Alto de Punguá-Jutai, no oeste da Bacia do Solimões (Figs 1 e 2), é um grande alto do embasamento soerguido por uma falha reversa de mais de 1700m de rejeito. É produto de transpressão regional durante o evento Jurás (Neo-Jurássico) no contexto do Megacisalhamento do Solimões, um corredor onde as falhas embasamento focalizam a deformação provocada por esforços na borda proto-andina do Gondwana (Caputo & Silva, 1990).

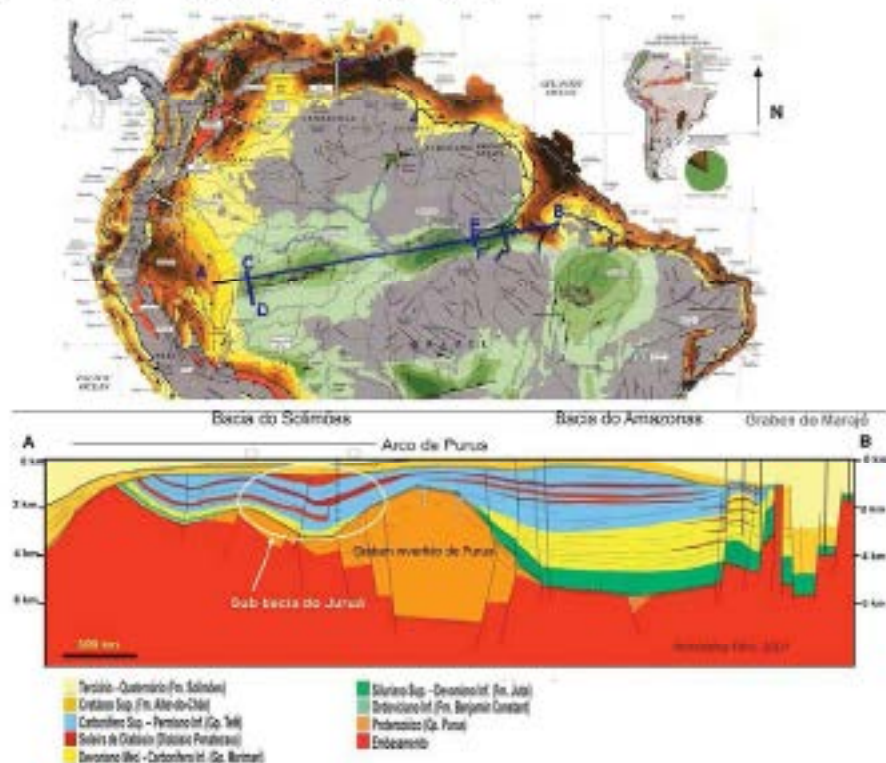


Figura 1 - Mapa de localização e seção geológica regional das bacias do Solimões e Amazonas



Figura 2- Seção Geológica C-D passando pelo Alto de Paraguá-Jutai, no oeste da Bacia do Solimões

O Domo de Monte Alegre (Figs 3 e 4), no centro-leste da Bacia do Amazonas, foi interpretado por Almeida & Pinheiro (2006) como uma braquistictinal forçada por soerguimento do embasamento. É uma feição semicircular onde afloram as rochas Devonianas da Fm. Eiruné em seu núcleo e as rochas carboníferas da Fm. Monte Alegre em seus flancos, com uma grande falha N45 °E que juxtapõe as rochas paleozóicas do bloco alto com as rochas cretáceas do bloco baixo. Dados de poços adjacentes ao domo mostram que a desnivel entre os blocos é superior a 3 km. Sob esta estrutura ocorre uma anomalia de gravidade positiva cuja forma encaixa-se perfeitamente ao domo. Este ocorre próximo à zona de charneira de uma mega-dobra regional sobre onde o flanco norte da bacia foi soerguido pela soerguimento de um mega-bloco do embasamento de direção N30W. Esta deformação teria gerado localmente um núcleo de embasamento soerguido que teria forçado o domo no Terciário. A idade é compatível com o trabalho de Costa (2006) que descreve um expressivo tectonismo terciário oriundo de esforços da Placa do Caribe que restitua falhas do embasamento compartimentando-a num mosaico de blocos que controlaram a deformação da pilha sedimentar nesta região da bacia.

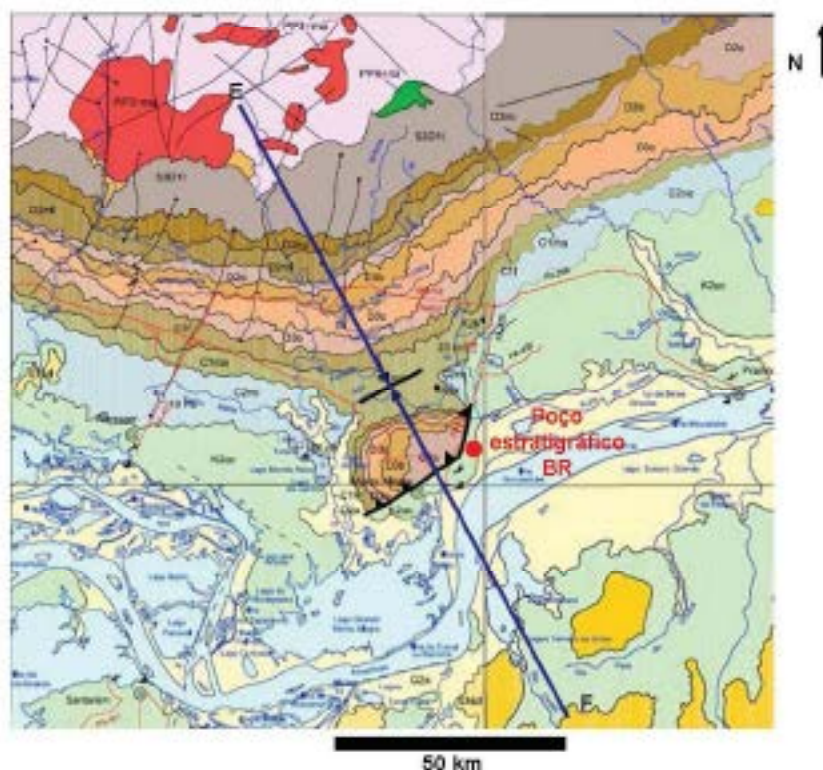


Figura 3- Mapa Geológico (CPRM) da área do Domo de Monte Alegre, Bacia do Amazonas

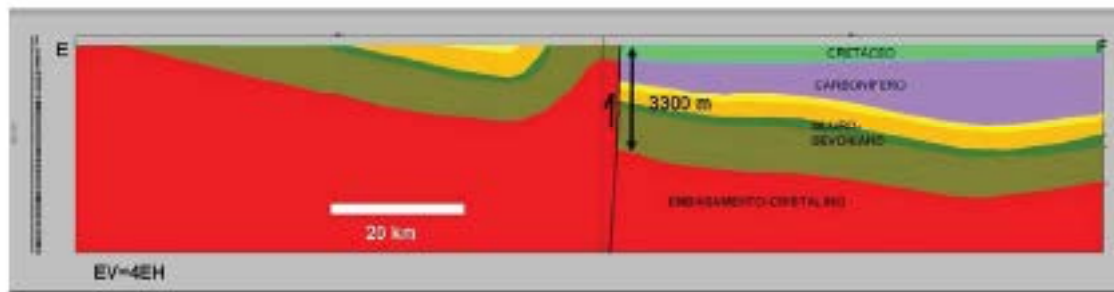


Figura 4- Seção Geológica E-F passando pelo Domo de Monte Alegre

CONCLUSÕES

A existência de estruturas semelhantes às que ocorrem em bacias de antepaís, porém não associadas com subsidência rasa, mas sim a uma transpressão intracontinental, mostra que o termo *basement covered uplift* deveria ter um caráter mais descritivo do que genético, pois padrões similares ocorrem em ambientes tectônicos completamente distintos.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, C. & PINHEIRO, R. V. L. Investigação Tectônica do Domo de Monte Alegre, Bacia da Média Amazônia, PA. In: Anais do XLIII Congresso Brasileiro de Geologia, 2006. Aracaju-SE. Geociências e as Sociedades do Futuro. Aracaju-SE. Sociedade Brasileira de Geologia, 2006. p-519.
- CAPUTO, M. V. & SILVA, O. B. 1990. Sedimentação e Tectônica da Bacia do Solimões. In: RAIA GABAGLIA, G., P., MILANI, E. J (Eds.). *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro: PETROBRAS. p. 169-193.
- COSTA, A.R.A. 2006 – A curvatura da borda norte da Bacia do Amazonas e os dados de SRTM (Shuttle Radar Topography Mission). PETROBRAS. Nota técnica 20p.

GEOMORFOLOGIA DO CENTRO OESTE DO PARÁ

Reginei Medeiros de Sá & Adriana Maria Coimbra Horbe

Departamento de Geociências – Universidade Federal do Amazonas – Av. Gal. Roldão O. I.
380 – Canoá, 69077-000, Manaus, Amazonas, reginei_sa@hotmail.com, alicorbe@ufam.edu.br

Resumo: A região compreendida entre Pará e Amazonas, próxima ao rio Amazonas e distribuídos a norte entre os rios Trombetas e Nhamundá e a sul entre os rios Tapujós e Mamaná, expõe uma série de platôs com altitudes que variam entre 80 a 200m. Os platôs dessa região são produtos reliquiais do intemperismo que provocou o desenvolvimento de crostas aluminosas e que resistiu a pediplanação nessa região.

INTRODUÇÃO O intemperismo é o principal agente modelador do relevo de uma região (Thomas, 1994). Desenvolve ravinas, interflúvios, vales e cotas normalmente controlados pelos lineamentos estruturais. Atua diretamente na composição mineralógica e química das rochas desenvolvendo perfis de alteração cuja estruturação varia em função da intensidade da lixiviação (Horbe *et al.* 2001). O produto residual são as crostas lateríticas que concentram minerais de alumínio, ferro e fósforo.

Na região noroeste do Pará ocorrem importantes depósitos de bauxita formados por intenso intemperismo da Formação Alter do Chão (Hornblum, 1982; Boulougé e Carvalho, 1997). Os platôs que sustentam esses depósitos têm algumas dezenas de quilômetros e altitudes de até 200 m. Estão distribuídos numa região com aproximadamente 300 km de extensão e 200 km de largura (Fig. 1). A bauxita, constituída basicamente por gibbsita e com hematita, goethita, cantinita e quartzo subulminado, repousa em contato sempre brusco com o horizonte mosquado. Tem espessura média de 2,5 m e é recoberta por um pacote argiloso amarelado, essencialmente caulinitico, de até 20m de espessura.

Apesar da geologia do principal depósito de bauxita do noroeste do Pará, localizado próximo as margens do rio Trombetas, já ser bem conhecida (Hornblum, 1982; Boulougé e Carvalho, 1997) há poucos dados sobre a sua relação com a geomorfologia da região (RADAMBRASIL, 1976). Portanto, este trabalho tem como objetivo detalhar os aspectos geomorfológicos de parte da região noroeste do Pará, próxima ao rio Trombetas e Tapujós.

MATERIAIS E MÉTODOS Foram utilizadas imagens de satélite do tipo DEM – Modelo Digital de Elevação, (SRTM – da Missão Topográfica por Radar Interferométrico – Shuttle Radar Topography Mission) na extensão 10g, resolução espacial de 90 m tratadas nos softwares SRTMFill e BLACKART para correção (cota zero). No software Global Mapper 9, as DEM, foram configuradas para o sistema geodésico de Referência South of American Datum – SAD-69 e exportadas no formato GeoTiff. Este software permitiu ainda gerar curvas nível e perfis longitudinais para detalhar as formas de relevo. A confecção de mapas relacionados à topografia foram feitos no software ArcView 3.2a com auxílio de cartas topográficas do escarvão da FDL.

CARACTERÍSTICAS DAS UNIDADES MORFOESTRUTURAIS A região estudada foi dividida em dois compartimentos morfoestruturais um a norte e outro a sul do rio Amazonas: Trombetas-Nhamundá e Juruá, respectivamente. Estes dois áreas foram subdivididas em subáreas A, B, C, D, E, F em função da dissecação, forma e altimetria das feições geomorfológicas (Fig. 1).

Interflúvia dos rios Trombetas e Nhamundá Esta região está inserida no Planalto Dissecado rio Trombetas – rio Negro, (RADAMBRASIL, 1976) e os rios que a limitam lateralmente estão controlados por lineamentos NW-SE. O limite sul é feito pelo rio Amazonas que possui direção praticamente W-E, e pela borda norte da sinéclise do Amazonas. Destacam na região, platôs de formas, extensões e altitudes variadas. Os platôs localizados próximos a margem do rio Nhamundá, subárea- A (Fig. 2A), se caracterizam por terem topos bem aplanados, ravinas suaves, formas radiais e alongadas com extensão que pode chegar até 10 km, largura de até 2,7

km e elevação entre 80 m a 100 m. Para norte - subárea-A os platôs estão mais dissecados, tendendo para um relevo um pouco mais colinoso, são menores em extensão, não ultrapassam 2 km, largura média é de 500m e a altitude entre 120 e 190 m. As escostas são ravinadas e têm formas radiais, o padrão de drenagem da região é dendrítico com capturas fluviais (Fig. 2A).

Os platôs que estão na área meridional - subárea- B apresentam tipos aplanados, formas alongadas, são ravinadas a radiais, têm elevação entre 130 e 200m e menores que os da subárea - A, têm extensão de 7 km e largura de até 1,8 km. A drenagem também é direta e dendrítica (Fig. 2B). Na parte mais a sul, subárea-C, mais próxima ao rio Amazonas, ocorre os platôs mais extensos (até 14 km extensão e 3,6 km de largura) e mais elevados (entre 160 e 200 de elevação). Distribuem-se de forma isolada e se dispõem como um grande leque. As escostas são abruptas e a drenagem dendrítica é mais aberta que nas unidades anteriores (Fig. 2C). É nesta subárea que estão os platôs mais preservados e com cristas basálticas. Nessa platô para W está localizada a Mina Trambetas (Mineração Rio do Norte S.A). Próximo as margens do rio Trambetas, ainda na subárea-C, os platôs decrescem de tamanho e altitude, têm tuma de 6 km de extensão e 3 km de largura, 100 a 140m de altitude, mantêm as escostas ravinadas e a drenagem mais direta.

Interflúvio Tapujós-Manuru Compreende a porção sul do rio Amazonas entre a margem esquerda do Tapujós e o rio Manuru a oeste (Fig. 1), geomorfologicamente pertence ao Planalto Rebaixado da Amazônia (Média Amazônia) e Tapujós-Kingá - lado sul da sinéclise do Amazonas (RADAMBRASIL, 1976). Os platôs tem tipos planos a ondulados e os próximos a margem do rio Amazonas, têm formas sub-radiais com escarpas mais abruptas ao longo do rio e ravinadas ao lado oposto com declive mais suave - subárea - D, (Fig. 2D). São maiores que os da região Trambetas-Nhamundá, têm até 20 km de extensão e 4,6 de largura, mas são mais baixas, entre 80 a 135m e com bordas mais suaves. Também possuem crosta aluminosa e é onde está instalada a Mina Juruti (ALCOA S.A). Os da parte central - subárea-E, são um pouco mais elevadas que os da subárea-D, têm entre 100 e 145 m (Fig. 2E). Entretanto na porção sul para sudoeste desta subárea-D, os platôs gradativamente se apresentam menores, extremamente dissecados, ravinados, diretamente drenados, similares aos descritos na parte centro-norte do interflúvio Trambetas-Nhamundá. Os platôs são isolados, têm até 4,5 km de extensão e 3 km de largura e a elevação pode chegar a 200m. Para leste - subárea-F os platôs são mais extensos têm até 40 km de comprimento, largura de 11 km e são um pouco mais baixas, entre 100 e 195m. As bordas desses platôs são abruptas ao longo da margem esquerda do rio Tapujós e suavizadas pelo lado oposto e a drenagem é do tipo subdendrítica (Fig.2F).

DISCUSSÃO E CONCLUSÃO Há basicamente dois tipos de platôs na região estudada: os com escostas abruptas e mais altas e os ravinados mais baixas com declividade suave. Essa característica, além da variação de altitude entre 80 e 200 m e de extensão, entre 4,5 e 20 km permite a identificação de seis sub-regiões morfoestruturais. Essa diversidade morfológica desenvolvida sobre a Formação Alter do Chão indica que essa diferenciação não é consequência do tipo de rocha. Provavelmente a tectônica é o fator mais importante, apesar do intemperismo, o tempo de exposição e a drenagem serem de suma relevância no processo de entalhe da paisagem (Thomas 1994). As escostas abruptas dos platôs basálticos são consequência da maior imobilidade do alumínio em relação ao ferro o que permite a formação de crostas de mais difícil desmontelamento.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BOULANGÉ, B. & CARVALHO, A. 1997. The Genesis and evolution of the Porto Trambeta bauxite Deposits in the Amazon Basin, Pará Brazil. *Proceedings of the 6th Inter. Cong. For the Study of Bauxite, Alumina and Aluminina*, ICSGBA – Poços de Caldas – 1997- 837- 839.
- CARVALHO, A., BOULANGÉ, B. LUCAS, Y. 1997. *Brazil Bauxites*, USP/FAPESP/IBRSTM. São Paulo, p. 3 a 19.
- COSTA, M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Rev. Bras. Geol.* 31 (2): 146–160.
- HERNANDEZ, C.M. de O. 1983. Bauxita de Porto Trambetas. *Cong. Bras. de Geologia*, 23ª. Salvador, BA. Vol. 3, 1180-1114.
- KOISCHGOREY, B. 1984. Bauxites de Baixa Nhamundá, região do médio-baixa Amazonas – Natureza e Gênese. *Cong. Bras. Geol.*, 33, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro, SBG, vol. 8, p. 3936-3948.

XI Simpósio de Geologia da Amazônia, 2 a 5 de agosto de 2009, Manaus - AM

RAIDAMBRASIL, 1976, Folha SA. 31-Santarém; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra vol.10, Rio de Janeiro- RJ, p. 139 a 150.

HCHER, A.M.C. NEDURIRA, A.C.R. HCHER, M.A. SUGUIO, K. 2001. A laterização na gênese das superfícies de aplainamento da região de Presidente Figueiredo, Ballica, Nordeste de Amazonas. *Contribuição a Geologia da Amazônia*, vol.3, p. 145-176.

THOMAS, M.1994. *Geomorphology in the tropics*. Williams & Sons.

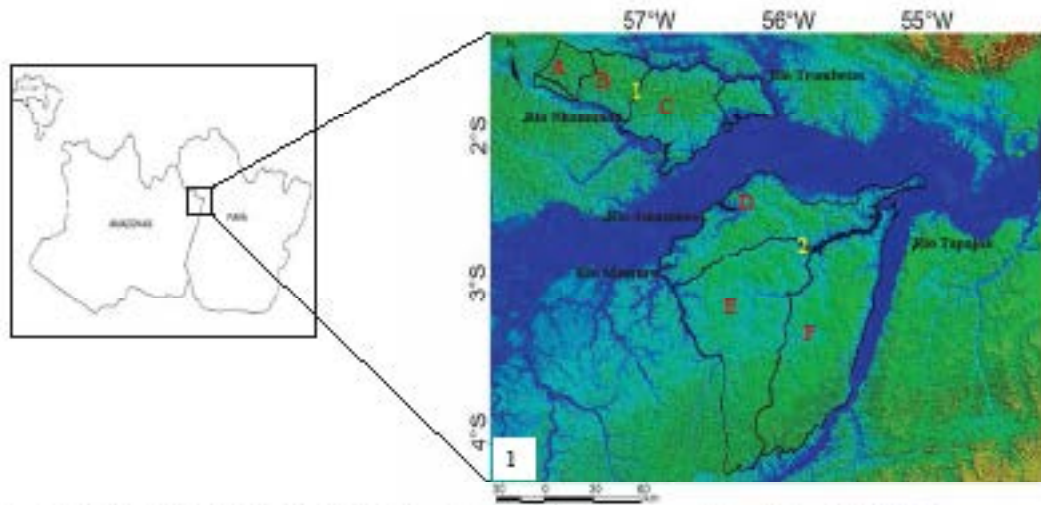


Figura 1: Localização da região estudada e subáreas (A, B, C, D, E, F) nos compartimentos mesoestruturais 1 - Tapajós-Madeira e 2 - Tapajós-Madeira.

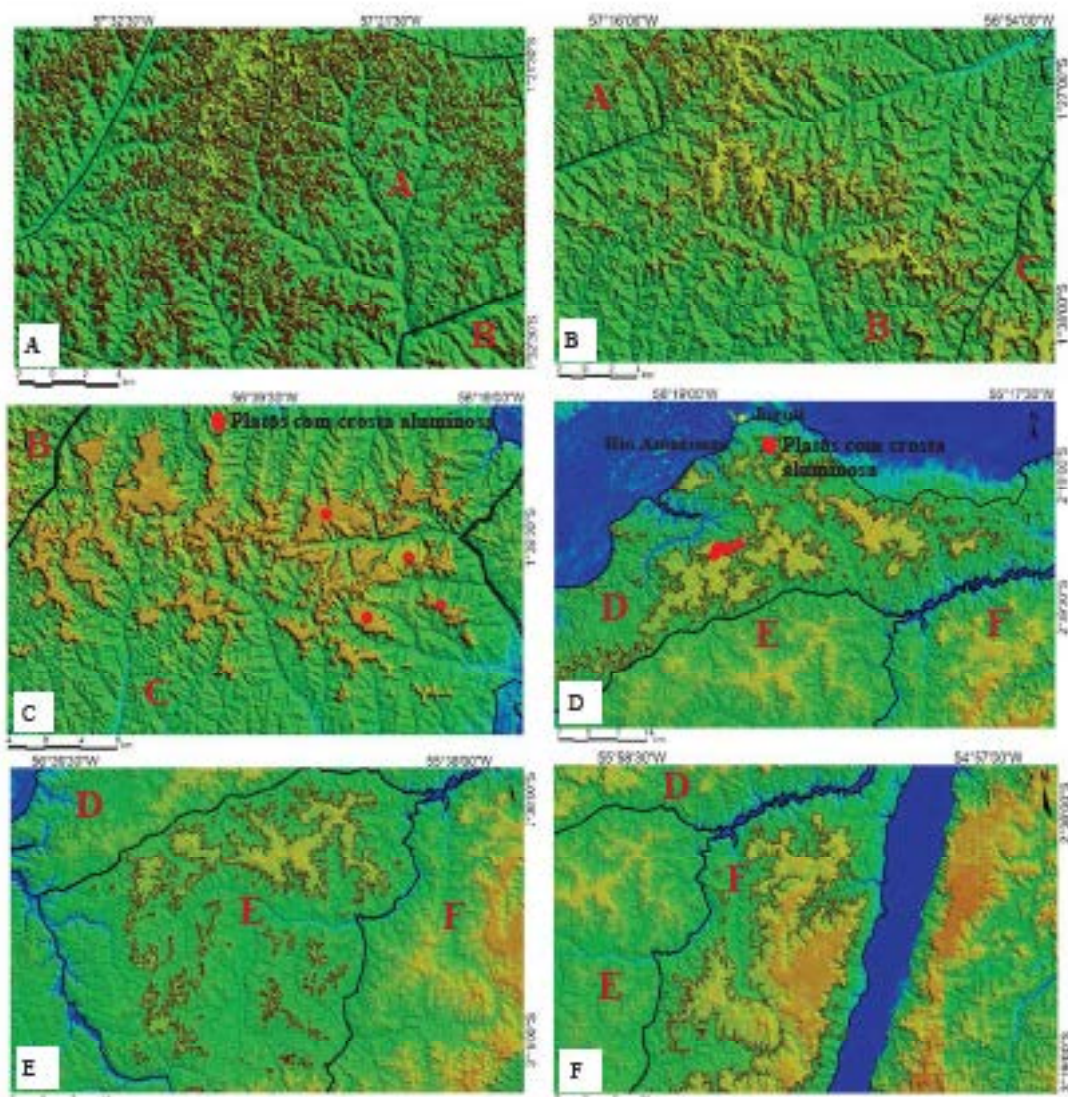


Figura 2: Detalhe das subbacias em comparação morfométrica, litorais em negro e curso inferior vermelho. Identificação: Tapajós-Mucurá: A, B, C e Tapajós-Mucurá: D, E, F.

EVIDÊNCIAS DE TRANSPRESSÃO PARTICIONADA EM SEGMENTO DO GREENSTONE BELT VILA NOVA, BORDA LESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS, REGIÃO DE PEDRA BRANCA DO AMAPARI (AP)

Gene Carolina G. Cavalcante¹, Roberto Viana Lima Pinheiro¹, Luiz Daniel Castro de Alencar¹, Luis Gustavo Ferreira Vianna¹

1 - Universidade Federal do Pará/ Instituto de Geociências/Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica/Grupo de Geologia Estrutural

Resumo O Greenstone Belt Vila Nova exposto nas adjacências da região de Pedra Branca do Amapari (AP) é representado por rochas anfíbolíticas e formações ferríferas bandadas na base e por rochas carbonáticas, cálcio-silicáticas e xistos no topo. Estes nichos encontram-se pervasivamente deformados por elementos de trama dúctil e secundariamente por estruturas rúpteis. Imediatamente a leste e a oeste da área estudada, expõem-se granitos de idade Paleoproterozóica (Lafon *et al.*, 2008) que cercam essa sequência greenstone belt.

O estudo geométrico-cinemático das estruturas desenvolvidas nesse greenstone belt aponta para um regime de deformação transpressivo particionada, fortemente influenciado pela colocação de plátos graníticos adjacentes, envolvendo processos de “seguração” e dois estágios de deformação: (1) Diáspírico e (2) Pós-Diáspírico. O estágio diáspírico é marcado pela formação da estrutura domos e quilhas típicas de arranjos greenstone belts amazônicos. O efeito pós-diáspírico é associado à deformação transpressiva particionada observada no conjunto de rochas estudadas, em resposta ao encurtamento lateral E-W, acompanhado por rotação sinistral.

Introdução Na região de Pedra Branca do Amapari ocorrem importantes depósitos de ouro atualmente explorados pela Mineração Pedra Branca do Amapari (MPBA), relacionados a partes do Greenstone Belt Vila Nova, inserido no contexto geológico da Província Manaus-Itacaréias, no âmbito do Escudo das Guianas. A área investigada está localizada à leste da cidade de homônimo, no limite com a município de Serra do Navio, a cerca de 190 km de Macapá.

Na área afloram rochas supracrustais anfíbolíticas, formações ferríferas bandadas, nichos cálcio-silicáticas e carbonáticas e xistos, intrudidos por diques de diabásio e corpos pegmatíticos. Associadas as rochas supracrustais ocorrem estruturas tectônicas representadas por falhagens (espaçadas e contínuas), dobras flexurais, isoclínicas e parásitas, lineações mineral e estrutural, dobras em *kiné shear* e falhas normais e oblíquas. As relações geométrico-cinemáticas entre estas estruturas apontam para a ocorrência de eventos transpressivos regionais, atuantes no contexto evolutivo do greenstone belt. Esse caráter deformacional, pouco conhecido no contexto geológico regional, será discutido neste trabalho.

Materiais e Métodos Foram usadas técnicas de mapeamento estrutural apoiadas por tratamento de imagens SRTM, LANDSAT TM, aeromagnetométricas e gravimétricas. As imagens LANDSAT foram adquiridas no website GLOBAL LAND COVER FACILITY, em <http://glof.wri.acx.umd.edu/index.shtml>; as imagens SRTM no site www.2.int.usda.gov/srtm/; e as imagens aerogeofísicas foram concedidas pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM). A interpretação dessas imagens foi feita seguindo o método de separação de elementos fotointerpretativos para sugerir tipos de estruturas, grau de estruturação e ordem de estruturação, analisados por áreas. A coleta de dados em campo envolve: (a) mapeamento litostratigráfico com ênfase na individualização das rochas, em escala 1: 5000. As informações obtidas foram coletadas em pontos localizados no terreno e em mapa a partir de estação total, com suas descrições vinculadas em ambiente computacional. Foram feitas descrições das bancadas das minas, coleta de amostras e de dados relativos à geometria e cinemática das estruturas tectônicas encontradas, seguindo os procedimentos de campo sugeridos por Poeschier & Trouw (1996) e Snelke *et al.*, (1998). Este método sugere que a coleta de dados de campo seja concentrada nos elementos de trama principais, com suas respectivas orientações e posição relativa. Os mapas estruturais obtidos foram finalizados em ambiente SIG onde todos os dados relativos à Geologia Estrutural foram representados e analisados. As seqüências estruturais foram desenhadas em campo, escaionadas e transferidas para o software CorelDraw X3 onde foram

finalizadas, com fotografias e estereogramas confeccionados no software Stereoat 3.06. Para a análise e interpretação dos dados relativos às feições tectônicas observadas nas rochas estudadas, os mesmos foram agrupados em setores e domínios estruturais. Estes setores, individualizados inicialmente pelo comportamento da foliação e lineação permitiram o traçado de mapas de linhas de contorno estrutural.

Resultados As falhações são as estruturas mais importantes no contexto tectônico das rochas estudadas. Estão orientadas segundo as direções N-S, NE-SW e NW-SE, com mergulhos entre 20° a subverticais, distribuídas em oito setores estruturais (Fig.01). Seus arranjos geométrico-espaciais, traçados a partir das linhas de trajetória de foliação, caracterizam conjuntos onde se observam padrões anastomóticos regularmente orientados nas direções NE-SW e N-S (Figs. 2A e 2B). Em determinadas regiões este padrão se assemelha aos conjugados S-C, com indicativos de cinemática sinistral. Em adição ocorrem dobras flexurais que se localizam predominantemente nas rochas da base da seqüência (rochas anfífoliáticas e formações ferríferas bandadas), indicativas de tectônica coaxial com encurtamento NE-SW. A trajetória da foliação nas regiões onde se concentram essas dobras é caracterizada pelo padrão cruzado entre as direções de foliação (Fig.2A). Em geral apresentam eixos com cainentos entre 15° e 70° para NW, N e SE (Fig.01). As lineações são de estiramento mineral e do tipo linha de *bow-tie*. Ambas são desenvolvidas por grãos de quartzo constituintes das formações ferríferas bandadas. Apresentam cainentos baixos (c.a. 05°) a subverticais clinicamente para NW.

Discussão A evolução tectônica de *granitowe belts* clássicos é comumente abordada na literatura como resultado da colocação de corpos graníticos, adjacentes às seqüências *granitowe* (Jelenski & Beek, 1993; Myers & Koser, 1994; Shackleton, 1995; Chardon & Choukroune, 1996), normalmente em um processo envolvendo três fases principais: (1) pré-dispírica, (2) dispírica e (3) pós-dispírica. Na área estudada não se tem registro, por exemplo, de cavalgamento ou falhas de expansão, que possam estar relacionadas ao estágio pré-dispírica. A fase dispírica está presente nos primeiros estágios de colocação dos plútons graníticos que estão expostos principalmente a leste e oeste da faixa estudada do *Granitowe Belt* Vila Nova (Fig.01). Esta fase é marcada pela formação da estrutura *damos e quilbas*, quando a seqüência *granitowe belt* subside ("suglição") em função da diferença de densidade em relação aos granitos adjacentes e, pela geração de dobras flexurais nas rochas da base da seqüência *granitowe*. A fase pós-dispírica é registrada, principalmente, pelo desenvolvimento das estruturas lineares. A presença de lineação de estiramento mineral com cainentos variando desde baixos até subverticais são evidências de situações de deformação onde atuam simultaneamente as componentes de cisalhamento puro e simples da deformação, como acontece tipicamente em zonas transpressivas. Adicionalmente, padrão de foliações semelhantes aos conjugados S-C e padrões anastomóticos regularmente orientados nos tramos N-S e NE-SW, constituem evidências do particionamento entre as componentes de cisalhamento puro e simples da deformação, tendo em vista que os conjugados S-C, acomodam preferencialmente a componente não-coaxial. Sendo assim, existem nas regiões do *Granitowe Belt* Vila Nova investigada, rochas onde a deformação mostra forte influência da componente de cisalhamento puro em associação com rochas onde predomina a atuação da componente de cisalhamento simples.

Conclusão A evolução tectônica da faixa investigada do *granitowe belt* Vila Nova está associada à colocação dos plútons graníticos paleoproterozóicos, por balanceamento e/ou dispíricismo. Esses plútons promoveram deformação a essa seqüência *granitowe* condicionando a geração das tramas de achatamento nas rochas da topa da seqüência, padrões anastomóticos desenvolvidos entre as direções de foliações e, dobras flexurais nas rochas da base. A fase dispírica é registrada pela formação da estrutura "damos e quilbas" quando se desenvolvem as dobras flexurais em formações ferríferas e em rochas anfífoliáticas e a trama de achatamento nos xistos. A fase pós-dispírica é caracterizada pela deformação transpressiva particionada onde ocorre a compartimentação entre as componentes de cisalhamento puro e simples da deformação. A componente de cisalhamento simples apresenta cinemática sinistral e a de cisalhamento puro encurtamento E-W.

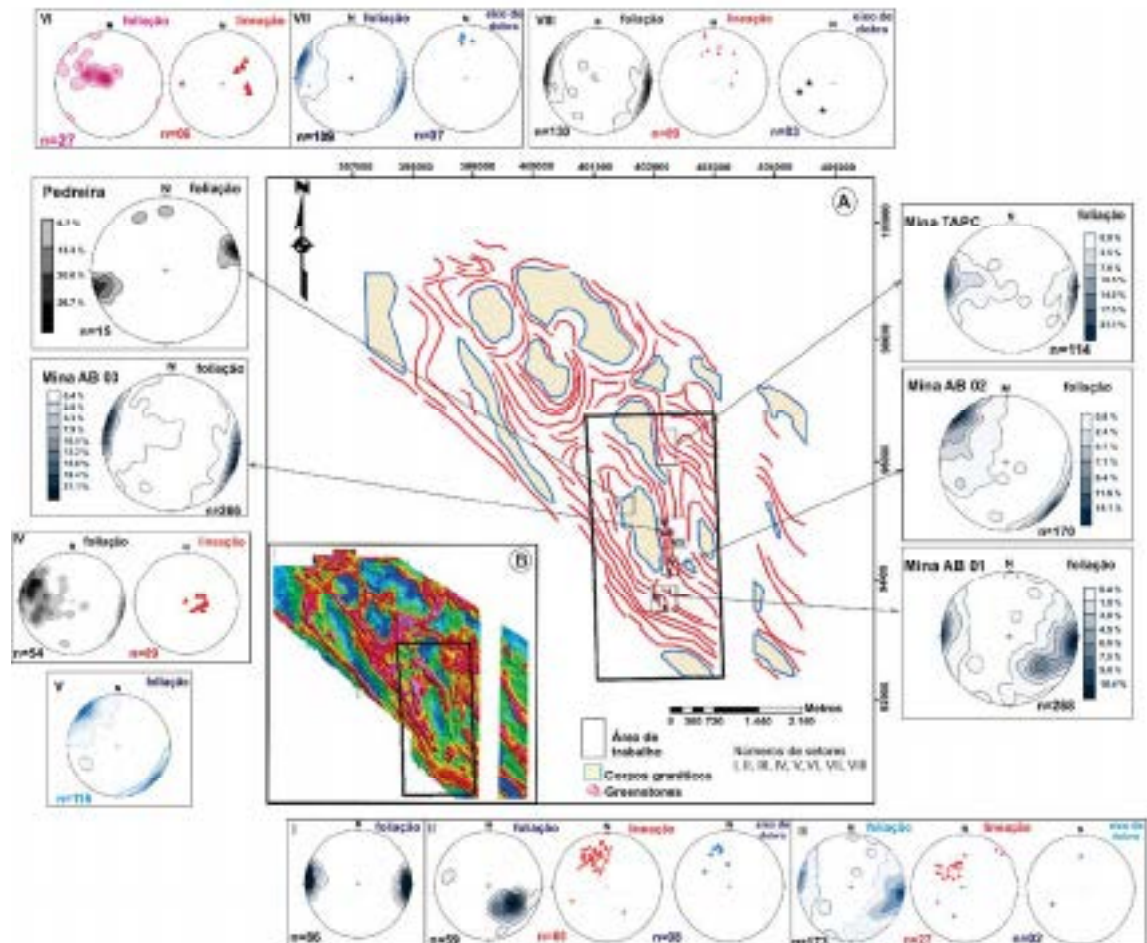


Figura 11 - (A) Mapa com estereogramas para elementos estruturais, confeccionado a partir da interpretação de (B) imagens aerofotogramétricas (Tm.E), mostrando seqüências graníticas muito envolvidas por domos graníticas (verais). Os estereogramas de contorno são de concentração de pólos de planos de foliação para os oito setores individualizados na área. Observar nesses estereogramas as suaves indicações de direções, em torno de N-S e NE-SW, que a foliação mostra, nos diferentes setores analisados. A compressão, por sua vez, mostra-se com calambotas variáveis para NW, N e NE. Eixos de dobras mostram em valores médios para N - NW-SW, aproximadamente coincidentes com as posições das linhas sobre os planos de foliação.

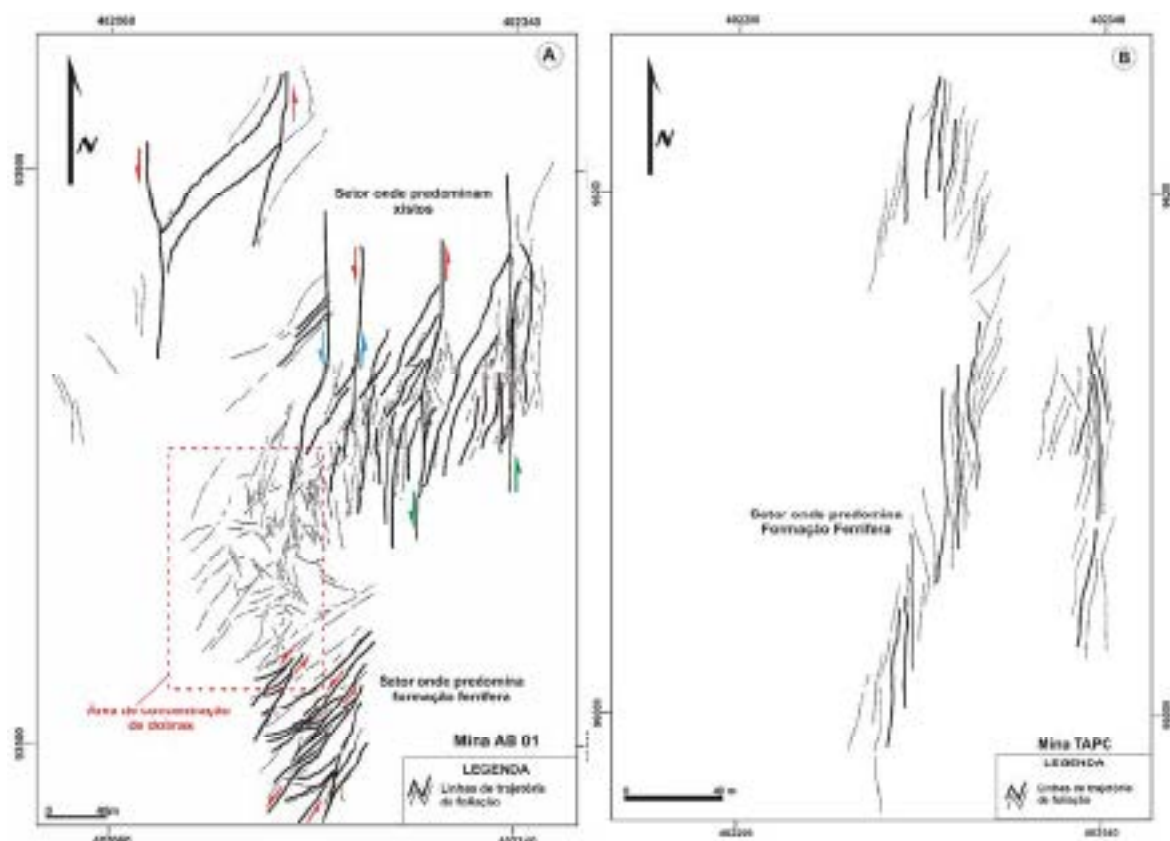


Figura 02 - Mapas de trajetória de foliação (S_1) das minas AB01 (A) e TAPC (B), traçada a partir da posição espacial das discordâncias (setores) das planas de foliação, mostrando as condições estruturais a sul S-C e o sentido cruzado da foliação no setor onde se concentram as dobras flexurais.

Referências Bibliográficas

- Chardon, D.; Choukroun, P.; Iyannanda, M. 1996. Strain patterns, décollement and incipient sagged greenstone terrans in the Archaean Dharwar craton (south India). *Journal of Structural Geology*, 18, 991-1004.
- Jehona, H.A. & Beek, V. D. 1993. Tectonic Evolution of the Hindaia-Shamva Greenstone Belt (northern Zimbabwe): Progressive deformation around diapiric batholiths. *Journal of Structural Geology*, vol. 15, 163-176.
- Lafon, J.M.; Tavares, R.P.S.; Tassinari, C.C.G.; Barros, C.R.M. 2008. Idade, caracterização geoquímica e isótopos de Nd, das anfibólitos do Grupo Vila Nova e granitóide associadas na Serra do Navio, borda norte do bloco Archaico Araxá: Implicações Geodinâmicas. *Anais 44^o CBG Curitiba (PR)*.
- Myers, J. S. & Kramer, A. 1994. Archaean Tectonics. In: *Continental Deformation* (edited by Hancock, P. L.). Pergamon Press, Oxford, 355-369.
- Paschier, C.W. & Trouw, R.A.J. 1996. *Microtectonics*, Berlin. Springer - Verlag, 288p.
- Stackleton, R.M. 1995. Tectonic evolution of greenstone belts. *Geological Society Special Publication* v. 95, 53-65.
- Sooke, W.A.; Tullis, J.; Todd, V.R. 1998. *Fault-related Rocks - A Petrographic Atlas*. New Jersey, USA. Princeton University Press, 615p.

ESTRUTURAS SINMAGMÁTICAS E FLUXO FLÁSTICO EM GRANITOS SINTECTÔNICOS DO COMPLEXO XINGU, CARAJÁS, PA

VIBGAS, L. G. F.^{1,2} (lvibgas@gmail.com); PINHEIRO, R. V. L.² (rvlpin@ufpa.br); CAVALCANTE, G. C. G.^{1,2} (gconcarol@gmail.com)

1- Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica - IG/UFPa; 2- Grupo de Geologia Estrutural - GESTIG/UFPa.

RESUMO O Complexo Xingu engloba granitoides e gnaisses aflorantes nos domínios do Cinturão Inacuíanos em contato com o Terreno Granito-Granulitos de Rio Maria. As rochas expostas compreendem diferentes tipos de granitos sinectônicos os quais reúnem evidências de deformação tanto por fluxo magmático quanto por deformação em estado sólido. As microestruturas presentes indicam uma evolução progressiva envolvendo interação entre mecanismos de alta temperatura e localização da deformação em bandas de cisalhamento dúcteis. De acordo com as microestruturas observadas, pode-se inferir um ambiente transpressivo sinistral particionado para a colocação dos granitos do Complexo Xingu.

INTRODUÇÃO O Complexo Xingu compreende gnaisses granodioríticos e tonalíticos deformados e parcialmente migmatizados, que ocorrem em praticamente toda a extensão do Cinturão Amazônico (Silva et al., 1974; Araújo de Mello, 1991). Idades ríckas são datadas em 2859 ± 2 Ma e 2851 ± 4 Ma pela método U-Pb em zircão (Machado et al., 1991). Em escala de afloramento podem ser observadas texturas e estruturas indicativas de deformação dúctil e dúctil-ríptil associada a processos de fusão parcial localizada, evidenciada pela presença de leucossomas em contato concordante e discordante com as estruturas mesoscópicas observadas. Em escala de grão podem ser observadas as diferentes fases deformacionais envolvidas no processo de geração, migração e deformação dos leucossomas.

O presente trabalho aborda, sob o ponto de vista microestrutural, as diferentes estágios de recristalização associados à geração de zonas dúcteis que localizam a deformação em setores particionados. Tal estudo visa contribuir no entendimento da evolução microtectônica da Província Metalogenética de Carajás.

MATERIAIS E MÉTODOS Para a realização desse estudo foram efetuadas etapas de campo onde foram estudadas as principais características geométricas e cinemáticas observadas nos granitos expostos. Amostras orientadas foram coletadas de acordo com as variações na intensidade de strain e assimetrias de traça observadas, com o objetivo de confeccionar lâminas delgadas dos principais litotipos pertencentes à unidade. A análise microestrutural compreendeu o estudo detalhado das relações geométricas entre os diferentes minerais presentes nos ríckas, as relações de contato, assimetrias de traça, deformação intracristalina e principais características morfológicas das traças tectônicas observadas. O estudo cinemático compreendeu análise de marcadores passivos, tais como porfiríclastos e porfiroblastos, rotacionados ou não, além de estudo das estruturas e texturas geradas a partir de diferentes mecanismos de deformação. A análise microestrutural foi integrada aos dados de campo com o objetivo de elucidar os processos deformacionais atuantes na geração das traças tectônicas expostas nos granitos estudados, além de fornecer informações sobre o mecanismo de colocação e contexto tectônico regional atuante durante a colocação dos granitoides do Complexo Xingu.

RESULTADOS OBTIDOS Os principais litotipos aflorantes na área investigada (Fig. 1) compreendem biotita tonalitos, biotita monzogranitos e sienogranitos (Fig. 2). As estruturas mesoscópicas presentes são fundamentalmente composicional nos tonalitos e monzogranitos, foliação milonítica nos tonalitos, monzogranitos e sienogranitos, além de bandas de cisalhamento que estabelecem relações de truncamento e deslocamento com as estruturas planares e lineares presentes nos granitoides. O principal *trunc* observado pela foliação consiste na direção E-W a NW-SB (Fig. 2), observada nos setores SW, central e NW da área exposta. Os ângulos de mergulho são em geral altos a subverticais, com mergulhos médios a rasos para NE, SW, SB e NW. A traça linear de esticamento

exibe cristamentos retos a médios para todos os quadrantes (Fig. 2). O setor NE exibe cristamentos retos para NE, SE, SW e NW. Na região central a lineação exibe cristamentos retos, médios e altos para NE, e localmente podem ser vistos cristamentos retos a médios para SE e SW. A porção NW contém cristamentos retos para E, e o quadrante SW possui cristamentos retos para SE (Fig. 2). Cristais de quartzo, feldspato e minerais máficos exibem texturas protomiloníticas e miloníticas, além de feições indicativas de processos de fratura parcial localizada, as quais podem por vezes ocorrer em setores individualizados pela foliação milonítica ou pelas bandas de cisalhamento dúcteis. As principais microestruturas observadas são extinção ondulante, macias deformacionais, *hvit bands*, subgrãos e novos grãos. A presença de bandas de cisalhamento ocasiona redução da granulação e localização de domínios recristalizados no interior da rocha, os quais podem ser observados principalmente na recristalização de grãos de quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino (Fig. 3). Os cristais de quartzo podem ser vistos como grãos inequigranulares médios e faces subédricas a anédricas, com contatos curvos, serrilhados e listados, localizados preferencialmente em níveis segregados associados a cristais de feldspato alcalino e plagioclásio, além de cristais finos na forma de trilhas ou cordões recristalizados nos espaços microlíticos da trama planar. Este arranjo geométrico define o bandamento composicional visto em mesoescala (Fig. 3).

Os prismas de plagioclásio apresentam extinção ondulante, macias deformacionais e localmente são observadas microfaturas (Fig. 4). As relações de contato curvilíneas são observadas entre grãos de plagioclásio inequigranulares médios de faces subédricas adjacentes aos demais minerais (Fig. 4). Onde os contatos desse mineral são retos, ocorre moderada redução da granulação e orientação preferencial dos cristais, além de curvamento das macias de deformação. Por vezes os cristais orientados de plagioclásio podem estar contornados por neblastos finos de quartzo definindo a textura nastro-núcleo (Fig. 4). Os cristais finos exibem orientação preferencial bem definida e concordante com biotita e quartzo, além de moderada geração de neblastos (Fig. 5). Os cristais de feldspato alcalino exibem extinção ondulante e podem ser vistos peritaxiais em chama (Fig. 4). Cristais granulares anédricos podem ser vistos como porfiroclastos globulares contornados por lamelas de biotita e quartzo fitado (Fig. 4).

Quando observados na forma de grãos finos em contato com quartzo, os cristais de feldspato alcalino possuem bordas retas em junções tripticas situados em setores localizados enriquecidos em agregados quartzo-feldspáticos. Este arranjo define tanto o bandamento como os mobilizados migmatíticos. Os cristais prismáticos médios concordantes em orientação aos grãos de quartzo, plagioclásio e biotita definem a foliação milonítica. Os cristais de granulação fina exibem recristalização incipiente a moderada e em geral estabelecem relações de contato retas com plagioclásio, quartzo e biotita orientadas (Fig. 6).

DISCUSSÃO As microestruturas estudadas sugerem que a evolução microestrutural dos granitóides sintectônicos do Complexo Xingu se deu de forma progressiva, envolvendo participação tanto de fluxo magmático e submagmático quanto deformação em estado sólido. O fluxo de caráter magmático a submagmático pode ser visto na segregação de níveis máficos e félsicos sem deformação cristalina aparente, orientação preferencial de formas de cristais prismáticos de feldspato alcalino, trilhas de clastos subsféricos de feldspato não deformado, trilhas de clastos de feldspato alcalino orientados e sem deformação intracristalina e recristalização localizada na borda de cristais de quartzo em contato com feldspato. A atuação destes dois mecanismos foi responsável pela segregação dos minerais na forma do bandamento composicional e da orientação preferencial de formas de cristais de feldspato alcalino sem deformação cristalina aparente. A orientação de cristais de feldspato com evidências de deformação intracristalina localizada, microfaturas em cristais de plagioclásio em contato com quartzo recristalizado, subgrãos de quartzo, quartzo fitado orientado, peritaxiais em chama e orientação preferencial de clastos sigmoidais de feldspatos e grãos recristalizados de quartzo, sugerem que a deformação por fluxo magmático e submagmático ocorreu em associação com contribuições discretas da deformação em estado sólido (Paterson et al. 1998, Vernon 2000). Esta contribuição entre deformação por fluxo submagmático e deformação em estado sólido ocorre por meio de bandas de cisalhamento, as quais podem servir como planos de localização da deformação. Nestes, a acumulação de strain promove recristalização de tramas originalmente não-deformadas (Vigneresse & Tikoff 1999; Pawley & Collier 2002; Paterson et al. 1998). A presença de feições texturais magmáticas de alta temperatura sugere atuação de deformação intracristalina associada com processos de fratura

parcial e geração de leucossoma. O padrão deformacional atante nos granitos sintectônicos do Complexo Xingu se deu principalmente sob condições de regime dúctil em um contexto transpressivo particionado, marcado por altas temperaturas, individualização de zonas deformacionais e segregação de mobilizados migmatíticos em zonas de concentração da deformação.

CONCLUSÃO A presença de zonas de partição da deformação permitiu a localização e individualização dos diferentes mecanismos de deformação atuantes, os quais se associam a processos de fluxo magmático e deformação em estado sólido (Ramsay & Huber, 1987). O mecanismo de plasticidade intracristalina é mais observado nas zonas de alta strain, enquanto que o mecanismo de deslocamento de limites de grãos pode ser visto nas zonas externas. A colocação dos granitos do Complexo Xingu pode ser entendida a partir de rebalçamento de traços do embasamento em contextos particionados, os quais preservam estruturas magmáticas e geram novas zonas tectônicas.

REFERÊNCIAS

- ARAÚJO, O.J.B. de, and 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 SR.22-Z-A Serra dos Carajás - Estado do Pará. DNPM/CPRM, Brasília, 136p.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T. R.; LINDENMAYER, D., 1991. U-Pb geochronology of archaic magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precamb. Res.*, "49", 329-354.
- PATERSON, S. R.; FOWLER JR, T. K.; SCHMIDT, K. L.; YOSHINOBU, A. S.; YUAN, E. S.; MILLER, R. B., 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, "44", 53-82.
- PAWLEY, M. J., COLLINS, W. J., 2002. The development of contrasting structures during the cooling and crystallization of a syn-kinematic pluton. *Journ. Struct. Geol.*, "24", 469-483.
- RAMSAY, G.I. & HUBER, M.L., 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology*. Vol "2", Folds and Fractures. Oxford, Academic Press. 700p.
- VERMON, R. H., 2000. Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Electronic Geosciences*, "5", 2.
- VIGNERESSE, J. L. & TIRCHÉF, R., 1999. Strain partitioning during partial melting and crystallizing felsic magmas. *Tectonophysics*, "312", 117-132.

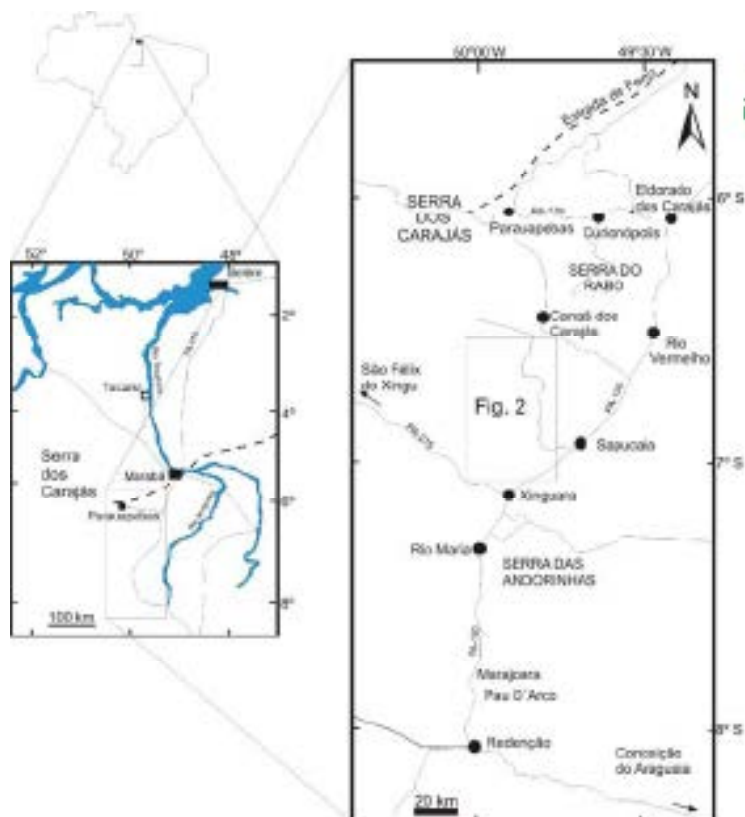


Fig. 1: Mapa de localização da área investigada indicando a área do mapa geológico representado na figura 2.

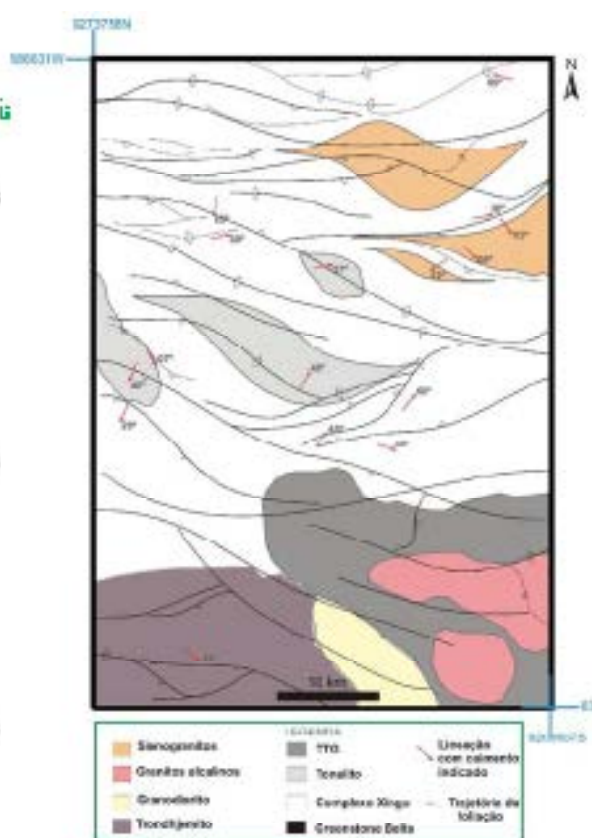


Fig. 2: Mapa geológico e estrutural da área em estado.

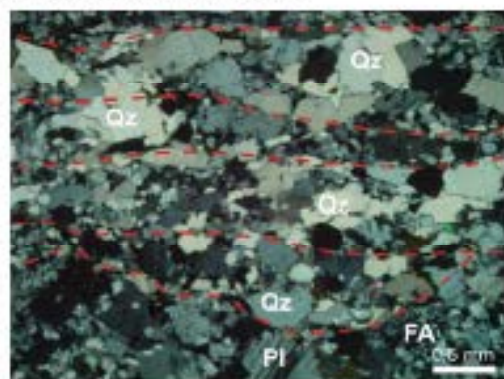


Fig. 3: Trilhas de quartzo neoblastico (tracjado em vermelho) em contato com feldspato alcalino e plagioclásio. Qz-quartzo, PI-plagioclásio, FA-feldspato alcalino

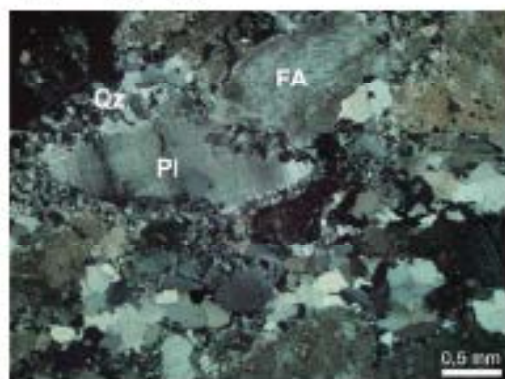


Fig. 4: Textura manto-núcleo em granito alcalino do Complexo Xingu.

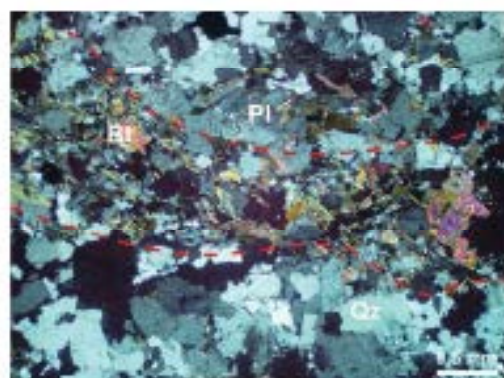


Fig. 5: Trilhas de agregados de quartzo e biótita contornando clastos de plagioclásio. Bt-biotita.

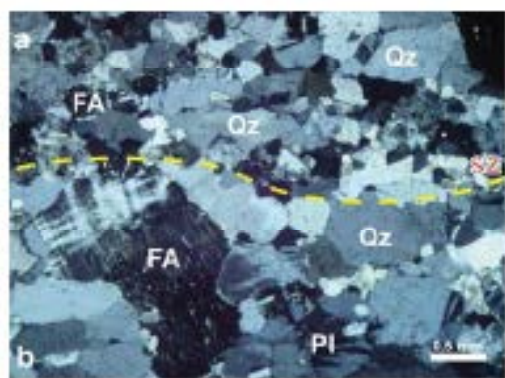


Fig. 6: Bordas retas (em "a") em cristais de feldspato alcalino e quartzo em contato (tracjado em amarelo) com trama grossa (em "b") de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio. Sz-banda de cisalhamento.

CARACTERIZAÇÃO MORFOESTRUTURAL DO DOMO DE MONTE ALEGRE (PA).

Isabella Francisco Rebelini Figueira, Ernesto Goldfarb Figueira, Eduardo Sabarini, Fernando Mancini,
Universidade Federal do Pará, Departamento de Geologia, LABAP

RESUMO

O Domo de Monte Alegre é uma estrutura geomorfológica tórica, exibe uma forma semi-elíptica limitada por diferentes zonas de falhas que se destaca na planície amazônica e está associado a anomalias de drenagens anelares e radiais convergentes. Esta mega-feição está situada nas proximidades da cidade homônima, cerca de 100 km a leste de Santarém. O presente trabalho procura descrever as principais estruturas de deformação que condicionam a morfologia do relevo atual. O estudo destes elementos estruturais engloba diferentes escalas, que vão desde imagens orbitais até fotografias aéreas (1:15.000). As principais estruturas identificadas no domo são falhas rípteis nas direções NNW-SSW, NE-SW e algumas NS.

INTRODUÇÃO

O Domo de Monte Alegre é reconhecido em imagens orbitais como um conjunto de serras que descrevem uma forma semi-elíptica que se destaca na planície amazônica. Esta estrutura tem atraído a atenção de geólogos e geomorfólogos desde o fim do século XIX. Derby, em 1878, refere-se a existência de grupos isolados de elevações, constituídos de pequenas serras monoclinais, dispostas em elipsóides.

Conforme mencionado o domo está inserido no limites do município de Monte Alegre, como mostra a figura 1, situado na porção norte do rio Amazonas, a aproximadamente 100 km de Santarém no Estado do Pará.

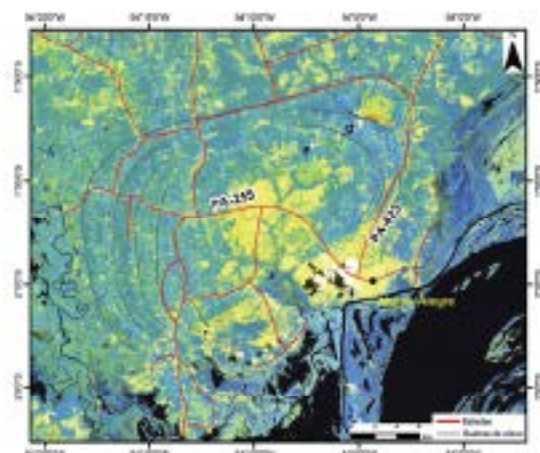


Figura 1: Localização do Domo de Monte Alegre em imagens Landsat 7 ETM+ RGH 834.

Do ponto de vista geomorfológico a estrutura é caracterizada por um relevo plano no interior, recoberto por vegetação tipo savana, circundado por um anel de serras com perfil de "cuestas" e "hogbacks". As variações altimétricas variam de 35 metros na região central a 250 metros nas bordas, chegando até a 440 metros na Serra de Itajaí, localizada no noroeste da estrutura (figura 2A). Como consequência destas características do terreno, as drenagens são anelares no entorno e radiais convergentes no interior.

Geologicamente a região do domo está inserida na Bacia do Amazonas situada no norte do Brasil entre os escudos das Guianas e Brasil Central. Na porção central do domo afloram rochas mais antigas (figura 2B) pertencentes à Formação Brejé do Grupo Uruquá em uma superfície aplanada envolta por um anel de serras que sustentam o relevo onde afloram rochas dos grupos Uruquá, Coraí, Tapajó, Invari e intrusões do magmatismo Perotocana (Pestana *et al.* 1978; Caputo *et al.* 1972).

O presente trabalho tem como objetivo a caracterização morfoestrutural do domo e as principais direções estruturais que modelam a atual configuração do terreno.

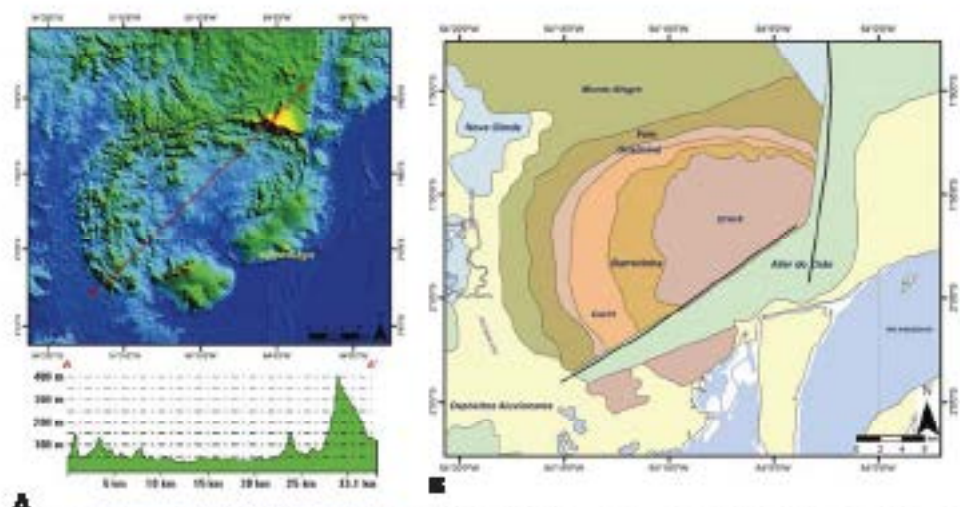


Figura 2: A) Imagem SRTM da Domo do Monte Alegre e altitude e perfil topográfico do SSW-ENE; B) Mapa Geológico CPRM 2004.

MATERIAIS E MÉTODOS

A área de abrangência, enfoque deste trabalho, compreende essencialmente a feição dômica e a região do estremo.

O desenvolvimento deste trabalho baseou-se na análise de imagens, de dados pré-existentes, mapas temáticos e dados de campo. Os dados pré-existentes utilizados foram: mapas geológicos na escala 1:1.000.000 (CPRM 2004) e mapas publicados em antigos técnicos (e.g. Pastura 1999, Almeida e Pinheiro, 2007). As imagens e modelos numéricos utilizados, base das interpretações morfoestruturais, foram: modelos 3D SRTM 90m; a imagem Landsat 7 ETM+ e fotos aéreas na escala 1:15.000. Os dados de campo contribuíram para levantamento de dados estruturais, das características litostruturais *in situ* do domo bem como para uma definição mais precisa das principais estruturas (lineamentos) definidas pela análise de imagens.

Através das imagens orbitais, foram identificadas as estruturas de relevo mais marcantes em escala regional. Na área de abrangência do domo e região do estremo foram interpretadas as feições lineares de relevo de detalhe, por meio de estereoscopia de fotografias aéreas. Através da sobreposição destas informações, obtidas nas escalas variadas, foram delimitadas as principais impressões das regiões das deformações, com base na continuidade e direções dos traços.

No decorrer do estudo, foram também gerados mapas temáticos para auxiliar na caracterização das morfoestruturas, a saber: mapa da rede de drenagem teórica; mapa da densidade das drenagens; mapa de densidade dos lineamentos, comprimento acumulado e frequência acumulada dos lineamentos. Resulta-se também a elaboração de um mapa de declividade, confeccionado a partir dos modelos SRTM. Estes mapas foram fundamentais para uma adequada caracterização morfológica do terreno e suas respectivas relações com as estruturas (falhas / fraturas).

As imagens utilizadas foram manipuladas em ambiente SIG, que permitem a sobreposição de diferentes níveis de informação em escalas variadas, de acordo com o interesse e enfoque a ser dado nas interpretações.

RESULTADOS

A análise da geometria do domo, baseada em imagens mostra que a estrutura dômica apresenta um eixo maior orientado próximo a ENE-WSW e seu interior é caracterizado por um relevo plano circundado por um anel de serras com perfil de “cascões” e “hogbacks”.

Ao longo desta estrutura foram identificadas anomalias morfoestruturais de drenagem com a associação de padrões anulares e radiais centripetas (Figura 3).

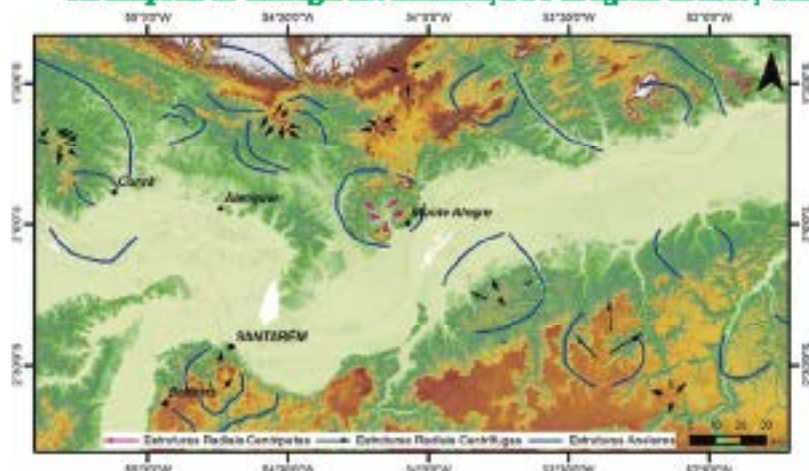


Figura 3: Associação do domo, zonas convergentes, convergências e estruturas identificadas através do uso de imagens satelitais, sobpostas ao modelo SRTM.

No domo e região do entorno estão presentes intrusões de diques e seixões que contêm a seção pré-cretácea provenientes do magmatismo básico do evento Permotecum atuante durante o Jurássico.

O mapa de declividade evidencia a confirmação dômica da região, como pode ser visto na figura 4, onde os maiores valores da declividade, em cores vermelhas, encontram-se nos bordos do domo, também com distribuição circular.

A configuração geomorfológica/estrutural atual revela que as principais zonas de falhas que deformaram o Domo de Monte Alegre encontram-se nas direções NNW-SSW, NE-SW, ENE-WSW e algumas NS (figura 5). Essas zonas de falhas foram definidas com base na interpretação das imagens em escalas variadas, e algumas destas direções coincidem com as direções do Sistema Riedel.

Através de dados estruturais de campo, ainda em caráter preliminar, levanta-se aqui a hipótese de ocorrerem pelo menos duas fases de deformação, definidas através de medidas estruturais: a primeira fase, denominada D1 com compressão máxima a N45W/SE e compressão mínima a N45E/SW e a fase D2: com direção de deformação máxima (σ_1) na direção variando entre N20W a N20E.

A forma de uma semi-elipse do domo, como já descrito por autores (eg. Montalvão e Oliveira, 1975; Pastora, 1999) é condicionada por extensos fallamentos pós-cretáceos na porção sul e sudeste de direções NE-SW, que coluca em contato as Rochas paleozóicas com sedimentos da Formação Alter do Chão. Essas direções apresentam correspondência às medidas em campo da fase D2 e também com o Sistema Riedel com falhas dextrais NE-SW e de empurrão N70E/SW (figura 5).

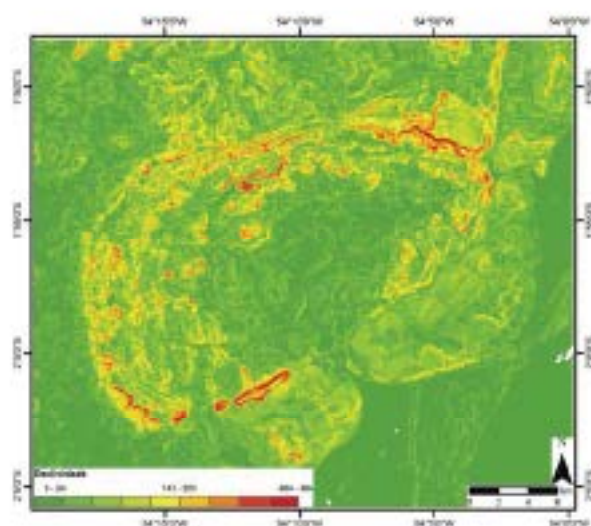


Figura 4: Mapa de declividade do Domo de Monte Alegre.

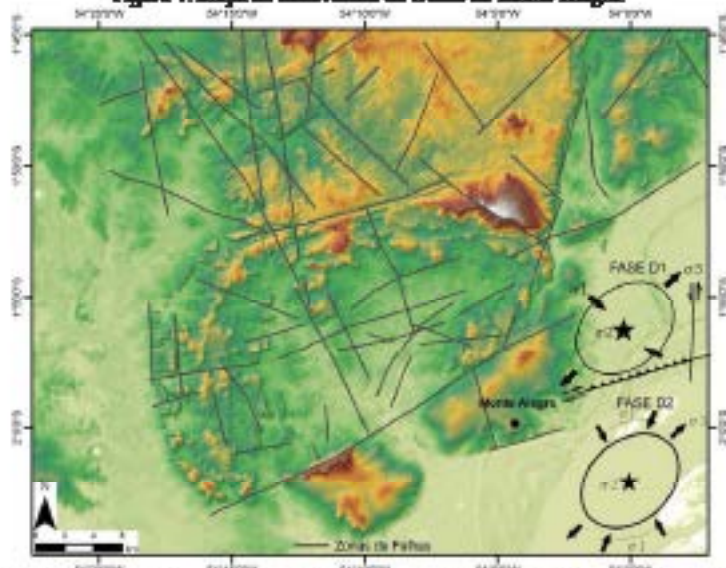


Figura 5: Modelo SRTM com as principais zonas de falhas que modelam a configuração atual do Domo de Monte Alegre e que coincidem com as principais estruturas do modelo de Kistler.

DISCUSSÃO

A forma dômica semi-circular com altitudes topográficas que vão de 440m a 35m no depresso, foi caracterizada pela morfologia do terreno.

Foram identificadas zonas de falhas tórcantes, caracterizadas por regimes transcorrentes, normais e de empurrão, cujas principais direções são NNW-SSR, NE-SW, ENE-WSW e subordinadamente NS encontradas em campo e em imagens.

Levantamentos de campo permitiram identificar em rochas do Devoniano Médio ao Carbonífero uma deformação associada à fase D1, com paleotensão σ_1 de direção N45W/SE. As anomalias de drenagem identificadas na região do Domo de Monte Alegre e área do entorno podem estar associadas a esta deformação, pois encontram-se alinhadas segundo a direção de compressão máxima e de alinhamentos NE/SW coincidentes com a direção do σ_1 .

As falhas ENE-WSW e NE-SW, compoartimentam a estrutura dômica no sul e leste, com rejeitos elevados, identificadas também por altos valores de declividade. Levanta-se aqui a hipótese que a deformação do Domo de Monte Alegre ocorreu em pelo menos duas fases sendo estas direções correlacionadas ao falhamento gerado no evento D2 crístico a pós-crístico. Essas informações serão complementadas com futuros dados de campo.

Agradecimentos

Este trabalho, desenvolvido pelo LAEAP - Departamento de Geologia da Universidade Federal do Pará e contou com o apoio financeiro de pesquisa da Petrobras a quem os autores agradecem.

Referências Bibliográficas

- Almeida, C., Figueiro, R.V.L. 2007 O Papel das Falhas na História Tectônica do Domo de Monte Alegre, Bacia do Médio Amazonas, PA. In: 4º PDPEITRO, Campinas, SP.
- Caputo, M. V., Rodrigues, R., Vasconcelos, D. N. N. 1972. Nomenclatura estratiográfica da bacia de Amazonas - Histórico e Atualização. In: SBG, Cong. Bras. Geol., Belém, Anis, v. 3, p. 35-46.
- CPRM - Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais. Carta Geológica Brasil ao Milionésimo. 1004.
- Derby, G., 1978. Contribuição para a geologia da região do Baixo Amazonas, Brasil. Arquivo do Museu Nacional II, Rio de Janeiro, 2: 77-104.
- Montalvão, R.M.G. & Oliveira, A.S. 1975. Geologia Braquistárcial de Monte Alegre e da Rodovia Monte Alegre - Prainha. Belém, Projeto Radam Brasil, Folha SA.31, DNPM, 408p.
- Petrucci, S. M. N. 1999. Síntese geológica e favorabilidade para tipos de jazimentos minerais do Município de Monte Alegre-PA. Belém, CPRM/PRIMAZ. 34p. (Relatório Técnico).

ESTUDO DE PROVENIÊNCIA DE ARENITOS DO GRUPO TUCURUI COM BASE EM IDADES-MODELO Sm-Nd E DATAÇÃO DE ZIRCÃO

Candido Augusto Velez Moura¹ (IG-UFFA), Aline Carla Miranda de Pinz² (IPGG-UFFA),
Paulo Sérgio Sousa Garayeb³ (IG-UFFA), Farid Chemale Jr⁴ (UPFSS)

¹candido@uffa.br, ²alinepinz2003@yahoo.com.br, ³garayeb@uffa.br, ⁴farid.chemale@upf.br

RESUMO

O Grupo Tucuruí, situado na zona de transição entre o embasamento arqueano do Cráton Amazônico e as rochas metamórficas neoproterozóicas do Cinturão Araguaia, reúne arenitos com diáclases basálticas intercaladas. Ele tem sido correlacionado às coberturas pré-cambrianas do Cráton Amazônico, ou enquadrado como unidade pertencente ao Cinturão Araguaia. Este trabalho apresenta idades em grãos detriticos de zircão e idades-modelo Sm-Nd de arenitos deste grupo visando investigar a proveniência e as relações estratigráficas destas rochas. As idades em zircão, predominantemente entre 530 e 590 Ma, revelam importante contribuição de rochas-fonte neoproterozóicas para os arenitos estudados. Idades-modelo Sm-Nd de 859 e 1142 Ma indicam importante contribuição de crosta juvenil formada no Neoproterozóico. Estes dados isotópicos permitem associar a formação do Grupo Tucuruí à etapa mais tardia de evolução do Cinturão Araguaia.

INTRODUÇÃO

A região de Tucuruí, no norte/nordeste do estado do Pará, cuja principal referência é a Usina Hidrelétrica de Tucuruí (UHET), situa-se na zona de transição entre o Cráton Amazônico e o Cinturão Araguaia. Nesta região foram descritas intercalações de arenitos e basaltos, agrupados na Formação Tucuruí (Truss *et al.* 1976, Hesse *et al.* 1984). Esta unidade foi elevada à categoria de Grupo por Matta *et al.* (1984), que reuniu os diáclases basálticos na Formação Carapicó, e os arenitos na Formação Morote (superior). Este conjunto litológico foi correlacionado tanto às sucessões metasedimentares neoproterozóicas do Cinturão Araguaia (Truss *et al.* 1976), como às coberturas sedimentares pré-cambrianas que ocorrem na porção leste do Cráton Amazônico (Hesse *et al.* 1984). No primeiro caso eles foram incluídos no Grupo Tocantins, que é constituído por rochas de baixo grau metamórfico (filitas, ardósias, metaarenitos, quartzitos e metabasitos). No segundo, elas foram associadas à Formação Guraticum (arenitos e siltitos) cuja idade não está bem definida, no entanto, a datação de grãos detriticos de zircão de arenitos permite inferir uma idade máxima de 2050 Ma (Monteiro 2003). Estudo de proveniência nas rochas metasedimentares do Cinturão Araguaia, utilizando como ferramentas a datação de grãos detriticos de zircão e idade-modelo Sm-Nd (T_{DM}), revelaram que as rochas do Cráton Amazônico, dificilmente seriam a área-fonte devido a marcante presença de grãos de zircão de idade mesoproterozóica e, também, pela existência de idades T_{DM} entre 1,66 e 1,72 Ga nas rochas do Grupo Tocantins (Moura *et al.* 2008). A aplicação destas ferramentas nos arenitos do Grupo Tucuruí permitiria investigar a possível relação com coberturas pré-cambrianas do Cráton Amazônico ou, alternativamente, o seu desenvolvimento no contexto evolutivo do Cinturão Araguaia. Assim, este trabalho apresenta os resultados da datação de grãos detriticos de zircão e da determinação de idades T_{DM} em arenitos do Grupo Tucuruí, situados nos arredores da UHET (Fig. 1). Novos dados petrográficos dos arenitos são também apresentados para subsidiar as interpretações aqui levantadas.

MATERIAIS E MÉTODOS

Amostras de arenito para estudos petrográficos e isotópicos foram coletadas ao longo de um perfil estratigráfico na parede da Rocha 2 da UHET, composto em um afloramento com quase 500 metros de extensão e 26 metros de altura. Aproximadamente 20 kg de arenito foram coletados para determinações da idade de zircão. O material foi lavado em grãos finos e o zircão concentrado, utilizando técnicas tradicionais de separação de minerais pesados. Para a análise pelo método Sm-Nd foram coletadas cerca de 2 kg do arenito que foram pulverizados seguindo as técnicas tradicionais para análise química. As análises isotópicas foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da

UFRRGS utilizando espectrômetro de massa com multicoleta e fonte de plasma (MC-ICPMS), modelo Neptune. A datação de zircão foi realizada ainda com o auxílio de sistema por abrasão a laser acoplado ao MC-ICPMS, o que permitiu a determinação pontual da idade em cada grão. A análise Sm-Nd seguiu a sistemática adotada neste laboratório em termos de abertura ácida da amostra e posterior separação cromatográfica para a análise por espectrometria de massa.

RESULTADOS

Os arenitos são maciços, de coloração marrom, granulação fina, bastante compacto, e apresentam estratificação plano-paralela ou cruzada de pequena porte. Vênulas preenchidas por carbonato e quartzo ocorrem concordante ou discordantemente ao acurramento. A rocha é constituída por grãos subarredondados de quartzo, plagioclásio (oligoclásio-andesina) e microlitina, além de moscovita e epidoto, sendo classificada como subarcóia. Clorita e carbonatos ocorrem na matriz e nas vênulas. Alternados na sucessão aparecem lâminas centimétricas de arenito muito compacto, de cor verde clara, com níveis concentrados de minerais pesados cristatizados, principalmente, por grãos detriticos de barablanda, hematita e magnetita. O estudo de minerais pesados identificou ainda, clinopiroxênio (diopsídio), epidoto, zircão, turmalina e rutilo. O baixo valor do índice zircão-turmalina-rutilo (ZTR 32 a 39 %), a forma dos grãos, a riqueza de grãos detriticos de feldspatos e a presença de pirrotênio e anfibólio sugerem o caráter ígneo destas rochas. A datação de cinquenta e cinco (55) grãos de zircão mostrou a predominância de idades no intervalo 530 - 590 Ma e, em menor frequência, na faixa de 650 a 750 Ma (Fig. 2). Dispersos ocorrem raras grãos com idades mais antigas, no entanto, é notada a ausência de cristais de zircão de idade arqueana. Idades T_{DM} de 859 Ma e 1142 Ma foram determinadas em duas amostras de subarcóia. Os cálculos de $\epsilon_{\text{Zr}}(530-100)$ tendo como referência a idade de 600 Ma ($\epsilon_{\text{Zr}}(600-100)$), apresentaram valores de +3,49 e -0,08, respectivamente.

DISCUSSÃO

A predominância de grãos detriticos de zircão de idade neoproterozóica, a ausência ou a ocorrência inexpressiva de grãos de idade mais antiga (Arqueana ou Paleoproterozóica), além das idades T_{DM} de 859 Ma e 1142 Ma, não sustentam a sugerida correlação dos arenitos do Grupo Tucuruí com coberturas do Cráton Amazônico (Formação Garotire). A predominância de idades entre 530 e 590 Ma revela a importante contribuição de rochas-fonte do final do Neoproterozóico para os arenitos do Grupo Tucuruí. Em princípio, as fontes destes grãos poderiam ser relacionadas a granitos (~550 Ma) associados a evolução do Cinturão Araguaia (Gorayeb & Moura 2006, 2008). Neste caso, o Grupo Tucuruí deve ser posicionado, estratigraficamente, acima do Grupo Tocantina, como uma unidade tardia na evolução deste cinturão. Estas idades T_{DM} e os respectivos valores de $\epsilon_{\text{Zr}}(530-100)$ de +3,49 e -0,08 apontam uma importante contribuição de crosta juvenil formada no Neoproterozóico para a formação desses arenitos, talvez com uma pequena contribuição de crosta mais antiga. Isso conflita com as idades T_{DM} publicadas para as rochas do Cinturão Araguaia predominantemente paleoproterozóicas (Gorayeb & Moura 2008, Moura et al. 2008). Dessa forma, acredita-se na existência de uma área-fonte neoproterozóica juvenil para os arenitos do Grupo Tucuruí, de modo a explicar os dados aqui apresentados. Esta área-fonte poderia ser um arco magmático do final do Neoproterozóico, ainda não identificado na região. No entanto, este arco magmático não estaria distante considerando o caráter ígneo dos arenitos apontado pela forma dos grãos detriticos, pelo baixo valor do índice ZTR e pela abundância de feldspatos, além da presença de clinopiroxênio e barablanda na assembléia de minerais pesados.

CONCLUSÕES

O principal aspecto a se considerar a partir desses novos dados petrográficos e isotópicos é que a fonte principal para a proveniência dos arenitos arqueanos do Grupo Tucuruí, não poderia ser as unidades arqueanas ou paleoproterozóicas do Cráton Amazônico ou rochas correlatas de outras províncias. Os dados apontam para uma marcante contribuição de rochas do final do Neoproterozóico (530 a 590 Ma). Idades nesse intervalo são reconhecidas em granitos do Cinturão Araguaia dispostos ao longo do eixo de maior grau metamórfico em seu domínio leste sendo uma das possibilidades de fonte desses sedimentos de uma fonte juvenil, supostamente um arco magmático não exposto na

região. Considerando esses valores, a idade máxima do Grupo Tucuruí deverá situar-se no limite Neoproterozóico-Eopaleozóico, portanto estratigraficamente acima do Grupo Tocantins e relacionada aos estgios finais da inversão do orógeno Araguainha.

REFERÊNCIAS

- CPRM 2008. Mapa geológico e de recursos minerais do Estado do Pará, SIG-CD-ROM, Belém.
- GORAYEB P.S.S.; MOURA C.A.V. 2006. Granitogenesis events in the northern portion of the Tocantins Province, Brazil. Symposium of Magmatism, Crustal Evolution and Metallagenesis PRONEX/CNPq-UFPA, Belém, Brazil.
- GORAYEB P.S.S., MOURA C.A.V. 2008. Investigation of magmatic events in the Tocantins province – northern Brazil using Sm-Nd T_{DM} ages and Pb-escapeation zircon ages of granitic rocks. *Abstracts VI South American Symposium on Isotope Geology*, San Carlos de Bariloche – Argentina. CD-ROM.
- HASUI Y., COSTA J.B.S., ABREU F.A.M. 1984. Província Tocantins. Setor setentrional. In: F.F.M. de Almeida & Y. Hasui, (Eds.), *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher, p. 137-204.
- MONTIHIRO P.M. 2003. Estudos de Proveniência de rochas metasedimentares da Formação Gravata e Grupo Rio Fresco, na região da Serra da Inajá, sul da Província Mineral de Carajás, com base em datação de monozircões de zircão. Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso-Geologia), Universidade Federal do Pará. 50p.
- MOURA C.A.V., PINHEIRO H.L.S., NOGUEIRA A.C.R., GORAYEB P.S.S., GALARZA M.A. 2008. Sedimentary provenance and palaeoenvironment of the Baixo-Araguainha Supergroup: constraints on the palaeogeographical evolution of the Araguainha belt and assembly of Western Gondwana. In: Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., Brito Neves B.B., De Wit, M.J. (Eds.) *West Gondwana: pre-Cambrian correlations across the South Atlantic region*. Journal of the Geological Society, of London, 164: 173-196, Special Publications.
- TROUW R.A.J. 1976. Geologia da região de Tucuruí, Baixo Tocantins, Pará. In: 28º Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte/Curu Preto, vol. 1 p.30-31.

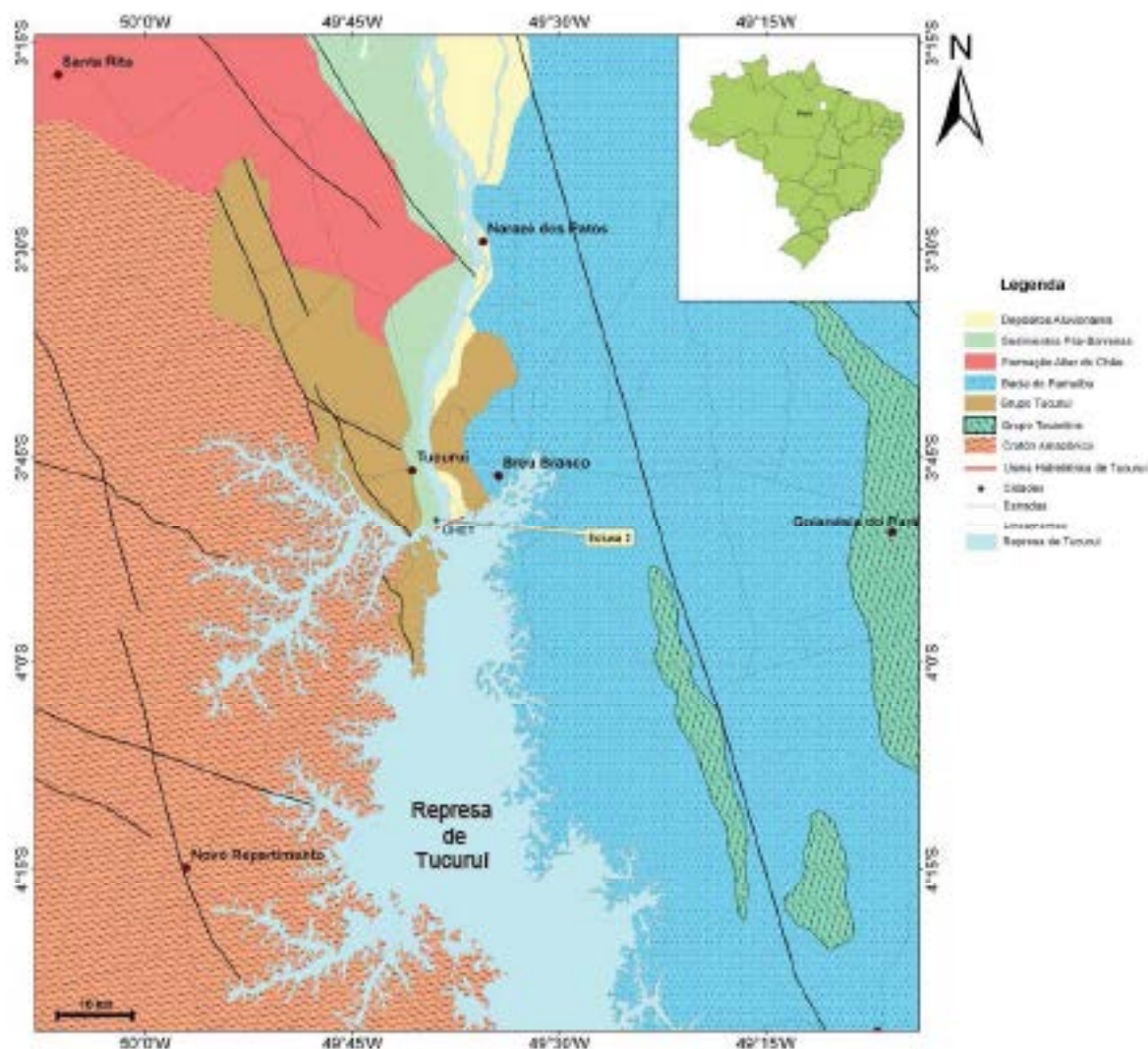


Figura 1 - Mapa geológica da região de Tucuruí, modificado de Travençolo et al. (1976) e CPRM (2008).

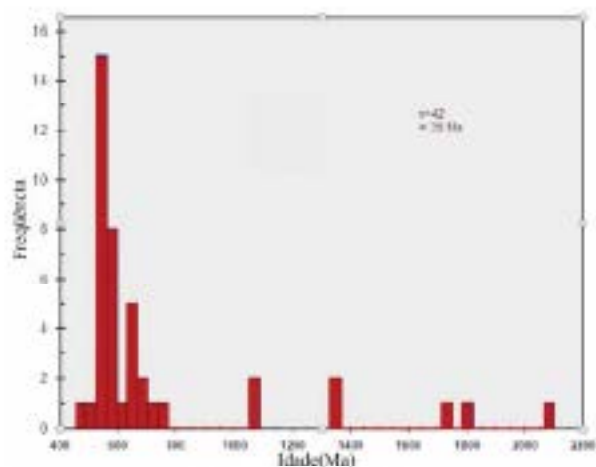


Figura 3 - Distribuição das idades de grãos detriticos de zircão de arenitos do Grupo Tucuruí.

**GRANITÓIDES PERALUMINOSOS PALEOPROTEROZOÍCOS DO
EMBASAMENTO DO CINTURÃO GURUPI:
GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA**

Ernesto L. Klein¹, Elton C.S. Lopes², Jucemara B. Rodrigues³, Renê Lazzarito⁴, Gílvrana L. Soledade⁵

¹CPRM/Serviço Geológico do Brasil, Belém, eklein@br.cprm.gov.br

²CPRM/Serviço Geológico do Brasil, Belém, elopes@br.cprm.gov.br

³CPRM/Serviço Geológico do Brasil, Brasília, jucemara@br.cprm.gov.br

⁴CPRM/Serviço Geológico do Brasil, Manaus, rene@ma.cprm.gov.br

⁵CPRM/RPPA, Belém, gilvrana.solidade@gmail.com

Resumo. Muscovita-granitos apresentam ocorrência relativamente abundante no embasamento do cinturão magmático neoproterozóico Gurupi. Esses leucogranitos ocorrem como corpos alongados segundo NW-SE e acompanham zonas de cisalhamento de grande porte. São normalmente finidos e localmente gneissificados. Formaram-se num intervalo de tempo relativamente curto (2100-2080 Ma) e apresentam assinatura geoquímica compatível com a de granitos tipo-S. Os dados geoquímicos e de isótopos de Nd e a complexidade dos zircões atestam contribuição crustal de origens, proporções e idades variadas (arqueanas e paleoproterozóicas).

Introdução. O Cinturão Gurupi é um orógeno neoproterozóico desenvolvido na borda do Fragmento Cratônico São Luís, cuja evolução conhecida se deu entre 2240 Ma e 2060 Ma (Klein et al. 2005, 2008). Parte significativa do arcabouço litológico aflorante do Cinturão Gurupi, que constitui seu embasamento, é composta por unidades formadas nesse mesmo período de tempo e podem representar porções retrabalhadas da área cratônica. Entre essas unidades são conhecidas, no nordeste do Pará e noroeste do Maranhão, várias ocorrências de granitóides com duas micas (Pastors 2005, Costa 2000) e outras foram recentemente cartografadas pelo Serviço Geológico do Brasil. A discussão de aspectos petrográficos, geoquímicos e tectônicos, juntamente com apresentação de novos dados geocronológicos sobre esses granitóides com duas micas são temas desse trabalho.

Granitóides peraluminosos com duas micas. Os granitóides com duas micas são reunidos nos corpos Tamacoca, Iupim, Igarapé Fogão e Maria Suprema. A relação desses granitóides com as rochas associadas, com exceção de Maria Suprema que é claramente intrusiva em gneisses de 2160 Ma, é ainda pouco compreendida, pois as rochas supracrustais (Grupo Gurupi) com as quais se associam, são aparentemente mais jovens que os granitóides com duas micas. O corpo Iupim é o de maior expressão areal, enquanto os demais formam corpos menores, alongados segundo NW-SE. Inibição tectônica é uma possibilidade para essa associação, considerando que todos se encontram deformados e estreitamente relacionados com zonas de cisalhamento.

Petrograficamente são leucogranitos muito similares entre si, compostos por proporções variáveis de quartzo, microclínio e plagioclásio, além de moscovita (7-25%) e biotita (1-5%). Monzogranito é o tipo petrográfico mais comum, ocorrendo também sienogranitos e raras granodioritos. São equigranulares a inequigranulares, com texturas granular medial a subedral, interlobada ou poligonal e as micas são invariavelmente orientadas definindo a foliação das rochas. Textos miloníticos são comuns e gneisses fazem parte do corpo Tamacoca.

Idade das granitóides. A granitogênese peraluminosa ocorreu em um intervalo de tempo relativamente curto, por volta de 2100-2080 Ma, tendo os diferentes corpos as seguintes idades (U-Pb em zircão, LA-ICP-MS e TIMS): Maria Suprema, 2100 ± 12 Ma; Igarapé Fogão, 2091 ± 25 Ma; Iupim, 2082 ± 18 Ma; Tamacoca, 2090 ± 7 Ma. Todos apresentam zircões complexos, com núcleos herdados de idade arqueana e paleoproterozóica, sobrecrecimentos magmáticos, metamictização e domínios de baixa razão Th/U cuja origem (metamórfica, metamictica?) é ainda incerta. Alguns mostram, também, perda de Pb que pode ser relacionada a evento termo-tectônico neoproterozóico.

Geoquímica, isótopos de Nd e petrogênese. São rochas com teor de SiO₂ entre 69 e 77% peso, de alto conteúdo em K₂O e fortemente peraluminosas, enquadrando-se na definição de granitos tipo S

de afinidade alcalina a cálcico-alcálica altamente fracionada. Apresentam padrões fracionados de ETR, mas o conteúdo total e o fracionamento entre ETR leves e pesados é variável entre os diferentes corpos. Os elementos traços são caracterizados por fracionamento entre os LILE e HFSE. Enriquecimentos e empobrecimento em elementos como Nb, Nd, P, Ph, Ti e Zr são variáveis entre os diferentes corpos.

Isótopos de Nd definem ideais modelo (T_{DM}) paleoproterozóicas para Maria Suprema (2,30 Ga) e Iguaçu Fogo (2,20 Ga), com valores de ϵ_{Nd} fracamente positivos, o que sugere predominância de fontes paleoproterozóicas para os magmas geradores desses granitos. Jupira (2,22-3,23 Ga) e Tucuruá (2,42-2,60 Ga), com valores de ϵ_{Nd} dominantemente negativos a fracamente positivos tiveram fontes mais variadas e contribuição arqueana mais expressiva.

A gênese de leucogranitos peraluminos de muscovita está ligada à fissão de rochas crustais onde a crosta é afetada por grandes zonas de cisalhamento transcurentes ou de cavalgamento. Essas estruturas canalizam quantidades consideráveis de água, o que favorece a geração de magmas peraluminosos com muscovita e biotita (p. ex., Barbarin 1996). A assinatura peraluminosa é produzida se a proporção de rochas metassedimentares em relação a outros componentes fundidos for suficientemente alta (Collins & Richards 2008).

Os granitos peraluminosos do embasamento do Cinturão Gurupi são fortemente controlados por estruturas do Cinturão Gurupi e o enriquecimento em Rb, K, Th, U e ETR indica rochas crustais na fonte do magma. As relações entre elementos maiores sugerem protólitos com composição de metagravacas ou pelitos como fontes crustais mais paráveis e principais dos magmas e pouca ou nenhuma contribuição de protólitos máficos, exceção feita ao Granito Maria Suprema. Corrobora essa hipótese a ausência de escleros máficos ou resitas. Fontes sedimentares arqueanas não são conhecidas na região, já que a era Arqueana é pouco mais do que vestigial no Cinturão Gurupi, e granitos conhecidas estão associadas a unidades mais jovens do que os granitoides em questão. Alternativamente, granitoides e gneisses mais antigos paleoproterozóicos (2160-2150 Ma) ou supereanos (2594 Ma) podem compor parte das fontes, já que a composição média de gravacas é intermediária entre as composições de granodiorito e tonalito (p.ex., Cordie 1981).

Os dados geocronológicos e de isótopos de Nd são também consistentes com protólitos crustais mais antigos, paleoproterozóicos e arqueanos, para esses granitos. Diferenças de fontes são também sugeridas pelas relações Rb-Hf-Ta que mostram assinatura sincollisional para o Granito Jupira e de arco vulcânico para os demais granitos. Em vista do caráter fortemente peraluminoso e tipo S desses granitos, provavelmente essa assinatura de arco reflete o(s) protólito(s) do magma e não o ambiente tectônico de sua geração. Esse ambiente tectônico, no embasamento do Cinturão Gurupi, se collisional ou transcorrente, é ainda objeto de estudo. Aparentemente as duas situações se fazem presentes.

Referências

- Barbarin, B. 1996. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. *Geology*, 24: 295-298.
- Collins, W.J., Richards, S.W. 2008. Geodynamic significance of S-type granites in circum-Pacific orogens. *Geology*, 7: 559-563.
- Cordie, K.C. 1981. *Archean Greenstone Belts*. Elsevier, Amsterdam, 1981.
- Costa, J.L., 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Cantanhô, folha SA.23-V-C. Estado do Pará, Belém, CPRM (CD-ROM).
- Klein, R.L., Moura, C.A.V., Krynsky, R., Griffin, W.L. 2005. The Gurupi belt in northern Brazil: lithostratigraphy, geochronology, and geodynamic evolution. *Precambrian Research*, 141: 83-105.
- Klein, R.L., Lizardo, R., Moura, C.A.V., Armstrong, R. 2008. Geochemistry and zircon geochronology of Paleoproterozoic granitoids: further evidence on the magmatic and crustal evolution of the São Luís tectonic fragment, Brazil. *Precambrian Research*, 165: 231-242.
- Palbeta, R.S.M. 2001. Evolução geológica da região nordeste do Estado do Pará com base em estudos estruturais e isotópicos de granitoides. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.
- Pestana, J.M.N. (Org.). 1995. Turiçá: folha SA.23-V-D, Prubeiro SA.23-Y-R, Estados do Pará e Maranhão, escala 1:250.000. Brasília: CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.

SERRA TEPEQUÉM, RORAIMA, UM POSSÍVEL REMANESCENTE DE UMA CALDEIRA VULCÂNICA PALEOPROTEROZOICA – ESTUDOS PRELIMINARES

Nelson Joaquim Reis¹, Ana Maria Dreher², Leida Maria Fraga³, Irineu Scandolara³, Leandro Bettiolla⁴
CPRM-Serviço Geológico do Brasil (1) Manaus; (2) Rio de Janeiro; (3) Brasília; (4) Boa Vista

RESUMO

A serra Tepequém constitui um outcrop das rochas sedimentares do Supergrupo Roraima em meio aos vulcanitos do Grupo Saruama. Possui forma sub-retangular e registra um arranjo de dobras sin e antiformais com eixos de direção aproximada E-W. Os flancos da serra são formados por uma sucessão vulcanoclástica (ignimbritas, tufos, conglomerados e arenitas vulcânicas) depositada em ambiente submerso a águas rasas, considerada como pertencente à fase de formação e preenchimento de uma estrutura vulcânica do tipo caldeira. No seu interior duas principais fácies sedimentares estão presentes em um arranjo de leques e planícies aluvionares, com canais fluviais revelando distintas paleocorrentes e áreas-fronte. O reconhecimento de uma possível estrutura do tipo caldeira associada à sedimentação Tepequém confere um importante registro paleogeográfico para o sítio vulcanoclástico do Supergrupo Roraima.

Palavras-chave: Tepequém, Roraima, Caldeira, Vulcanoclástica, Leque aluvionar, Planície aluvionar.

INTRODUÇÃO

A serra Tepequém, com uma área de 70 km², está situada no extremo norte do estado de Roraima, a alguns quilômetros a sul da fronteira Brasil-Venezuela. Tem sido considerada como um testemunho sedimentar do Supergrupo Roraima, compreendendo a Formação Arari como a principal unidade intercaladora dessa correlação (Santos & D'Antona, 1984; Borges & D'Antona, 1988; Pinheiro et al., 1990; Reis et al., 2000). Sua subdivisão em três membros, Priva (base), Parí e Cabo Sobral (topo), foi sugerida por Borges & D'Antona (1988), sendo que Reis (1999) adotou a terminologia "Formação Tepequém" para reunir os referidos membros.

Fácies de leque aluvial, flúvio-efúvio, flúvio e lacustre (Borges & D'Antona, 1988; Reis, 1999) e flúvio-litorânea (Fernandes Filho & Nogueira, 2003; Fernandes Filho et al., 2008) têm sido propostas para os sistemas e ambientes deposicionais do Tepequém. Exceto por alguns aspectos litostratigráficos e estratossis, os níveis conglomeráticos mais superiores da Formação Tepequém permanecem responsáveis pela mineralização aurífero-antimônica em aluviões e paleoterraços, a exemplo da que ocorre no Bloco Sedimentar Pacaraima – BSP (Reis & Yáñez, 2001).

A serra Tepequém mostra um arranjo de dobras sin e antiformais com eixos de direção aproximada E-W, atribuído ao Episódio K'Madiba (~1,2 Ga). As dobras estão delimitadas por cristas nas bordas sul, norte e no interior da bacia Tepequém e desaparecem suavemente nas bordas leste e oeste. Zonas de cisalhamento subverticais ocorrem subparalelas ao eixo das dobras, com registro do ângulo de interseção entre o acamamento e a foliação.

Externamente ao conjunto da serra Tepequém comparece em seu setor sul um imponente corpo granítico semicircular do Granito Anicimã (U-Pb SHRIMP em 1,98 Ga, CPRM 2009, no prelo), além de vulcânicas ignimbriticas do Grupo Saruama que circundam a serra.

GEOLOGIA

Os flancos da serra Tepequém são constituídos por espessos pacotes de rochas pirclásticas (ignimbritas, tufos de queda) e epiclásticas (conglomerados e arenitas vulcânicas), contendo ainda frequentes intercalações de rochas finas, argilosas, interpretadas como possíveis tufos retrabalhados. Essas litotipos foram depositadas em um ambiente submerso a águas rasas.

No flanco sul da serra e acesso à vila do Priva, camadas de ignimbritas estratificadas, fortemente alteradas, intercalam-se por um nível estreito de tufo raso-aluvionado. Os ignimbritas estão localmente brechadas, mas em geral percebe-se neles a presença de pequenos fenocristais félsicos e de uma estrutura primária finamente bandada, atribuída a forte soldamento ou compactação. O pacote ignimbritico registra mais de 50 metros de espessura e mergulha em torno de 30-40° em

direção à bacia. O tufu intercalado ao ignimbrito tem espessura variável, de no máximo 1,0 m, e corresponde a uma rocha fina, contendo fragmentos de lapilli acrescionário no seu interior, representando provavelmente um tufu de queda do tipo co-ignimbrito. Ambas as piroclásticas são consideradas típicas de erupções subaéreas plinianas associadas a caldeiras (McPhie et al., 1993).

No interior da serra Tepequém e estratigraficamente acima das rochas piroclásticas são descritas duas principais fácies sedimentares: leque e planície aluvionar. Em ambas as fácies se desenvolvem canais fluviais com distintas paleocorrentes e áreas-fonte.

Na porção apical dos leques aluviais compõem-se conglomerados, arenitos conglomeráticos e litarenitos, todos de procedência vulcânica, formados essencialmente por grãos de quartzo e partículas líticas derivadas de ignimbritos e tufos fébricos. As partículas maiores, como seixos e grânulos, em geral variam de subangulosas a subarredondadas. Certos arenitos são extremamente ricos em fragmentos vulcânicos, sendo que nos termos conglomeráticos, os seixos e grânulos líticos são em geral mais abundantes do que os de quartzo. Seixos de arenito e de argilito avermelhado também ocorrem em algumas rochas. Conglomerados clasto-suportados, formados inteiramente por fragmentos vulcânicos centimétricos, mal-arredondados, espõem-se na borda sudoeste da serra onde a altitude local chega a mais de 1000 m. No flanco leste, nos cabeceiras do igarapé Paiva, partículas de tufos laminados de cor vinho, medindo até 15,0 cm de comprimento são abundantes nos conglomerados, enquanto que nos flancos norte e sudoeste, seixos e calhaus de ignimbrito néso-alaranjado ocorrem nos arenitos conglomeráticos e conglomerados. Nos flancos norte e sudoeste da serra, ignimbritos avermelhados aparecem como seixos e calhaus nos conglomerados. São rítmicos, de aparência maciça a frída e exibem pontuações negras ou manchas de redeção esbranquiçadas. Ao microscópio mostram uma forte sericitização e hematização, mas preservam vestígios de fenocristais, de lentes vítreas e de fragmentos de pumice.

A porção mediana do leque aluvial (*savãflats*) registra depósitos areníticos formados por canais fluviais e onde são abundantes os estratos cruzados acumulados de pequeno porte (< 1,0 metro) bem como paleocorrentes para o quadrante NW. Representam depósitos de barcos transversais e/ou longitudinais em regime fluvial entrelaçado. Os arenitos, por vezes, são grossos a conglomeráticos e via-de-regra contêm grânulos e seixos de material vulcânico avermelhado.

A porção distal está representada por quartzo arenitos de granulção média a grossa (até grânulos) que por vezes, se intercalam com níveis pelíticos centimétricos a métricos compostos por argilitos, siltitos e/ou ardósias avermelhadas, além de sets de pirifilita (*savãflats*). Os pelitos exibem divergência ardósias causada por deformação, além da presença de pirifilita (Luzardo & Millietti 2007). Estruturas cruzadas acumuladas de variado porte, de corte e preenchimento, são sedimentares (dúcteis convolutas, frinidização), *drupas* argilosas e diques de areia são comuns. Níveis pelíticos com espessura métrica e laminação plano-paralela (regime de fluxo superior), por vezes com sets de interclastos argilosos (regime de fluxo inferior) de coloração amarelada e portadores de marcas onduladas levemente simétricas (fluxo oscilatório) e gytes de contração, podem ter sido depositados em um ambiente lacustre efêmero (do tipo *playa lake*) com sobreposição de pequenos canais fluviais temporários. Este pacote pelítico tem sido reconhecido no interior da Formação Arari desde a região do rio Saipi (p.ex., igarapé Percepção) até a região da vila Mutum (Pinheiro et al., 1990). Refletem depósitos de águas rasas e na serra Tepequém aparecem no quadrante NW, na região do igarapé Caba Solnal, onde no seu entorno, as camadas chegam a atingir mergulhos na ordem de 45°.

Os leques aluviais são resultantes da desagregação física das litologias piróclásticas e vulcanoclásticas expostas nos flancos da caldeira. Formam depósitos de fluxo de detritos em encostas periódicas (fluxo gravitacional). Os conglomerados são suportados pelos megaclastos vulcânicos (por vezes > 15,0 cm) e pela matriz argilosa a arenítica fina. Ocorrem ciclos de graduação inversa e normal. Constitui material conglomerático pouco transportado e possivelmente sob condições climáticas úmidas (episódicas).

Em presunida discordância angular/erosiva à fácies de leque, sobrepõem-se conglomerados, arenitos conglomeráticos e quartzo arenitos maciços depositados em um ambiente fluvial entrelaçado com predomínio de paleocorrentes para o quadrante SW. Os conglomerados são ricos em seixos de quartzo-leitoso arredondados a subarredondados (*quasi-spherical*), cujo eixo maior possui até 10,0 cm. Ciclos gradocrescentes ascendentes estão representados por conglomerados a arenitos conglomeráticos na base dos sets, evoluindo para arenitos no topo. Níveis de minerais pesados

associam-se, por vezes, aos estratos cruzados acumulados. Estratos cruzados tabulares e recumbentes são subordinados. Atribui-se à camada conglomerática mais superior da sucessão sedimentar da serra Tepequém a mineralização auríferamentífera. Esta camada registra correspondência direta com os estratos conglomeráticos da Formação Arari no interior do BSP, da região do rio Sapo (fronteira com a Venezuela) ou Mutua (fronteira com a Guiana). Deste modo, a planície aluvionar Arari corresponde a canais fluviais entrelaçados cuja migração lateral atingiu a ordem de mais de 600 km e cuja área-fonte tem sido descrita ao norte do BSP (Reis et al., 1990).

DISCUSSÃO

Os ignimbritos esboçados presentes na escarpa sul da serra Tepequém são aqui interpretados como integrantes da pilha vulcanoclástica-epiclástica que compõe a serra. As razões para sua separação das rochas regionais, também dominantemente ignimbriticas, do Grupo Sorama, devem-se à estrutura finamente bandada, à forte alteração e ao mergulho concordante com aquele das rochas sedimentares subjacentes. Estas feições estão ausentes nas rochas Sorama que afloram em cotas mais baixas da serra e que são tipicamente acinentais escuras, levemente alteradas e de estrutura maciça, o que impede a traçada de medidas estruturais. Também relevante é a espessura considerável (>50 m) da camada inferior destes ignimbritos, sugestiva de que as piroclásticas preencheram uma depressão, possivelmente uma caldeira, constituindo portanto um depósito intracaldeira.

As rochas sedimentares expostas nos flancos da serra representam o preenchimento subsequente da caldeira por materiais derivados da erosão/retrabalhamento dos tufos de *oufflow* e piroclastos acumulados à volta da caldeira ou relacionados a outros centros vulcânicos próximos. O desível entre a borda e o fundo da caldeira, aliado à instabilidade de suas margens, sujeitas a colapsos periódicos, favoreceria a desintegração dos materiais vulcânicos e sua rápida deposição através de fluxos de massa ou de detritos, constituindo os leques aluvionares reconhecidos nos muros da serra. As camadas argilosas avermelhadas que se intercalam com as rochas epiclásticas, interpretadas como tufos ou tufos reesedimentados, apontam para a ocorrência de erupções intermitentes, produtoras de grandes volumes de cinza vulcânica fina, durante a deposição dos sedimentos.

A serra Tepequém pode ter tido uma forma aproximadamente circular antes da deformação atribuída ao evento K'Madka, com um diâmetro original talvez de mais de 12 km, compatível com o de caldeiras de *oufflow* de porte médio (Lipman, 1997).

O reconhecimento de uma possível estrutura do tipo caldeira associada à sedimentação Tepequém reforça a participação de vulcanismo fébrico explosivo ao longo da história deposicional da bacia Roraima, a partir da fixação de caldeiras na sua base (Formação Arari) e interior (Formação Unimapuê). A considerar a atual área de exposição contínua do Supergupo Roraima através do BSP, cerca de 60% de sua superfície contém uma espessa sucessão vulcanoclástica pertencente à Formação Unimapuê, com ampla distribuição na Venezuela, Brasil e Guiana (Reis & Yáñez, 2001). Este volume de material vulcanoclástico confere ainda sua extensão para outros domínios como em Tafelberg, Soraima e Umpu, Amazonas (Reis et al., 2003). Entretanto, pouca importância tem sido dada a esse vulcanismo e ao seu ambiente gerador. Cabe a Costi et al. (1988) a menção a uma estrutura de caldeira no interior da Formação Unimapuê, cuja conformação anelar tem registro através da presença do dique máfico Cipó (Reis, 1990), de idade Avanavero (Santos et al., 2003). O autor descreve a formação de caldeiras por subsidência de centros vulcânicos, preenchidas por ressurgência do vulcanismo e sedimentação clástica associada. Na proximidade da fronteira Brasil - Guiana, no extremo norte de Roraima, outros similares feições anelares podem representar remanescentes de antigas caldeiras. No flanco sul do BSP em território brasileiro, notadamente ao longo do igapó Pirui e proximidade da serra Libis, região do Urimatã, são reconhecidas rochas vulcanoclásticas sobrepostas às rochas vulcânicas do Grupo Sorama e superpostas por muros sedimentares da Formação Arari (fácies de leque aluvial, Reis et al., 1990), base do Supergupo Roraima. A sucessão vulcanoclástica reúne tufos fébricos contendo pumices e lapilli acrescimentários e litarenitos tufáceos, retrabalhados em meio aquoso.

As distintas paleocorrentes tomadas nos canais fluviais das fácies de leque (NW) e de planície aluvionar (SW) corroboram para que os rios entrelaçados que formam a planície Arari (com vetor

média em 200°, Pinheiro et al., 1990) também contada quase que perpendicularmente em leques abaciais nas suas porções distais.

Estudos geocronológicos a serem efetuados em amostras de talões da sucção basal da serra Tepequém permitirão estabelecer parâmetros à dissociação ou não do vulcanismo ao do Sorama, datado em 1,98 Ga (CPRM, 2003). A população mais jovem de zircões detriticos provenientes de um nível conglomerático da Formação Arari (fácies fluvial de sua porção mediana), da região da vila Uicamatã, forneceu uma idade SHRIMP U-Pb de 1,95 Ga (CPRM, 2003). O intervalo 1,98 – 1,95 Ga (Orosíano) assinalaria a idade máxima para o início da deposição da cobertura Roraima no Escudo das Guianas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Borges F.R., D'Antona R. de J.G. 1988. Geologia e Mineralizações da serra Tepequém. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 35, Belém, Anais, 1: 155-163
- Costi H.T., Pinheiro S. da S., Reis N.J. 1988. Rochas Fossilíferas da Formação Dalilé, Supergupo Roraima, Território Federal de Roraima. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 35, Belém, Anais, 3: 1339- 1348
- CPRM 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Textos, Mapas & SIG. Jr: Luiz Augusto Bizzi, Carlos Schabibehares, Roberto Vidotti, João Henrique Gonçalves (ed.). Serviço Geológico do Brasil, 2003, 692 p.
- CPRM 2009. Geologia do Folha Fila de Tepequém. Escala 1:100.000. Estado de Roraima. Superintendência Regional de Manaus, 1v., il. [na prelo]
- Fernandes Filho L.A., Nogueira A.C.R. 2003. Fácies de um sistema fluvial – Itarãno protorozoico na serra do Tepequém, Estado de Roraima. In: SBG, Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., VIII, Manaus. CD-ROM.
- Fernandes Filho L.A., Trachselrodt W., Nogueira A.C.R. 2004. Fácies e Estratigrafia da Sucção Sedimentar Paleoproterozoica da Serra do Tepequém, sul do Escudo das Guianas. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 44, Curitiba, PR. Anais: 96
- Lipman P.W. 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bull. Volcanol.* 59:198-218.
- Luizardo R., Milhetti C.A. 2007. Determinação de fácies metamórficas da serra Tepequém – RR. In: SBG-Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 10, Ponta Velho, RO, Anais: 79-81.
- McPhie J., Doyle M., Allen R. 1993. Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. In: Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania (ed.), 191 p.
- Pinheiro S. da S., Reis N.J., Costi H.T. 1990. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Geologia de Região de Caluará, Nordeste de Roraima. Escala 1:100.000. Estado de Roraima. DNPM/CPRM. Superintendência Regional de Manaus, 1v., il.
- Reis N.J., Costi H.T., Pinheiro S. da S. 1990. Diabásio Avançado. In: Pinheiro et al. 1990. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Geologia de Região de Caluará, Nordeste de Roraima. Escala 1:100.000. Estado de Roraima. DNPM/CPRM. Superintendência Regional de Manaus, Capítulo 2 - 2.6.
- Reis N.J., Pinheiro S. da S., Costi H.T., Costa J.R.S. 1990. A Cobertura Sedimentar Proterozoica Média do Supergupo Roraima no Norte do Estado de Roraima, Brasil: Atribuições aos seus Sistemas Depositionais e Esquema Evolutivo da sua Borda Meridional. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 36, Natal, RN, Anais: 66-81
- Reis N.J., Carvalho A. de S. 1994. Coberturas sedimentares do Mesoproterozoico do Estado de Roraima. Avaliação e Descrição de seu Modo de Ocorrência. *Rev. Bras. Geociências*, 26 (4): 217-236
- Reis N.J. 1999. Formação Tepequém. In: CPRM (ed.). Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B a NA.20-X-D (integradas), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-F-A e NA.21-F-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima. CPRM. Superintendência Regional de Manaus, Capítulo 3 - 3.14
- Reis N.J., Santos J.O.S., Fletcher I. 2000. Two Distinctive Proterozoic Sedimentary Covers in the Northern Amazonian Craton, Roraima State, Brazil. In: *Int. Geol. Congr.*, 31, Rio de Janeiro, Expanded Abstract
- Reis N.J., Yáñez G. 2001. O Supergupo Roraima ao longo da Faixa Fronteira entre Brasil e Venezuela (Serra Iléna de Uairã - Monte Roraima). In: N.J. Reis & M.A.S. Monteiro (ed.). *Contribuição à Geologia da Amazônia*, volume 2, Manaus, SBG/Núcleo Norte, p. 115-147.
- Reis N.J., Fraga L.M., Faria M.S.G. de, Almeida M.B. 2003. Geologia do Estado de Roraima, Brasil. In: *Geology Of France and Surrounding Areas – Special Geosci. Shield*, No. 2-3-4, ERSGM, p. 121-134.
- Santos J.O.S., D'Antona R. de J. G. 1984. A Formação Arari e a subdivisão do Grupo Roraima. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, RJ. Anais: 1162-1173
- Santos J.O.S., Potter P.R., Reis N.J., Hartman L.A., Fletcher L.R., McNaughton N.J. 2003. Age, source and Regional Stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like Sequences in Northern South America, based on U-Pb Geochronology. *Geological Society of America Bulletin*, 115 (3): 331-348.

REVISÃO DA ESTRATIGRAFIA DAS ROCHAS DA SERRA LESTE, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS.

Valéria Marinho do Nascimento¹; Carlos Eduardo de Mesquita Barros²; Carlos Augusto de Medeiros Filho³

1. Mestranda do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da UFPA. Bolsista da CAPES, val.m.a@ufpa.br; 2. Universidade Federal do Paraná, Depto. de Geologia, CP 19.001, Curitiba, CEP 81.531-990. carlosbarros@ufpr.br; 3 - Companhia Vale.

RESUMO

As rochas metabásicas e metasedimentares da Serra Leste se estendem para oeste até a Serra Norte e se prolongam até a Serra do Rabo e a Serra Sul. Estas rochas pertencem à mesma unidade litostratigráfica (Supergrupo Itacaiúnas), não sendo necessária a separação em diferentes grupos (ex. Igarapé Salobo, Igarapé Pujuca, Rio Novo). Estas rochas foram cortadas por dois conjuntos de granitoides, cujas estruturas indicam colocação sintectônica a esforços compressivos. Os critérios petro-estruturais não permitem classificar os granitoides mais antigos como migmatitos. A sua idade U-Pb em zircão de 2,85 Ga, atribuída no passado à migmatização, é reinterpretada como a idade de cristalização. Estas rochas têm foliação N30E. Outros granitos de ocorrência subordinada e que possuem foliação N70E são preliminarmente correlacionados às intrusões sintectônicas de 2,75 Ga. Ambos conjuntos de granitoides promoveram metamorfismo térmico de facies hornblenda a clinopiroxênio hornfels nas rochas metavulcano-sedimentares encaixantes. Em alguns anfibolitos da Serra Leste há uma foliação N10E afetada por uma foliação N80E, que teriam se desenvolvido respectivamente há 2,85 Ga e 2,75 Ga. A história de metamorfismo e deformação das rochas do Supergrupo Itacaiúnas permite sugerir que sua idade é anterior a 2,85 Ga.

INTRODUÇÃO

A Serra Leste é uma área de grande importância econômica, haja vista as mineralizações de platinoídeos associadas ao complexo máfico-ultramáfico Lusaça (Suira & Nilson 1988, Diella *et al.* 1995, Mariani *et al.* 2001, Cabral *et al.* 2002), do ouro da Serra Pelada e pelas ocorrências de manganês associadas aos metapelitos e aos metacherts (Meireles & Silva 1988, Tallarico *et al.* 2000). A escassez de afloramentos e a dificuldade de se determinar a idade de cristalização de rochas metabásicas têm dificultado o estabelecimento da estratigrafia deste domínio. Datações U-Pb em zircão (método convencional) de gnaisses, considerados como pertencentes ao embasamento, forneceram idades de 2,85 Ga, atribuídas à migmatização (Marchato *et al.* 1991). Este trabalho tem como objetivo contribuir para o estabelecimento da estratigrafia das rochas da Serra Leste e da história termo-termal deste importante domínio da Província Mineral dos Carajás (PMC).

MATERIAIS E MÉTODOS

O trabalho se iniciou com a pesquisa bibliográfica sobre geologia regional, estruturas de granitos sintectônicos e feições distintivas de migmatitos (Astworth 1985). Nos trabalhos de campo foram descritas as estruturas das rochas metabásicas e dos granitoides. Buscou-se estabelecer a cronologia das estruturas e a história metamórfica das rochas supracrustais com base em dados mesoscópicos e microscópicos. A classificação das rochas granitoides foi baseada em dados de análises modais (1500 pontos) sendo seguidas as recomendações de Le Maître (2004). Para os critérios de identificação de estruturas migmatíticas foram seguidas as recomendações de Paterson *et al.* (1998). A reconstrução da história metamórfica das rochas metabásicas foi baseada na análise textural e no zonamento do anfibólio que, para este caso, foram seguidos os critérios de Laird & Albee (1981).

ROCHAS METABÁSICAS

As rochas metabásicas têm cor cinza escuro a cinza médio, textura fina a grossa, estrutura maciça ou foliação fraca a marcante. As rochas maciças mostram, na escala microscópica, texturas

primárias reliquias subofítica, ofítica ou intergranular. O piroxênio foi substituído por pseudomorfos de actinolita verde pálido. Estas rochas foram classificadas como metabasaltos e metagabros. As bordas de actinolita foram substituídas por hornblenda de cor verde oliva. Em alguns afloramentos, as rochas metabásicas mostram uma foliação moderada e homogênea de direção N30E, a qual é cortada por zonas de deformação de espessura decimétrica e de direção N70E. Nas proximidades dos contatos com alguns corpos granitídeos, a rocha metabásica mostra foliação bastante desenvolvida e definida pela forte orientação preferencial de cristais de plagioclásio e hornblenda. Em geral, as foliações dos anfibolitos são concordantes com as foliações dos granitídeos adjacentes. Porções decimétricas de anfibolito, incluídas em granitídeos, mostram estrutura maciça e textura granoblástica fina. Nestes anfibolitos há finos cristais poligonais de clinopiroxênio, hornblenda verde oliva e plagioclásio (An 47). A foliação do granitídeo envolve o anfibolito.

ROCHAS GRANITÓIDES

Análises modais permitiram distinguir quartzos dioritos, tonalitos, trondhjemitos, granodioritos e monzogranitos. Estas rochas podem mostrar acamamento (N20E/90) definido pela alternância de níveis de espessura decimétrica, ricos em minerais máficos e de níveis algo mais leucocráticos. Uma foliação subparalela ao acamamento é marcada pela orientação preferencial dos minerais máficos e pelo achatamento do quartzo. Em rochas porfiríticas, há orientação preferencial de fenocristais pouco deformados de feldspato. Esta foliação tem variações nas atitudes (N20W/66NE, N20E/35SE). Em um corpo pequeno de granodiorito a foliação (N70E/87SE) é moderada a fraca.

EVOLUÇÃO ESTRUTURAL E METAMÓRFICA DA SERRA LESTE

Na Serra Leste, a textura subofítica preservada de rochas metabásicas hidrotermalizadas indicam a natureza estática da primeira fase de metamorfismo (M_1). As paragéneses apontam para temperaturas de fácies xisto verde, zona de clorita, resultantes muito provavelmente de transformações hidrotermais de natureza marinha. A segunda fase (M_2) de metamorfismo, de natureza termal, causou modificações nas rochas metabásicas em condições de fácies hornblenda a clinopiroxênio hornfels, em resposta à colocação dos granitídeos de 2,85 Ga. Os efeitos de deformação da armela interna se somaram aos esforços regionais, resultando em foliação S_1 (N20-30E) nos metabasaltos. A terceira fase (M_3) localizada ao redor de granitos do sul da área, ocorreu em condições de fácies hornblenda hornfels e teria ligação com efeitos térmicos daqueles granitos que, pela orientação do seu eixo maior próxima de EW, provavelmente são cronocorrelatos aos plútons venezuelanos sintectônicos (~2,76 Ga). Ao longo dos contatos com estes granitos, os hornfels da armela interna apresentam foliação S_2 (N70E). Em alguns afloramentos de anfibolitos, a foliação S_1 (N30E) é cortada pela foliação S_2 (N70E), o que permite estabelecer a cronologia entre estas fases de deformação. A quarta fase de metamorfismo M_4 estaria ligada às zonas de cisalhamento (Lineamento Cisento) de fácies xisto verde, zona de clorita. Rochas ricas em minerais micáceos e que têm forte foliação disjuntiva são leucogabros cisalhados.

CONCLUSÕES

Em granitídeos foliados, o caráter penetrativo da foliação em afloramento, a orientação de fenocristais fracamente deformados (Petersen *et al.* 1998), e o desvio da foliação em xenólitos anfibolíticos, evidenciam o seu caráter sinmagmático. Grande parte das feições diácteis dos granitídeos da Serra Leste teria se formado no estágio magmático. Arranjos litológicos complexos resultantes de assimilação parcial de xenólitos por magma granítico são facilmente confundidos com migmatitos. A ausência de feições claras que indiquem processos de fusão parcial *in situ* não permite relacionar as estruturas daquelas rochas à migmatização. Há nítida variação no grau metamórfico das rochas metabásicas, controlada pela proximidade com corpos granitídeos. Isto é demonstrado pela ocorrência de xenólitos de fácies clinopiroxênio hornfels e de rochas de fácies hornblenda hornfels nas armelas internas. Estas condições são semelhantes às estimadas por Tallarico *et al.* (2000) para o metamorfismo de rochas carbonáticas da Serra Pelada. A particularidade do domínio da Serra Leste é a presença de rochas que sofreram duas fases de metamorfismo de contato acompanhadas de encurtamento (2,85 Ga

e 2,75 Ga). Como o volume de granitoides de 2,85 Ga nesta parte da PMC foi restrito, seus efeitos de metamorfismo de contato e de deformação da aureola foram menores. A idade de 2859 Ma, anteriormente relacionada à migmatização de rochas da Serra Leste (Machado *et al.* 1991), é reinterpretada neste trabalho como sendo a idade de cristalização de granitoides. Os efeitos termais em rochas metabásicas e a presença de xenólitos anfibolíticos em granitoides indicam que as seqüências supracrustais arqueanas de Carajás (Supergrupo Itacambón) são mais antigas que 2,85 Ga. As rochas metabásicas e as formações ferríferas da Serra Leste têm continuidade física com as seqüências supracrustais de Parapietras, da Serra do Rabo e da Serra Sul. Além disto, há semelhanças petrográficas e estruturais entre as rochas supracrustais daqueles setores. Não há necessidade de separação das rochas em vários grupos (Igarapé Sabou, Igarapé Pojura, Rio Novo). Os dados confirmam a proposta de Araújo *et al.* (1988) no sentido de englobar na mesma unidade litostratigráfica as rochas supracrustais da PMC, anteriores a 2,76 Ga. Outro aspecto importante diz respeito aos domínios que se estendem da Serra Leste em direção a oeste ao longo do contato norte com o Complexo Granítico Estrela. Em muitos mapas geológicos regionais, estas áreas são cartografadas como pertencentes ao Complexo Xingu. Entretanto, os dados petrológicos mostram que estes domínios nada mais são que partes mais deformadas e metamorfizadas (aureola interna) da mesma série metavulcano-sedimentar, como anteriormente proposto por Barros *et al.* (2001).

Agradecimentos

Este trabalho contou com o apoio da UFPA, da Companhia Vale, CNPq e CAPES. Somos gratos aos professores da UFPA Dr. Paulo Sérgio Guzey e Dra. Rosemary Rodrigues do Nascimento pelas sugestões ao longo da realização da dissertação da Valéria Marinho do Nascimento.

REFERÊNCIAS

- Araújo G.J.B., Maia R.G.N., João X.S.J., Costa J.R.S. 1988. A Megacristalização Arqueana da Folha Serra das Carajás. *Ar. SBG, Cong. Bras. Geol. Lat.-Amer. de Geol.*, 7, Anais, p. 324-338.
- Ashworth J.R. (Ed.) 1985. *Migmatites*. Blackie, Glasgow, 302 pp.
- Barros C.R.M., Barbey P., Boullier A.M. 2001. Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of the syntectonic A-type Estrela Granite Complex (Carajás Mineral Province, Brazil). *Tectonophysics*, 343:93-109.
- Calval A.R., Lehmann B., Kowitz-Ribeiro R., Costa C.H.C. 2002. Palladium and Platinum Minerals from the Serra Pelada Au-Pd-Pt Deposit, Carajás Mineral Province, Northern Brazil. *The Canadian Mineralogist*, 40:1451-1461.
- Diella V., Ferraz A., Girardi V.A.V. 1995. PGE and PGM in the Lounga mafic-ultramafic intrusion in Serra das Carajás (Pará State, Brazil). *Ore Geology Reviews*, 9:445-453.
- Machado N., Lindemann Z., Krugh T.H., Lindemann D. 1991. U-Pb geochronology of Archaean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, 49:329-354.
- Meireles R.M. & Silva A.R.B. 1988. Depósito de ouro de Serra Pelada, Marabá, Pará. *Ar. C. Schobbenhaus & C.R.S. Coelho (eds.). Principais Depósitos Minerais do Brasil 3*, Brasília, Departamento Nacional da Produção Mineral/Companhia Vale do Rio Doce, p. 547-557.
- Moroni M., Girardi V.A.V., Ferraz A. 2001. The Serra Pelada Au-PGE deposit, Serra das Carajás (Pará State, Brazil): geological and geochemical indications for a composite mineralizing process. *Mineralium Deposita*, 36:768-785.
- Petersen S.R., Fowler K., T.K., Schmidt K.L., Yoshimizu A.S., Yusa R.S., Miller R.B. 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, 44:53-82.
- Saita M.T.F. & Nilton A.A. 1988. Geologia do complexo máfico-ultramáfico Lounga (Província de Carajás, Pará) e das unidades embaixantes. *Ar. Cong. Bras. Geol.*, 35, Anais, p. 2813-2823.
- Tallisco F.H.B., Coimbra C.B., Cravo Costa C.H. 2000. The Serra Leste sediment-hosted Au-(Pd-Pt) mineralization, Carajás Province. *Revista Brasileira de Geociências*, 30:226-229.

UNIDADE CANINANA: SEQUÊNCIA CLÁSTICA PALEOPROTEROZOICA REVELADA POR DATAÇÃO U-Pb EM ZIRCÕES DETRÍTICOS DA PROVÍNCIA MINERAL CARAJÁS

Roberto Márcio Prado Pereira¹, Carlos Alberto Ravière¹, João Orestes Schneider Santos², Lyllia Maria Lobato¹, Roseline Cristina Figueiredo e Silva¹, Neal Jesse McNaughton³

¹ Universidade Federal de Minas Gerais – (roberto.pereira@ufmg.br); ² University of Western Australia, Centre for Global Targeting; ³ Curtin University of Technology

RESUMO Na Província Mineral Carajás ocorrem unidades sedimentares de posição estratigráfica e idade controversa. A datação de zircões detríticos de uma unidade sedimentar clástica fluvial (granitos e róditos), situada a NB da Falha Carajás, até agora considerada por alguns autores como pertencente às formações Garutire ou Águas Claras, revelou idades arqueozóicas e paleoproterozóicas (2,01-2,97 Ga). A ausência de zircões detríticos de 1,88 Ga relacionados a granitos orogênicos (Central Carajás e Cigano) indica sua deposição no Paleoproterozóico, entre 1888-2011 Ma, provavelmente provocada por reativação extensional da Falha Carajás. Baseado em características de campo e dados geocronológicos, sugere-se informalmente a denominação Unidade Caninana para esta sequência. A reativação da Falha Carajás antes de 1,88 Ga afetou a Unidade Caninana e causou inversão estratigráfica na região. A presença de clastos de minério de ferro compacto nos conglomerados da Unidade Caninana indica ter ocorrido mineralização de ferro hidrotermal de idade anterior a 2011 Ma.

INTRODUÇÃO Na Província Mineral Carajás, várias unidades estratigráficas sedimentares posteriores ao Grupo Grão-Pará permanecem não datadas ou com posição estratigráfica duvidosa. É o caso das formações Garutire e Águas Claras e do Grupo Rio Fresco. A unidade sedimentar mais jovem da Serra dos Carajás passou por diversas correlações e posicionamentos cronoestratigráficos. Já foi chamada de Formação Garutire (Silva *et al.* 1974) e de Grupo Rio Fresco (DOCEGEO 1988, Machado *et al.* 1991), quando era interpretada ter idade proterozóica. Passou a ser chamada de Formação Águas Claras e considerada mesozóica por Araújo e Maia (1991), inserida no topo do Grupo Grão-Pará (Machado *et al.* 1991, Dias *et al.* 1996). Lima & Pinheiro (2001) sugerem para a unidade clástica a leste do Rio Parauapebas o termo Formação Garutire, provavelmente depositada no Proterozóico Médio-Superior, cuja deposição se deu em um *graben* assimétrico associado à história tectônica da Falha Carajás.

Os trabalhos desenvolvidos na sequência sedimentar detrítica aflorante entre a Serra Norte e a Falha Carajás, apoiados por datações U-Pb SHRIMP em zircões detríticos, permitem defini-la de forma precisa como uma unidade do Paleoproterozóico, aqui denominada informalmente de Caninana. Os resultados obtidos também trazem implicações para a idade da mineralização de ferro hidrotermal da Província Mineral Carajás e para a história de reativações da Falha Carajás.

GEOLOGIA REGIONAL E LOCAL A Província Mineral Carajás pertence ao Domínio Carajás, setentrional, quanto ao Domínio Rio Maria, meridional (Santos 2003). O Domínio Rio Maria caracteriza-se por conter sequências granito-granitóides com idades de formação entre 3,05 a 2,87 Ga. O Domínio Carajás é predominantemente formado por sequências vulcanosedimentares e granitoides mesozóicas, predominando idades 2,76-2,55 Ga. Subordinadamente ocorrem rochas mesozóicas (complexos Pium e Xingu) e paleoproterozóicas (granitos orogênicos). Ao norte, a Província Mineral Carajás faz limite com o Domínio Barajá, formado por rochas de idade transamazônica.

A área em estudo situa-se na região sul da Serra Norte, compreendendo os depósitos de minério de ferro NSS, N6, N7, N8 e N9, a oeste, e o Rio Parauapebas, a leste (Fig. 01).

A Unidade Caninana compreende rochas sedimentares detríticas fluviais, principalmente arenitos, arenitos conglomeráticos, arenitos arcóseos, conglomerados e brechas sedimentares. Os litótipos básicos são conglomerados e brechas sedimentares arenelhadadas, de matriz goethítica/arenosa que envolve clastos de jaspelito, minério de ferro, quartzo e vulcanitos máficos intemperizados. Estes litótipos gradam, para o topo, para conglomerados e arenitos estratificados, de matriz sericítica/arenosa e arcabouço predominantemente formado por quartzo, quartzito, jaspelito e vulcanitos máficos intemperizados. Subordinadamente ocorre feldspato e óxidos de ferro. Clastos de

granulídes são menos comuns e mais abundantes a leste da área. Localmente ocorrem clastos de *chert* cortados por veios de hematita em padrão *stockwork*, mas que não cortam a matriz. Veios de quartzo com clorita, quartzo com hematita e quartzo com textura em pente podem cortar a unidade.

A unidade clástica ocorre sempre a norte da Falha Carajás. A sequência está localmente sobreposta pelas rochas vulcânicas ríoficas (Formação Parauapebas) e jaspilitos (Formação Carajás) do Grupo Grão-Pará através de falhas reversas (Fig. 01). A relação de contato por discordância erosiva da Unidade Carimã acima da Formação Parauapebas ou da Formação Carajás ocorre de forma nítida em furos de sondagem do Depósito NSS. Estruturas sedimentares como estratificações plano-paralelas e cruzadas tabulares, imbricamento de seixos e paleocanais indicam um sistema deposicional fluvial.

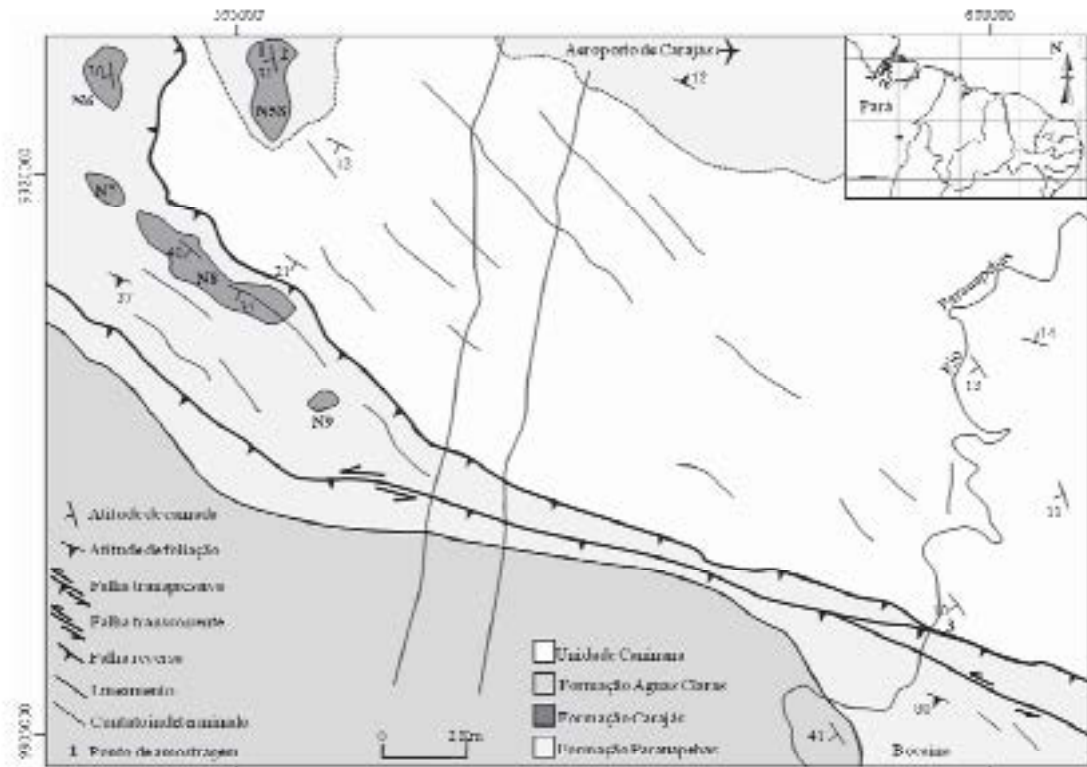


Figura 01. Mapa geológico simplificado da região sul de Serra Neve, Província Mineral Carajás. Os pontos de amostragem 1 e 2 localizam-se nos subsuperficiais.

MÉTODO GEOCRONOLÓGICO E AMOSTRAGEM Foram usados procedimentos padrões para a preparação das amostras e análises U-Pb SHRIMP, os quais estão descritos em Santos *et al.* (2008). O padrão usado para a calibração do efeito matriz (relação Pb/U) foi BR266 (559 Ma e 903 ppm U). Foram empregados cinco scans para análises individuais e os dados foram processados usando os softwares SQUID e ISOPLOT (Ludwig 1999, 2002). Todos os dados apresentados estão calculados a 2 sigma. Três amostras de rocha foram selecionadas para a datação dos zircões detriticos. As amostras 1 e 2 (conglomeradas) são de testemunhos de sondagem dos furos 764 (prof. 172,7 m) e 780 (prof. 111,45 m), respectivamente, do Depósito NSS (Fig. 01). A amostra 3 é de arenito arcóseo que aflora na margem leste do Rio Parauapebas. Foram analisados 79 zircões detriticos.

RESULTADOS E DISCUSSÃO Os zircões analisados são magmáticos e todos as amostras apresentaram três grupos de idade: tanzaniânicos, mesoproterozoicos e mesoproterozoicos. O diagrama cumulativo de todos os resultados aponta populações principais nas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2877 Ma, 2735 Ma e 2055 Ma (Fig. 02). O zircão mais novo possui 2011 ± 25 Ma, o que limita a idade mínima de deposição desta unidade ao Ozeânico. Doze zircões (aproximadamente 15% das amostras) são mesoproterozoicos e interpretados como derivados do Domínio Rio Maria, o que indica fluxo de correntes desde o sul. Cerca de 29% dos zircões são paleoproterozoicos (idades entre 2011 e 2228 Ma), o que

sugere derivação de fontes situadas a norte, no Domínio Bacajá (Santos 2003; Macambira *et al.* 2009), já que até momento inexistem rochas destas idades a sul, leste e oeste de Carajás. A principal população ($n=44$, 56% das amostras) é mesoquarzosa, com idade principal de 2735 Ma (Fig. 02). Possivelmente é derivada de rochas das imediações, como o Grupo Grão-Pará (2758 ± 39 Ma, Wirth *et al.* 1988) e de granitos mesoquarzosos, tal como o Estrela (2763 ± 7 Ma, Barros *et al.* 2001), o Cristalino (2738 ± 5 Ma, Hahn *et al.* 1999), o Planalto (2747 ± 2 Ma, Hahn *et al.* 1999) e o Piaquê (2736 ± 24 Ma, Avelar *et al.* 1999).

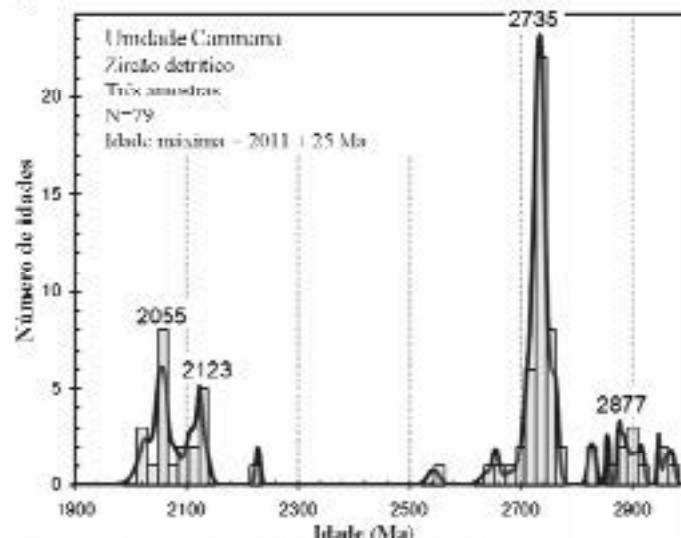


Figura 02. Diagrama cumulativo de idades ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) de 79 zircões detriticos, mostrando três grupos principais de fontes deposicionais: 2877 Ma (Mesozoicas), 2735 Ma (Pleistocenas) e 2015-2123 Ma (Elyzicas).

A unidade sedimentar é afetada pela Falha Carajás (Fig. 01), que por sua vez é truncada pelo Granito Central Carajás (Gouveas 1990; Pinheiro & Holdsworth 2000), cuja idade é 1880 ± 2 Ma (Machado *et al.* 1991). Essas relações estruturais, aliada à associação de zircões mesocristalinos (Granito Central Carajás e Cigano) e à idade obtida do zircão mais novo, limita a deposição dessa unidade entre 1880 a 2011 Ma. Esta idade de deposição diverge daquelas admitidas para a Formação Granite, interpretada como sendo mais nova que 1,8 (Pinheiro & Holdsworth 1997) e para a Formação Água Clara, mesoquarzosa (Araújo e Maia 1991). Sendo assim, é sugerida a descontinuação de Unidade Carimara para essa sequência rchística.

A reativação da Falha Carajás e a íntima relação espacial com a Unidade Carimara permitem interpretar que a abertura da Bacia Carimara provavelmente foi controlada por movimentos extensionais da falha, tal como proposto por Lima & Pinheiro (2001). A Falha Carajás foi reativada posteriormente à formação da Unidade Carimara, pois a mesma ocorre sobreposta, por falha reversa, pelo Grupo Grão-Pará.

A presença de clastos de minério de ferro compacto na Unidade Carimara indica que a idade desta mineralização é anterior a 2011 Ma. Diversos autores (Dalstra & Guedes 2004; Lobato *et al.* 2005) atribuem uma origem hipogênica, hidrotermal, para a mineralização de ferro de Carajás, mas sua idade ainda é motivo de discussão. Lobato *et al.* (2005) sugerem que o principal evento de enriquecimento hidrotermal está associado a fluidos derivados de granitos alcalinos paleoproterozoicos.

CONCLUSÕES A designação de Unidade Carimara para as rochas sedimentares detriticas que ocorrem logo a norte da Falha Carajás, nas imediações do Rio Puxospebas, é proposta baseada nas idades de zircões detriticos e nas relações estruturais com a Falha Carajás. A deposição dos sedimentos que desta origem a essa rocha ocorre no Paleoproterozoico, entre as idades de 2011 e 1880 Ma, sendo as áreas fontes representadas por rochas dos domínios Carajás, Rio Maria e Bacajá. Episódios de reativação extensional e compressional da Falha Carajás provavelmente contribuíram a sedimentação da Unidade Carimara e provocaram inversão estratigráfica anteriormente a 1,88 Ga,

respectivamente. Clastos de minério de ferro compacto na Unidade Carimã sugerem ter ocorrido mineralização de ferro hidrotermal pré-2011 Ma.

REFERÊNCIAS

- Araújo G.J.B. & Maia R.N. 1991. Serra dos Carajás, Folha SR.23-Z-A. *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos, Brasília, DNPM/CPRM, 136 p.*
- Avelar V.G., Lafita J.M., Correia Jr. F.C., Macambira B.M. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã, Província Mineral de Carajás, Amazônia Oriental, Brasil: novos dados geocronológicos. *Rev. Bras. Geol., 29:453-460.*
- Barras C.R.M., Macambira M.J.B., Barbey P. 2001. Idade de zircão do Complexo Granítico Estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Metalogenética de Carajás. *Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, CD-ROM.*
- Dalstra I.J. & Gueles S. 2004. Giant hydrothermal hematite deposits with Mg-Fe metasomatism: a comparison of the Carajás, Hamersley and other iron ores. *Economic Geology, 99: 1793 – 1800.*
- Dias G.S., Macambira M.J.B., Dall'Agnol R., Santos A.D.V., Barras C.R.M. 1996. Datação de zircões de sill de metagabro: comprovação da idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás, Pará. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, SBG, Núcleo Norte, pp. 376-379.*
- DOCEGEO. 1968. *Revisão litostrostratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: Anais XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, Manaus, Belém, 10-54.*
- Gouveia J.L. 1998. Técnicas de serrocimentação resumo aplicadas em pesquisas geológicas na Amazônia (região de Carajás). Tese de mestrado, INPR, São José dos Campos, 150 p.
- Hahn S.E.B., Souza C.L.I., Albuquerque M.C., Leal R.D., Brustolin V. 1999. Descoberta do depósito de Cu (Au) Cristatino: geologia e mineralização associada – Região da Serra do Rato – Carajás – Pará. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus, Boletim, p. 140-143.*
- Lima F.D. & Pinheiro R.V.L. 2001. Formação Granítica: Considerações Sobre uma Unidade Siliticlastica Particular da Serra dos Carajás - PA. *In: Reis N.J. & Monteiro M.A.S. (Org.). Contribuições à Geologia da Amazônia. 1ª ed. Manaus: Sociedade Brasileira de Geologia - NO, v. 03, p. 281-324.*
- Lobato L.M., Rosière C.A., Figueiredo e Silva E.C., Zucchetti M., Harris F.J., Searns J.C.S., Rias F.J., Pimentel M., Mendes G.R., Monteiro A.M. 2005. A mineralização hidrotermal de ferro da Província Mineral de Carajás - Controle estrutural e contexto na evolução metalogenética da província. *In: Marini O.J., de Queiroz, R.T., Ramos B.W. (eds.). Caracterização de depósitos minerais em districts minerais da Amazônia: Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM)/Fundação Setorial Mineral (CT-Mineral/FINEP)/Agência para o Desenvolvimento Tecnológico da Indústria Mineral Brasileira (ADIMB), Brasília, Brasil, p. 25-92.*
- Ludwig K.R. 1999. *Using ISOPLOTEx, version 2: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center Special Publication 1a, 47 pp.*
- Ludwig K.R. 2002. *Squid 1.02, a user's manual. Berkeley Geochronological Center Special Publication 2. Berkeley, California, USA, 21 pp.*
- Macambira M.J.B., Vasquez M.L., Silva D.C.C., Galbraith M.A., Barras C.R.M., Canedo J.F. 2009. Crustal growth of the central-eastern Paleoproterozoic Domain, Eastern Amazonian Craton: juvenile accretion vs. reworking. *Journal of South American Earth Sciences, 27: 235-246.*
- Machado N., Lindemayer Z., Krogh T.R., Lindemayer D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Schield, Brazil. *Proterozoic Research, 49: 329-354.*
- Pinheiro R.V.L. & Holdsworth R.B. 1997. Reactivation of Archean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *Journal of the Geological Society, London, 154:99-103.*
- Pinheiro R.V.L. & Holdsworth R.B. 2000. Avaliação Tectonoestratigráfica dos Sistemas Transcortes Carajás e Caramba, Cratão Baciaínas, na borda leste do Cratão Amazônico, Pará. *Rev. Bras. Geol., 30(4):597-606.*
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos escudos dos Guianas and Brasil-Central, pp. 169-226. *In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.). Geologia, tectônica and recursos minerais do Brasil. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Brasília, ISBN 85-330-8790-3, 674 pp.*
- Santos J.O.S., Ricatto G.J., Potter P.B., McNaughton N.J., Miles R.S., Hartman L.A., Chernoff Jr. F., Quadros M.L.R.S. 2008. Age and antichthonous evolution of the Soudic Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U-Pb geochronology. *Proterozoic Research, 165 (3-4):128-152.*
- Silva G.G., Lima M.L.C., Andrade A.R.F., Isler R.S., Guimarães G. 1974. *Geologia da Folha SR.23-Argemão e parte da SC.22-Tucumã. DNPM/Mapam, vol. 4, pp. 1-72.*
- Wirth K.R., Gilhe A.K., Chocinski W. 1986. U-Pb zircon ages of the Grão Pará Group and Serra dos Carajás Granite. *Rev. Bras. Geol., 16:195-200.*

PERFIL GEOLÓGICO DO ALTO CURSO DO RIO MANICORÉ, SUDESTE DO ESTADO DO AMAZONAS.

Ulisses Antonio Pinheiro Costa¹; Ruy Benedito Calliani Bahia¹; Marreia Esteves Almeida¹; Fábio Splander¹.

¹-CPRM: Serviço Geológico do Brasil.

Resumo

A região do alto curso do Rio Manicoré está inserida na Folha Somaína (SH20-Z-D), no sudeste do Estado do Amazonas. O perfil geológico descrito compreende cerca de 180 km, onde foram observados, de norte para sul, duas variedades graníticas além de vulcânicas e uma sequência sedimentar. Inicialmente afloram monzogranitos finos, acizentados e cloritizados (correlacionados ao Granito Teles Pires, de idade paleoproterozóica), seguidos de monzonitos, monzogranitos e sienitos subclivados, geralmente perfitíticos (rapakivi), localmente mikulitzados, e com anfibólio sódico, (granitos tipo Suíte Serra da Providência, de idade mesoproterozóica). Deturmes e subvulcânicas félsicas mostram sinais de hidrotectonismo (Grupo Colíder) e ocorrem sobrepostas a uma sequência sedimentar composta por quartzo-arenitos e, em menor proporção, argilitos e litarenitos com contribuição vulcânica, localmente dobrados, associados à Formação Palmeiral, de idade neoproterozóica.

Introdução

O presente trabalho apresenta dados preliminares relacionados ao Projeto Somaína, (Programa Geologia do Brasil-CPRM) de mapeamento geológico na escala 1:250.000, sob responsabilidade da Superintendência Regional de Manaus. O Rio Manicoré possui mais de 280 km de extensão e tem suas nascentes no extremo sudeste do Estado do Amazonas, desaguando no Rio Madeira, nas proximidades da cidade de Manicoré. O mapeamento foi realizado dentro dos limites da folha SH20-Z-D (fig. 1).

A área está localizada no âmbito do Domínio Roosevelt-Jurema (CPRM 2003), apresentando como unidade litostratigráfica mais antiga na região as vulcanitas félsicas e vulcanoclasticas do Grupo Colíder, datadas em 1,78 e 1,80 Ga (ID TIMS U-Pb em zircão) por Fimentel & Hotelho (2001) no NB de Mato Grosso. A unidade seguinte é a Suíte Intrusiva São Romão (Rizzotto *et al.*, 2004), composta por monzogranitos/sienogranitos com intensidades variadas de deformação, estendida por Bahia & Oliveira (2005) até o Estado do Amazonas. A idade U/Pb dessa unidade, de 1,77 Ga em zircão, foi obtida por Souza *et al.* (2004). A Suíte Serra da Providência (Tassinari *et al.*, 1984) aflora no extremo oeste da área, englobando principalmente rochas monzograníticas perfitíticas com textura rapakivi. A idade do magnetismo foi determinada por Bethencourt *et al.* (1999) em 1,57 Ga por método U/Pb. Afloram ainda na área do projeto, stocks de micogranitos e monogranitos rosados grossos, associados ao Granito Teles Pires (Souza *et al.*, 2004), com idade U/Pb em zircão de 1,75 Ga (Pinho *et al.*, 2001). Stocks graníticos da Suíte Intrusiva Romãoia (como redefinido por Rizzotto & Quadros 2006) foram cartografados na região amazônica por Bahia & Oliveira (2005). Sienogranitos e sienitos desta unidade foram datados por Bethencourt *et al.* (1999) em torno de 990 Ma por método U/Pb em zircão. As rochas de cobertura sedimentar mais antigas que afloram na área são correlacionadas à Formação Palmeiral (Lobato *et al.*, 1966), de 1,03 Ga, idade mínima estimada por U/Pb em zircões detriticos. O manto da folha é dominado por rochas sedimentares terrígenas e psamíticas da Bacia do Alto Tapajós que, segundo Reis (2006), incluem as formações silo-devonianas Beneficente, Jura e Pixinka. Sedimentação cenozóica é identificada em várias porções da área de estudo, as quais foram incluídas na Formação Içá por CPRM (2003).

Materiais e métodos

O levantamento geológico do Rio Manicoré foi realizado entre os meses de julho e agosto de 2008, com embarcações motorizadas pequenas. A metodologia seguiu o padrão de mapeamento geológico na escala 1:250.000 da CPRM, que consiste no estabelecimento de estações de geologia a cada 2,5km, aproximadamente, com coleta de amostras numeradas sequencialmente. As amostras são posteriormente selecionadas para petrografia e demais análises. A descrição petrográfica seguiu a ficha padronizada utilizada pela CPRM.

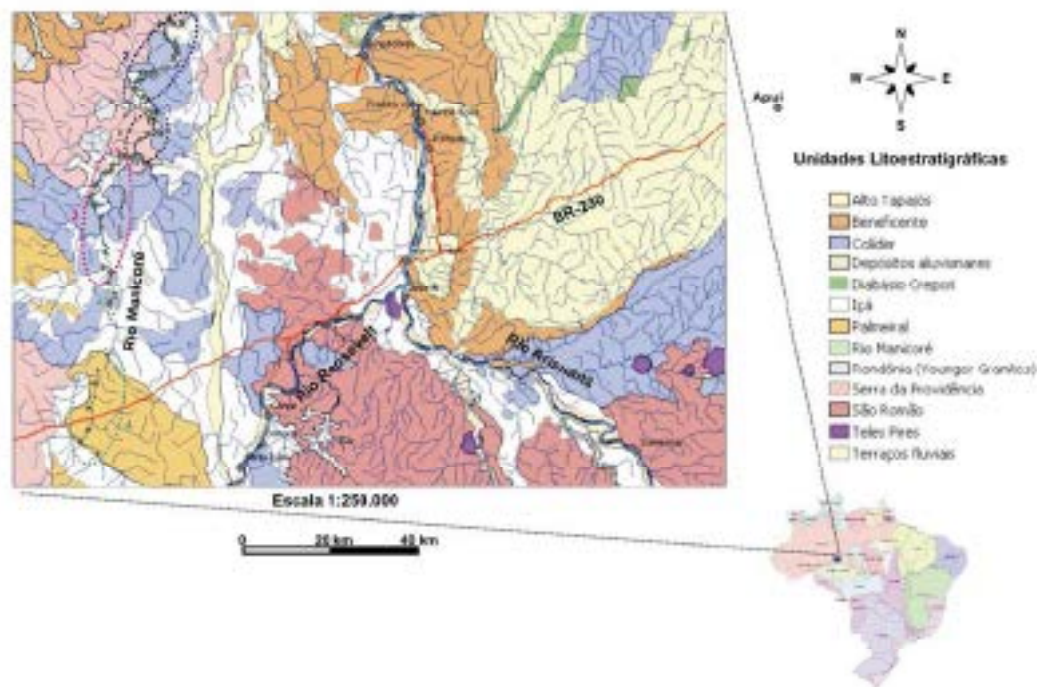


Figura 1: Mapa de localização da Falta Simões, destacando o Rio Muçucão em setores (1 a 4), de acordo com a unidade aflorante.

Resultados

Rochas graníticas

Desde a porção central até o limite norte da falha, afloram rochas monzograníticas de caráter porfirítico, que constituem dois grupos que se distinguem pelo teor de máficos, presença de anfibólio cálcico e intensidades variáveis de deformação. Os monzogranitos são de coloração mais acinzentada a cinza, de grão predominantemente fino (fig. 1, setor 1), equigranulares, isotrópos, possuindo uma incipiente orientação preferencial dos cristais, sugerindo uma foliação magmática pouco nítida. Alguns exibem textura porfirítica, apresentando cristais de quartzo e feldspato alcalino predominantemente anédricos com bordas curvadas, que se destacam da matriz fina, assim como agregados máficos. Estes são fracionados por biotita amplamente alterada para clorita, com proporção modal em torno de 5%, minerais opacos e traços de titanita e zircão. O segundo grupo é representado por quartzo-monzonitos e arfvedsonita-monzonitos de cor mais escura, inequigranulares, cuja matriz varia de fina a grossa (fig. 2a). Na maioria dos casos possui textura porfirítica, com matriz quartzo-feldspática muito fina (fig. 1, setor 2), com cristais de feldspato alcalino, quartzo e plagioclásio com até 0,8 cm de diâmetro. Tanto o feldspato alcalino quanto o plagioclásio apresentam formas anédricas, enquanto o quartzo possui formas arredondadas, com embasamento freqüente. Os minerais máficos mais abundantes são arfvedsonita e biotita, por vezes uma prevalecendo sobre a outra, porém sempre associadas, assumindo a forma de um pseudocristal. São rochas que por vezes se mostram praticamente isotrópicas, mas em determinados afloramentos parecem-se finas miloníticas de atitude $90^{\circ}/200^{\circ}$ Az.

Rochas vulcânicas/subvulcânicas

Cerca de 42 km à jusante do rio, a partir da BR-230, aflora uma seqüência de rochas vulcânicas fílicas (fig. 1, setor 3) que formam amplos leques horizontalizados ou encosta de margem com forte inclinação. Inicialmente a contribuição clástica é bastante evidente, porém após 4 km predominam riolitos, com matriz afanítica de cor rosa acinzentado a avermelhado. Os fenocristais são, em ordem decrescente de abundância, de quartzo, plagioclásio e feldspato-alcalino, de formas subédricas a anédricas, com quartzo mostrando corrosão nas bordas. Podem atingir até 3 mm de diâmetro, porém em geral não ultrapassam 1 mm. Minerais opacos e clorita são freqüentes, por vezes formando agregados com até 4 mm de diâmetro (fig. 2b). Além destes, foram identificados epidoto e calcita em

algumas amostras de riolitos hidrotermalizados. Dentro desta seqüência principalmente vulcânica, podem ser identificados terrenos com granulação mais grossa, definidos como rochas granitídes lignibissais, que também mostram sinais de alteração hidrotermal, caracterizada por exsurgimento de vênulas de quartzo e material ferruginoso, além da presença de epidoto e mica branca muito fina. Toda esta seqüência se encontra intemperizada, como evidenciado pela grande quantidade de feldspatos argilizados e matriz impregnada por íons de ferro secundários.



Figura 2: a) Massagemita impregnada com biotita e esfrodonita; b) Kinkia intemperizada variada, com agulhas miléticas.

Rochas sedimentares

A montante no Rio Manicoré, até 10 km a partir da BR-230 (fig. 1, setor 4), encontram-se afloramentos de quartzos-arenitos (fig. 3a) esbranquiçados e avermelhados, na forma de lajedos estreitos e blocos empilhados nas margens, ou abaixo da sedimentação recente. São rochas de granulometria fina a muito fina, bem selecionadas, com grãos de quartzo de alta esfericidade e moderadamente arredondados, com pouco cimento ferruginoso entre eles. Observa-se estratificação cruzada tabular, porém em algumas porções ela é pouco desenvolvida. Em alguns pontos apresenta-se relativamente frívola, com manchas milimétricas esbranquiçadas e intercalações delgadas de pelitos. As camadas possuem um suave mergulho, variando de 5 a 10° para NNE. Geralmente estão bastante alteradas, com desenvolvimento restrito de uma delgada crosta laterítica. Mais abaixo, na margem esquerda do rio, afloram argilitos laranja-avermelhados (fig. 3b), com cerca de 3,5 m de espessura total do pacote. A rocha é bastante compacta e maciça e mostra uma estruturação colunar, de disjunção na forma de pequenos paralelepípedos centimétricos. Abaixo da rocha pelítica, mais a norte no perfil (40 km abaixo da BR-230), afloram litarenitos avermelhados, com contribuição de clastos vulcânicos, na forma de leitos delgados sub-horizontais contendo grãos angulosos médios a grossos e fragmentos de vidro vulcânico. Cerca de 800 metros adiante, o mesmo litarenito mostra sinais de deformação, formando dobras abertas e suaves, cujo eixo da dobra principal possui atitude 18°/10° Az. Sedimentação recente inconsolidada repousa discordantemente sobre afloramentos dessa unidade.



Figura 3: a) Quartzos-arenito na margem do Rio Manicoré; b) Afloramento de pelito avermelhado, mostrando disjunções colunares.

Discussão

Os monzogranitos porfiríticos e biotita possuem características similares às descritas para o Granito Teles Pires, aflorante na porção sudeste da área (CPRM, 2003). Os monzonitos e arfvedsonita-monzogranitos guardam semelhanças com os monzogranitos rapakivi da Suíte Serra da Providência, descritas também na região da Vila Maxwell e do km 180 da BR-230. Resultados de análises geocronológicas de amostras dos dois grupos estão sendo aguardados para dar suporte a essas correlações. As rochas vulcânicas/subvulcânicas félsicas provavelmente pertencem a Suíte Colíder, que aflora amplamente na região. Resultados preliminares de datação SHRIMP e LA-ICP-MS em zircão mostraram idades variando entre 1,80 e 1,75 Ga, além de um resultado LA-ICP-MS em zircão de 1,79 Ga para amostras da mesma unidade, coletadas durante o projeto. Não há ainda dados conclusivos que possam correlacionar com precisão as rochas sedimentares que afloram no Maricoré à Formação Palmeiral, cujos resultados preliminares de datações de zircões destríticos de rocha semelhante oriunda do Rio Roosevelt mostram idades de fontes variando de 2,21 a 1,46 Ga. A sedimentação cenozóica aflora em paleodepressões ao longo do rio, a aparentemente não está diretamente relacionada à Formação Içá, como estabelecido anteriormente por CPRM (2003).

Conclusão

As rochas mais antigas que afloram no Rio Maricoré, dentro da área do Projeto Sumário, são vulcânicas félsicas e hipabissais relacionadas ao Grupo Colíder, do Paleoproterozóico. Intrusivos nessa unidade ocorrem os stocks monzogranitos porfiríticos e biotita do Granito Teles Pires (Paleoproterozóico), além de monzonitos e monzogranitos, provavelmente relacionados à Suíte Intrusiva Serra da Providência (Mesoproterozóico). Recobrindo essas unidades, afloram rochas siliciclásticas com contribuição vulcânica, estritamente associadas à Formação Palmeiral (Neoproterozóico). Os sedimentos recentes que afloram de maneira descontínua provavelmente serão incluídos em uma nova unidade cenozóica.

Referências Bibliográficas

- Bahia R.B.C., Oliveira M.A. 2005. Folha SB.20-Purus. In: C. Schobbenhaus, J.H. Gonçalves, J.O.S. Santos, J.O. Souza, A.A.S. Passa, C.C. Oliveira (eds). *Programa Investimentos geológicos básicos – PLIGB. Projeto Província Mineral de Alta Floresta. Geologia e Recursos Minerais das Folhas Rio São João do Borra – SC.21-F-D; Alta Floresta – SC.21-X-C; Rio 24 de Maio – SC.21-Z-A; Vila Guarita – SC.21-Z-R, estudos de Mato Grosso e Pará*. CPRM, Brasília.
- Bettencourt J.S., Oostert T.C., Teixeira W. 1999. Tectonic interpretation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on country rocks from the central sector of the Rio Negro-Juruena Province, SW Amazon Craton. In: *Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks*. University Federal of Pará, Belém. *Abstract Volume*, p. 5-16.
- CPRM 2003. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. In: L.A. Biczi, C. Schobbenhaus, R.M. Violotti, J.H. Gonçalves (eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Brasília, ISBN 85-230-8750-3, 674 pp.
- Lobato F.P.N.S., Appel L.B., Godoy M.C.F.T. de, Ritter J.H. 1966. *Pesquisa de cassiterita do Território Federal do Roraima*. Rio de Janeiro, DNPM, Boletim 125, 191 p.
- Pimentel M.M., Batellio N.F. 2001. Geologia e evolução tectônica da região norte de Mato Grosso (Projeto Poserin-Alta Floresta). In: SBG, *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 7, CD-ROM
- Pinto M.A.S.B., Van Schmus W.R., Chernale Jr. F. 2001. Nd isotopic compositions, U-Pb age, and geochemistry of paleoproterozoic magmatism of the southwestern Amazonian Craton – Mato Grosso – Brazil. In: *Workshop on Geology of the SW Amazonian Craton: State-of-the-Art*, Institute of Geoscience-University of São Paulo, São Paulo. *Extended Abstracts*, p. 83-85.
- Reis N.J. 2005. *Projeto Rochas Carbonáticas de Apud – Amazonas. Relatório Final Informe de Recursos Minerais, Série Recursos Minerais para a Agricultura*. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Manaus, 60 p.
- Rizzotto G.J., Quadros M.L.R.S. 2005. Geologia do Sudeste do Cráton Amazônico. In: A.M.C. Harbe & V. da S. Souza (eds.). *Contribuição à Geologia da Amazônia*, 4, Manaus, SBG, p. 69-84.
- Rizzotto G.J., Quadros M.L.R.S., Bahia R.B.C., Ferreira A.L., Lopes R.C., Cavaleiro A.V. 2004. Folha SC.21-Juruena. In: C. Schobbenhaus, J.H. Gonçalves, J.O.S. Santos, M.R. Alcaraz, R. Leão Neto, M.M. Matos, R.M. Violotti, M.A.R. Ramos, J.D.A. Jesus (eds). *Carta Geológica do Brasil em múltiplas escalas. Sistema de Informações Geográficas – SIG Programa Geologia do Brasil*. CPRM, Brasília. Edição 2004. CD-ROM
- Tassinari C.C.G., Siga Jr. O., Teixeira W. 1984. Épocas metalogênicas relacionadas à granitogênese do Cráton Amazônico. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 33, Rio de Janeiro. *Anais*, 6: 2663-2671.

DADOS ISOTÓPICOS E GEOCRONOLÓGICOS DA REGIÃO DE MONTE DO CARMO – TO

André Moraes Saboia¹, Marcel Augusto Dardene², Tereza Cristina Figueira Rod², Elton Luiz Dantas²,
Nely Palermo³

1 - Programa de Pós-graduação-Instituto de Geociências-Universidade de Brasília (UnB), Brasília – DF, Brasil.
andre.saboia@ig.cara.br

2 - Instituto de Geociências-Universidade de Brasília (UnB), Brasília – DF, Brasil. marcelardene@yahoo.fr,
tj.rod@gmail.com, elton@unb.br

3 – Faculdade de Geologia-Universidade do Estado do Rio de Janeiro. palermo@uerj.br

RESUMO

Este trabalho apresenta dados isotópicos e geocronológicos obtidos pelos métodos Sm-Nd em rocha total e U-Pb sobre zircão das unidades Suíte Vulcânica Santa Rosa, Granito do Carmo e Formação Monte do Carmo, localizadas na região de Monte do Carmo (TO). A Suíte Vulcânica Santa Rosa e o Granito do Carmo possuem idades U-Pb em zircão de 2086 e 2048 Ma, respectivamente. Idades modelo T_{DM} entre 2,11 e 2,17 Ga e valores de ϵ_{Nd} entre 2,27 e 2,89 são relativos à Suíte Vulcânica Santa Rosa. O Granito do Carmo possui idade modelo T_{DM} de 2,13 Ga e valor de ϵ_{Nd} de 2,05. Os resultados indicam que o magmatismo responsável pela geração destas duas unidades relaciona-se a fusão de uma segmento juvenil de idade paleoproterozóica. A Formação Monte do Carmo, que não possui idade absoluta, apresenta idades modelo T_{DM} variando entre 0,86 e 1,91 Ga, sugerindo que esta formação possui fontes mais jovens que a Suíte Santa Rosa e o Granito do Carmo.

INTRODUÇÃO

A região de Monte do Carmo está localizada na porção central do Estado de Tocantins e ocupa o setor setentrional da Província Tocantina (Hessi *et al.* 1984). As unidades que constituem o objeto deste estudo são a Suíte Vulcânica Santa Rosa, o Granito do Carmo e a Formação Monte do Carmo. As duas primeiras unidades estão relacionadas ao magmatismo Paleoproterozóico (em torno de 2,0 Ga) do ciclo Transamazônico que afeta a região (Sachett *et al.* 1996, Queiroz *et al.* 1999, Chaves *et al.* 2008). A Formação Monte do Carmo é uma sequência vulcano-sedimentar que não possui idade absoluta, sendo atribuída ao limite do Neoproterozóico-Palaeozóico por Schobbenhaus *et al.* (1984).

A suíte Vulcânica Santa Rosa representa um vulcanismo essencialmente félsico composta por riolitos, dacitos e rochas piroclásticas diversas (tafas e brechas). Os dados geocronológicos para esta sequência apontam idades Pb-Pb em zircão de 2137 Ma (Sachett *et al.* 1996) e U-Pb em zircão de 2086 Ma (Saboia *et al.* 2007). O granito do Carmo da Suíte Intrusiva Ipaciras é um batólito com composição variando entre sienogranito a monzogranito. Apresenta fácies de anfíbolo granitos e biotita-anfíbolo-granitos grossos (Palermo, 1998). As determinações geocronológicas para o granito indicam idades Pb-Pb em zircão de 2045 Ma (Sachett *et al.* 1996) e U-Pb em zircão de 2048 Ma (Saboia *et al.* 2007).

A Formação Monte do Carmo foi considerada uma melassa pós-tectônica Brasileira por Marini *et al.* (1984), devido à presença de conglomerados líticos e arcóseos. O vulcanismo máfico (Seqüência Vulcânica Básica a Intermediária Areíbas) e félsico (Seqüência da região da Pedra Furada), associado ao pacote sedimentar foi estudado nos trabalhos desenvolvidos por Queiroz & Kotschoubey (2001, 2002), Saboia *et al.* (2007) e Braga *et al.* (2008). Segundo esses autores a porção máfica é composta por rochas como basaltos, andesitos e gabbros com tipos deformados e hidrotermalizados, enquanto que a porção félsica é formada principalmente por rochas piroclásticas finas.

Este trabalho tem como objetivo apresentar dados isotópicos obtidos pelos métodos Sm-Nd em rocha total e U-Pb sobre zircão da Suíte Vulcânica Santa Rosa, do Granito do Carmo e da Formação Monte do Carmo, de forma a contribuir para um melhor entendimento da evolução geológica destas unidades.

MATERIAIS E MÉTODOS

O estado deste trabalho envolve dados isotópicos Sm-Nd em rocha total e U-Pb sobre zircão realizados no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB). Todas as amostras citadas foram preparadas segundo o procedimento padrão do laboratório (Góia & Pimentel 2000, Bohlen et al. 2009).

As amostras de rocha analisadas estão indicadas no mapa geológico simplificado da região de Monte do Carmo (Figura 01).

RESULTADOS

Suíte Vulcânica Santa Rosa

As amostras da suíte vulcânica foram coletadas em perfis próximos aos córregos Santa Rosa e Saleiro, ao norte da cidade Monte do Carmo. No perfil do córrego Santa Rosa, a seqüência é composta em sua porção inferior, por rochas de granulção fina representadas por cinzitos, tufo cinza escuro e tufo cinza-esverdeado, gradando para uma seqüência de rochas piroclásticas com intervalos de brechas em direção ao topo. Diques máficos intrudem a sucessão. No perfil do córrego Saleiro, a seqüência é representada principalmente por ignimbritos com tufo e brechas de composição riolítica. Rochas máficas (vulcânicas e diques) ocorrem associadas ao conjunto. A suíte possui idade U-Pb sobre zircão de 2086 Ma.

Cinco amostras de rochas desta seqüência apresentam razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ variando entre 0,0937 e 0,1246. As idades modelo T_{DM} e os valores positivos de $\epsilon\text{Nd}(T)$ calculados para a idade de 2086 Ma são uniformes, entre 2,11 e 2,17 Ga e entre 2,27 e 2,89 respectivamente.

Granito do Carmo

A amostra do Granito do Carmo estudada localiza-se ao norte da Cidade de Monte do Carmo, nas proximidades da Fazenda conhecida como Cera do Belarmino Leiteim. Trata-se de um biotita-hornblenda monogranito, de granulção grossa e inequigranular, com cristais arredondos de K-feldspato e cristais xenomórficos de quartzo azulado. A biotita e a hornblenda por vezes encontram-se substituídas pela clorita, e perfissem cerca de 40 % da rocha. O granito possui idade U-Pb sobre zircão de 2048 Ma.

A amostra analisada apresenta razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de 0,0948 e idade modelo T_{DM} de 2,13 Ga. O valor de $\epsilon\text{Nd}(T)$ é de 2,05, calculado para a idade de 2048 Ma.

Fermação Monte do Carmo

Esta unidade foi investigada ao longo de dois perfis, localizados ao longo do Córrego Areinhas e da estrada de terra em direção a Pedra Parada, a sudeste da cidade de Monte do Carmo. Próximo ao córrego Areinhas ocorrem basaltos, metavulcânicos máficos foliados que compreendem epidoto-actinolita-clorita-xistos, além de gabros e rochas piroclásticas. Na estrada da Pedra Parada a seqüência é representada por um pacote sedimentar imaturo anquimetrozóico, cortado por diques básicos. Os principais litótipos presentes são siltitos, arcóseos e conglomerados líticos. Em direção ao leste ocorre um conjunto de rochas vulcânicas predominantemente félsicas formadas por rochas piroclásticas como tufo, lapilli tufo e brechas.

Nove amostras de rocha desta seqüência foram investigadas, quatro representam os basaltos e metavulcânicos máficos foliados, duas representam os arcóseos e três correspondem a seqüência vulcânica félsica. Os basaltos e metavulcânicos máficos foliados apresentam razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ que variam de 0,1113 a 0,1199 e idades modelo T_{DM} entre 0,86 e 1,01 Ga. Os arcóseos possuem idades modelo T_{DM} entre 1,67 e 1,85 Ga. As rochas vulcânicas félsicas forneceram razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ que variam de 0,1141 a 0,1168 e idades modelo T_{DM} entre 1,54 e 1,91 Ga.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Os dados isotópicos Sm-Nd para a Suíte Vulcânica Santa Rosa e Granito do Carmo mostram fontes exclusivamente Paleoproterozóicas em termos de 2,1 Ga e valores $\epsilon\text{Nd}(T)$ positivos. Os valores de idades modelo T_{DM} são interpretados como sendo da época de extração da fonte mantélica.

A Formação Monte do Carmo possui fontes que se estendem desde o Paleoproterozóico até o Neoproterozóico entre 1,91 a 0,86 Ga, evidenciando tratar-se de uma unidade mais jovem do que a Suíte Vulcânica Santa Rosa e o Granito do Carmo. Os diferentes valores de idades modelo T_{DM} indicam uma diversidade de fontes envolvidas na evolução das unidades da Formação Monte do Carmo.

Os resultados reforçam a idade paleoproterozóica do vulcanismo e plutonismo da Suíte Vulcânica Santa Rosa e do Granito do Carmo, com contribuição de crosta juvenil durante este período. O vulcanismo e a sedimentação da Formação Monte do Carmo estão relacionados a processos mais recentes e, provavelmente, associados à evolução de um rifte continental do Neoproterozóico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Raga, L. M. V., Dardenne, M. A., Junqueira-Brad, T. C., Sabóia, A. M., Paulino, F., Pereira, G. S. P., Oliveira, A. A. 2008. Geologia da Região da Pedra Furada, Monte do Carmo, TO. In: IV Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 2008, Foz de Iguaçu - PR. ANAIS - CD-ROM.
- Ruba, B., Pimentel, M. M., Matteini, M., Dantas, B. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICPMS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 81, p. 99-114, 2009.
- Claves, C. L., Garayeb, P. S. S., Moura, C. A. V. 2008. Geologia, geoquímica e litológica dos granitos paleoproterozóicos tipo A do setor setentrional da Província Tocantins. *Revista Brasileira de Geociências*, 38: 366-378.
- Gizzi, S.M., Pimentel, M. M. 2080. A metodologia Sm-Nd no Laboratório de Geoquímica da Universidade de Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 72:2:219-245.
- Hassni, Y., Costa, J. B. S., Alves, F. A. M. 1984. Província Tocantins - Setor setentrional. In: F.F.M. de Almeida, Y.Hassni. (Org.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo: Editora Edgard Blücher, p. 187-204.
- Mazini, O. J., Park, R. A.; Danni, J. C. M., Dardenne, M. A.; Logezina, S. O. C., Ranzollo, R. 1984. As Faixas de Dobramento Brasília, Uruçá e Paraguaní - Araguari e Maciço Médio de Goiás. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D. A.; Derze, G. R.; Assmus, H. R. (Org.). *Geologia do Brasil*. Brasília: DNPM, p. 252-383.
- Palermo, N. 1988. Geologia e Mineralizações auríferas da região de Monte do Carmo, Goiás. Dissertação de mestrado, Rio de Janeiro, UFRJ, 139p.
- Sabóia A. M., Dardenne M. A., Junqueira-Brad, T. C. 2007. Aspectos geológicos e geoquímicos do Granito Monte do Carmo, da Suíte Santa Rosa e da Formação Monte do Carmo, Região de Monte do Carmo (TO). X Simpósio de Geologia da Amazônia, Ponta Velho-RO. CD-ROM.
- Sachett, C. R., Lafon, J. M., Kotschoubey, B. 1996. Geoquímica Pb-Pb e Rb-Sr das rochas ígneas e das veias auríferas da Região de Monte do Carmo (TO): Novos Resultados. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39. Anais. Salvador. SBG.V. 7, pp. 264-267.
- Schobbenhaus, C., Campos, D.A. 1984. A evolução da Plataforma Sulamericana no Brasil e suas principais concentrações. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R.; Assmus, H.R. (Org.). *Geologia do Brasil*. 1 ed. Brasília: DNPM, 1984, v. 1, p. 9-53.
- Queiroz, R. C., Kotschoubey, B. 2001. Petrologia e geoquímica de rochas da Formação Monte do Carmo, Tocantins. In: Simpósio de Geologia da Amazônia VII, Belém - SBG/NO. Recursos Expandidos, ST 18, p. 35-37. CD-ROM.
- Queiroz, R. C., Kotschoubey, B. 2002. Caracterização preliminar de Sequência Vulcânica Básica a Intermediária Arsinhas, região de Monte do Carmo, Tocantins. In: Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, II, Belém, Sociedade Brasileira de Geologia / Norte. Recursos.
- Queiroz J.P.C., Kotschoubey B., Lafon, J.M. 1999. Magmatismo e evolução geotectônica na região de Monte do Carmo, centro-sul do Estado do Tocantins. In: SBG, Simpósio de geologia da Amazônia, VI, Manaus, Anais, p.574-576.

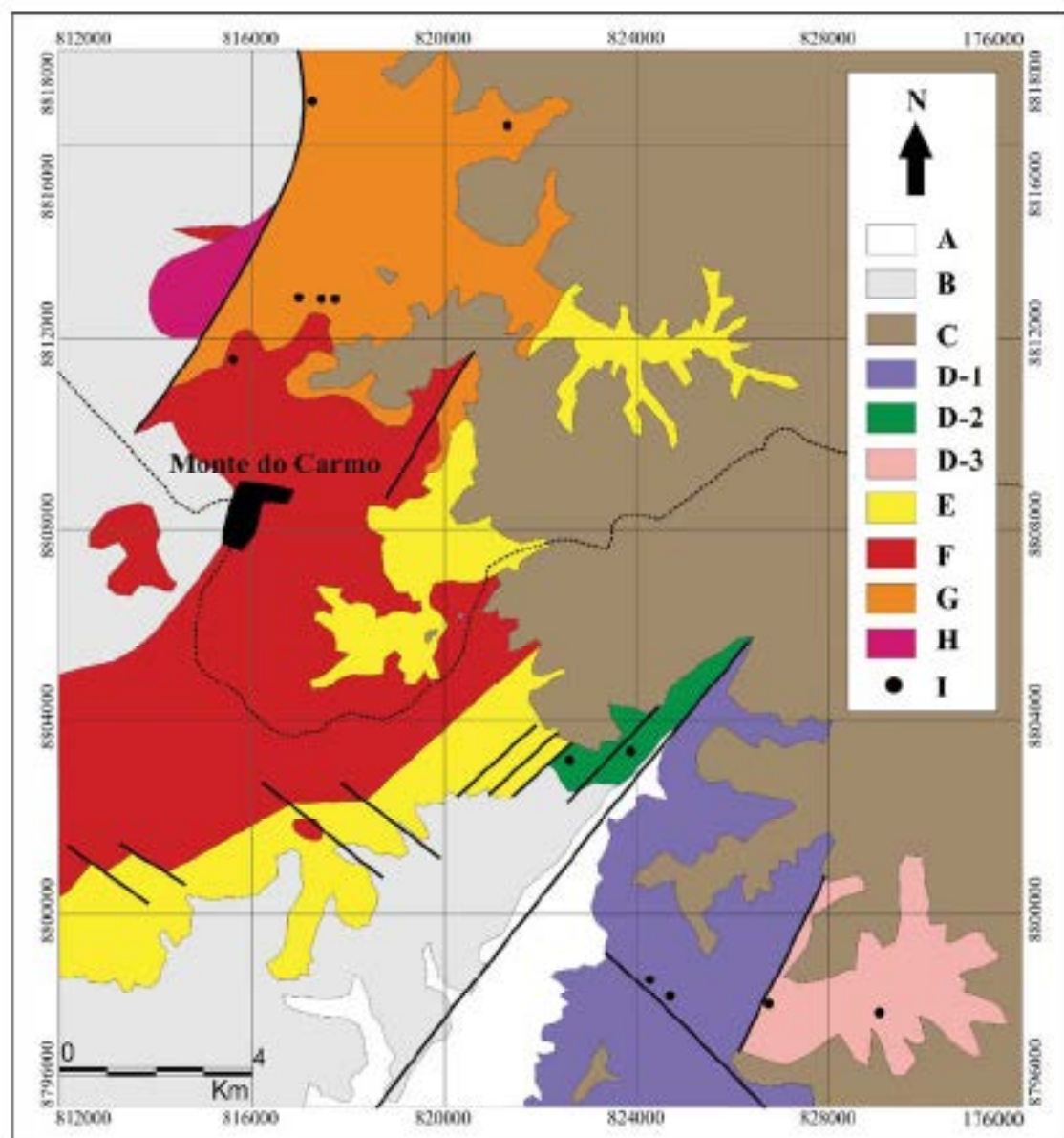


Figura D1 – Mapa geológico simplificado da região de Monte do Carmo modificado de Palermo (1985), com indicação dos locais de amostragem. Quaternário/Terciário: A-Depósitos aluviais, B-Calcários detriticos parcialmente laterizados. Paleozóico: C-Bacia do Parnaíba. Neoproterozoico: D-Faixa Monte do Carmo, D-1-Supercristal sulfureado, D-2-Supercristal Volcânica Básica e Intrusivos Analcite, D-3-Supercristal Volcânica da região de Foz de Foz de São Manoel/Paleoproterozoico: E-Grupo Nacional. Paleoproterozoico: F-Graúdo de Carmo (Suíte Intrusiva Ignea), G-Suíte Volcânica Santa Rosa, H-Complexo Serra Nacional. I-Locais de amostragem. Projeção UTM, zona 227J.

ASPECTOS GEOLÓGICOS, GEOQUÍMICOS E GEOCRONOLOGIA DO ZIRCÃO DA SUÍTE SÃO ROMÃO NO SUDESTE DO AMAZONAS

Marcelo Esteves Almeida (marcelo_almeida@cpqm.gov.br)¹; Leonardo Menezes Belforte², Fábio Splendat³, Ulisses A. Pinheiro Costa¹, Ray Benedito C. Bahia², Jozemarca Brillante⁴, João Orestes S. Santos⁵

CPRM-Serviço Geológico do Brasil, ¹Manaus, ²Itaó Vitor, ³Povo Velho, ⁴Brasília, e ⁵Estação Roraima, Pefi, Aracaju.

Resumo. Os granitóides calcialcalinos do sudeste do Amazonas (Domínio Juruena) vêm ao longo do tempo sendo correlacionados à Suíte São Romão, definida no norte de Mato Grosso. Os tipos São Romão do sudeste do Amazonas estão raramente deformados (exceto por zonas de cisalhamento localizadas) e são caracterizados por definir um *trend* granodiorítico do tipo Chile a Sierra Nevada, onde dominam os termos monograníticos, cuja idade U-Pb zircão é de $1758,2 \pm 4,7$ Ma (LA-ICP-MS) e $1754 \pm 7,5$ Ma (SHRIMP). Do ponto de vista químico esta série granítica é composta essencialmente por rochas metaluminosas, calcialcalinas de alto-K a shoshoníticas, apresentando-se enriquecidas em LILE e HfR, indicando de uma maneira geral uma importante participação de fontes crustais continentais na sua gênese. Esses dados sugerem que estes granitóides possuem estar vinculados a processos tectono-pós-colisionais em relação à orogênese Juruena ($\sim 1,80$ Ga).

Introdução. Os dados expostos neste trabalho são produto da pesquisa empreendida pelo Projeto Sumiânia (Programa Geologia do Brasil), sob responsabilidade do CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de Manaus (mapeamento geológico 1:250.000). A região abordada engloba a bacia dos rios Roosevelt, Guriba, Puzinba, Anipuzinã e alto Buiça no Estado do Amazonas (Figura 1) e está inserida no âmbito do Domínio Juruena (CPRM, 2003), onde aflora uma série granítica calcialcalina com cerca de 9000 km² de exposição, correspondendo a parte setentrional do batólito.

Nos últimos anos essa granitóide calcialcalina foi sistematicamente correlacionada (Bahia & Oliveira, 2005; CPRM, 2006) com a Suíte São Romão (Rizzotto *et al.*, 2005), definida no aroeste de Mato Grosso (CPRM, 2005). Os granitóides São Romão originalmente em sua área-tipo são formados por monogranitos finos, com variedades subvulcânicas, e subordinados granodioritos, possuindo estilo deformacional variado e grau metamórfico na fácies xisto verde a anfibolito, onde estruturas miloníticas e gneissicas (*bandados*) com *trend* NW-SE predominam sobre os tipos ístmipa, que são mais raras. Apresenta química metaluminosa a peraluminosa e *trend* calcialcalino de alto-K, sendo interpretado como granitos pós-colisionais de ambiente de arco continental, cuja idade é de 1770 ± 9 Ma (U-Pb ID TIMS zircão, CPRM, 2005). Dados isotópicos do sistema do Nd (CPRM, 2005) sugerem fonte híbrida ou com contaminação crustal para esses granitóides ($T_{DM} 2,10-2,17$ Ga, $\epsilon_{Nd} +0,14-1,43$).

Geologia de campo e Petrografia. Os granitóides correlacionados à Suíte São Romão apresentam cor clara, com leves tons rosados, textura equigranular média a grossa (Figura 2a), localmente porfírica, ístmipa, podendo, em certas zonas de cisalhamento de direção NW-SE, adquirir feições (proto)miloníticas de alta temperatura (acima dos 400°C). Apresenta amplo espectro composicional no diagrama QAP (Figura 3), variando desde dioritos (em geral na forma de anatólitos) a sienogranitos, com dominância de monogranitos, cujo alinhamento das amostras define um *trend* calcialcalino granodiorítico do tipo Chile a Sierra Nevada, localmente margeado o *trend* mononítico. Caracteriza-se por apresentar biotita e hornblenda como variedades (40%-8%), muitas vezes formando aglomerados esféricos subcirculares, distribuídos pontualmente na rocha, o que lhe confere um aspecto mosqueado. Os minerais acessórios mais frequentes são titanita, opacos (magnetita), epidoto, zircão e apatita, além de minerais secundários como clorita e sericita. São frequentes os escleros esféricos micrométricos sob variadas formas (circular, oval, lenticular, irregular), tamanhos (centimétrico a métrico) e tipos de contato (intertrincados, retílicos, difusos) com a hospedeira. Em geral ocorrem com seu eixo maior orientado preferencialmente (falso magnético) e são comuns os cristais pingados de feldspato da hospedeira granítica, sugerindo no menos localmente a atuação de processos petrogenéticos relacionados à mistura de magmas (Figura 2b). Uma fácies splítica, caracterizada por (micro)granitos equigranulares de grão fino, em geral hololeucocráticos (5-2% de minerais esféricos), aflora ocasionalmente na forma de diques e bolsões.

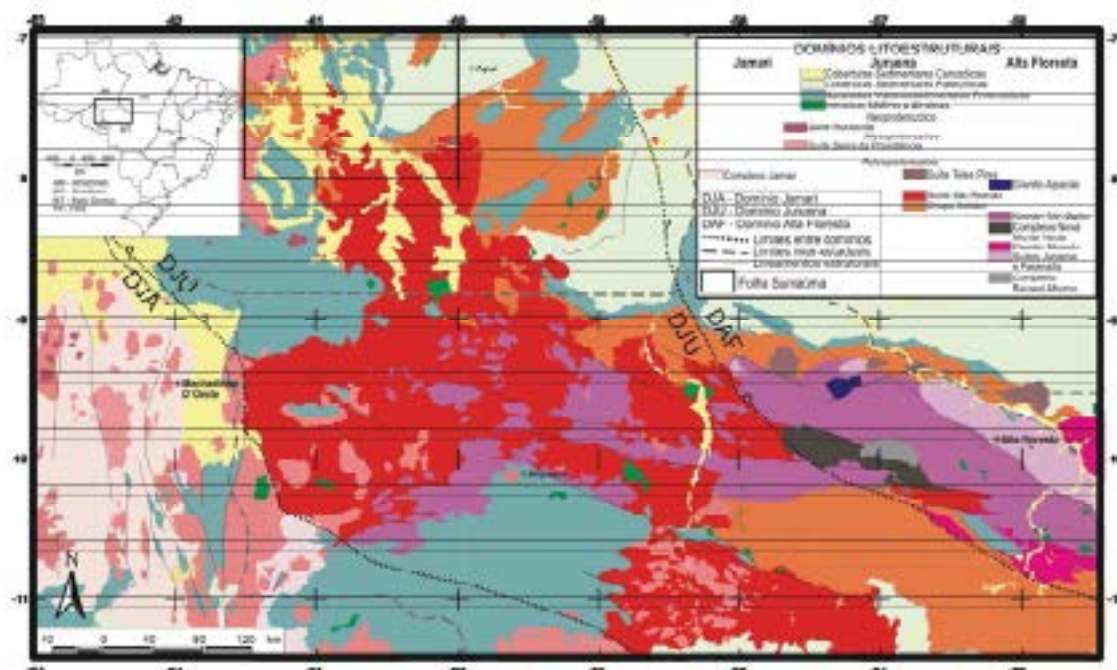


Figura 1. Localização da área estudada apresentando mapa geológico simplificado (modificado de Rizzoto et al., 2005).



Figura 2. a) Hornblenda-biotita granodiorita equigranular, apresentando aspecto amigdalado, b) biotita mantendo quartzos circulares ditiricos com cristais pingales, sugerindo a existência de processos relacionados a mingling.

Geoquímica e Geocronologia da série. Foram analisadas quimicamente 16 amostras de rocha, tendo sido identificadas pelos menos dois grupos formados por a) (biotita)-hornblenda dioritos, quartzo-dioritos e quartzo monzodioritos e hornblenda-biotita granodioritos e monzogranitos e b) (hornblenda)-biotita monzogranitos e sienogranitos, estes últimos considerados os termos mais evoluídos da série. De um modo geral apresentam SiO_2 variando de 47,9% a 74,9%, razões de $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ e $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ entre 0,50-1,69 e 0,61-0,90, respectivamente, possuindo assimetria compatível com a das séries calcálicas de alto-K a shoshonítica (Figura 4a), metaluminosas a fracamente peraluminosas (Figura 4b). Nos diagramas de Harker (1909) define *troughs* em geral curvilíneas envolvendo TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO (correlação negativa) e K_2O (correlação positiva), sugerindo processos envolvendo o fracionamento sobretudo de plagioclásio e anfíbólio e cristalização de feldspato alcalino. Com relação aos ETR, os termos mais primitivos da série caracterizam-se por conteúdos mais baixos de ETR, fracionamento moderado a baixo e discreta a inexistente anomalia de Ba, se comparados aos tipos mais evoluídos (Figura 5a). Já nos diagramas multielementares normalizados (Figura 5b), a Suíte São Romão apresenta padrão similar as demais séries calcálicas, variando desde aquelas dos tipos de arco normal (termos menos evoluídos) a maiores (termos mais evoluídos), demonstrando quase sempre anomalias negativas de Ba, Nb-Ta, Sr, P e Ti e positivas de

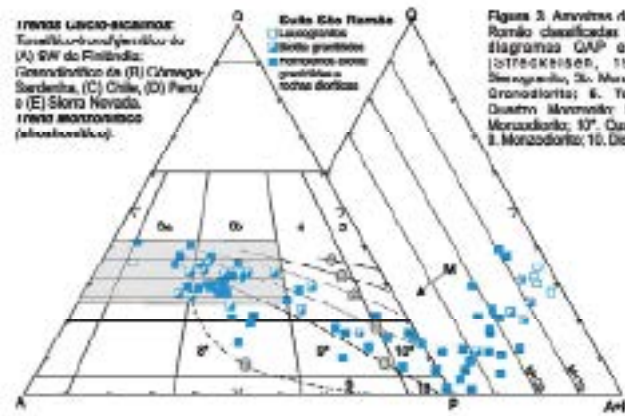


Figura 3. Anóxitos da Serra São Romão classificadas segundo os diagramas TAS e GM(A+P) (Johannesen, 1976). 38. São Romão; 39. Monzóclito; 4. Granodiorito; 6. Tonalito; 8. Quartz Monzóclito; 9. Quartz Monzóclito; 10. Diorita.

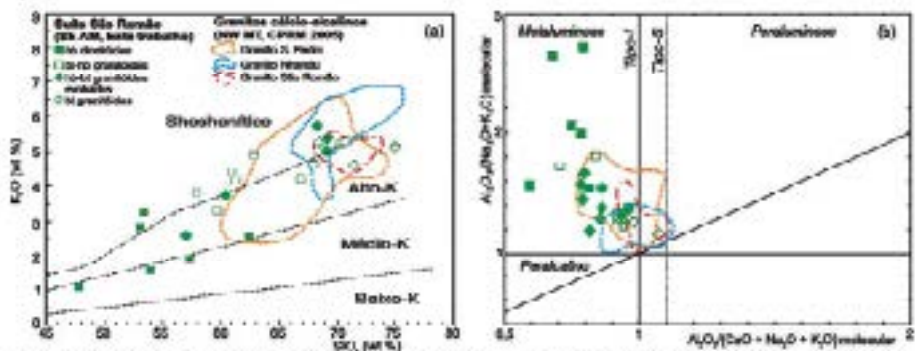


Figura 4. Comportamento das anóxitos da Serra São Romão nos diagramas K₂O vs. SiO₂ (Fiskwood, 1980, mod. de Picotiro & Taylor, 1978) e A₂O₃/(Na₂O+K₂O) mol vs. A₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O) mol (Índice de Stens in Nardo & Plüsch, 1988). Corpos composicionais dos granitos São Romão, São Pedro e Nhando são apresentados para comparação.

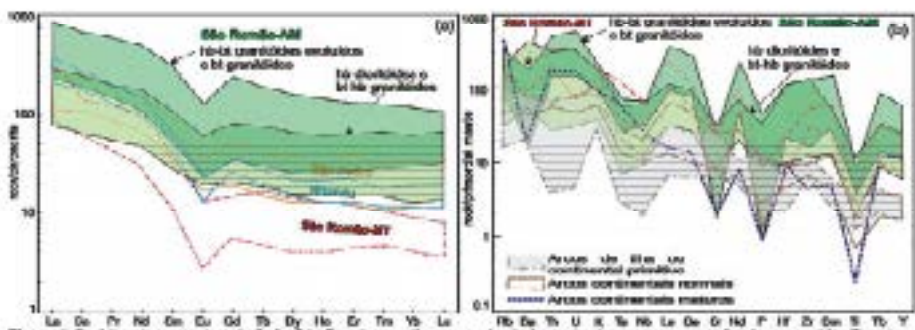


Figura 5. Padrões das anóxitos de Serra São Romão nos decréscimos de a) elementos terras raras normalizado ao condrito (Dyont, 1984) e b) multiterrenos normalizado ao manto primitivo (Wood et al., 1975). Envelopes composicionais de granitoides cálcio-alcalinos do norte do MT (CPRM, 2006) de arcas primitivas, normais e maduras (Brown et al., 1984) são apresentados para comparação.

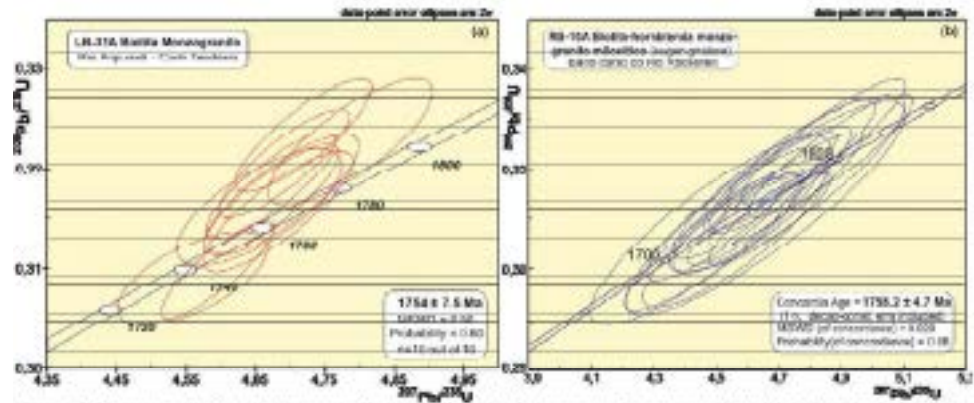


Figura 6. Diagramas de Concordia apresentando resultados obtidos em zircões dos granitoides São Romão (sudeste do Amazonas) pelos métodos (a) SHRIMP (University Wollom Australia) e (b) LA-ICP-MS (Universidade do Brasil).

Tb, U, La, Ce, Nd, Tb e Y. Comparativamente, alguns granitóides calcálcicos do NW de MT, sobretudo aqueles oriundos da área-tipo da Suíte São Romão, demonstram maior fracionamento de Rb e samarício mais baixo se comparados aos granitóides São Romão do SE do AM. Entretanto, nos diagramas multielementares normalizados, os granitóides São Romão da área-tipo mostram comportamento que se aproxima dos granitóides mais evoluídos da Suíte São Romão identificados no SE do AM.

Além disso, as idades obtidas em MT apontam contemporaneidade com os resultados em zircões da Suíte São Romão no SE do AM pelos métodos LA-ICP-MS (Figura 6a) e SHRIMP (Figura 6b), respectivamente, obtidos em (a) biotita-hornblenda metagranito milonítico (augen gniisse) e (b) biotita metagranito. Na primeira amostra 16 zircões forneceram uma idade concordante de $1758,2 \pm 4,7$ Ma, enquanto que na segunda amostra foram utilizados 10 cristais de zircão concordantes, os quais forneceram uma idade de $1754 \pm 7,5$ Ma. No MT, um biotita metagranito fino protomilonítico, apresentou idade em zircão de 1770 ± 9 Ma (U-Pb ID TIMS; CPRM, 2005), que apesar de ligeiramente mais antiga, se superpõe dentro da margem de erro com os seus correspondentes do SE do AM. No alto curso do rio Arapuaá (MT) foram datados granitóides finos com idades entre 1759 ± 3 Ma e 1774 ± 4 Ma (Barros *et al.*, 2009), possivelmente ligados a este mesmo magnetismo.

Conclusões. Apesar de parte dos dados geoquímicos e geocronológicos sugerirem cogeneticidade e contemporaneidade entre os tipos calcálcicos da Suíte São Romão em sua área-tipo no MT e seus correspondentes no AM, algumas particularidades não podem deixar de ser levadas em consideração, como a escassez de tipos menos evoluídos (e.g. dioritos) e uma maior atuação de processos deformacionais na fácies anfibolito em MT. De um modo geral a série granítica formada pela Suíte São Romão é caracterizada, portanto, por um vasto magnetismo calcálcico com importante participação de crosta continental e idade variando de 1774 ± 4 Ma e $1754 \pm 7,5$ Ma, associados possivelmente a um contexto tardi- a pós-collisional em relação à Orogênese Juruena (1,80 Ga).

Referências

- Bahia R.B.C., Oliveira M.A. 2005. Folha SB20-Purus. In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abreu M.B., Leão Neto R., Matar M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A. de. (Eds). *Carta Geológica do Brasil no milonitismo, Sistema de Informações Geográficas – SIG*. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. Edição 2004. CD-ROM.
- Boynton, W.V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P.(ed), *Rare earth element geochemistry*, Elsevier Publ. p. 63-114.
- Brown, G.C., Thorpe, R.S., Webb, P.C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and continents in magmatic series. *Journ. Geol. Soc. London* 141, 413-436.
- CPRM 2003. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Ricci L. A., Schobbenhaus C., Vidotti R. M., Gonçalves J.H. (Eds.), Brasília, 2003.
- CPRM 2005. *Geologia e Recursos Minerais das Folhas Rio São João da Barra – SC.21-P-21; Alta Floresta – SC.21-I-C; Mato de Meio – SC.21-Z-A; Vila Garcia – SC.21-Z-B, estados do Mato Grosso e Pará*. Programa levantamentos geológicos básicos – PLGB. Projeto Província Mineral de Alta Floresta. Relatório Integrado 1:300.000. CPRM, Goiânia. 157p.
- CPRM 2006. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Amazonas – Sistema de Informações Geográficas 1:1.000.000*. Reis N.R., Almeida, M.B., Ferreira, A.L., Ribeiro, S.R. (Eds.), Manaus, 2006.
- Harker, A., 1909. The Natural History of Igneous Rocks. London, Methuen, 384 pp.
- Martin, P.D., Piccoli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.* 101, 635-643.
- Barros, M.A.S., Chesole Júnior, F., Nardi, L.V.S., Lima, R.F., 2009. Paleoproterozoic bimodal post-collisional magmatism in the southwestern Amazonian Craton, Mato Grosso, Brazil: Geochemistry and isotopic evidence. *Journal of South American Earth Sciences* 27: 11–23.
- Richardson, P. 1949. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithol.* 22, 247-263.
- Rizzato G.J., Quadros M.L.R.S., Bahia R.B.C., Ferreira A.L., Lopes R.C., Carneiro A.V. 2004. Folha SC.21-Juruena. In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abreu M.B., Leão Neto R., Matar M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B. (Eds). *Carta Geológica do Brasil no milonitismo, Sistema de Informações Geográficas – SIG*. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD-ROM.
- Streckeisen A.C. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 11: 1-51.
- Wood, D.A., Turvey, J., Vasel, J., Saunders, A.D., Bougault, H., Jovan, J.L., Thirl, M., Carr, J.R. 1979. Geochemistry of basalts drilled in the North America by IPOD leg 49: implications for mantle heterogeneity. *Earth Planet. Sci. Lett.* 42, 77-97.

GEOLOGIA E GEOCRONOLOGIA DO MAGMATISMO GRANÍTICO TIPO PLANALTO DA REGIÃO DE VILA FEITOSA, CANAÃ DOS CARAJÁS - PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

R. F. Santos^{1,2}, D. C. Oliveira¹

1 - Universidade Federal do Pará, Faculdade de Geologia, Campus Universitário de Marabá, Folha 17,

Quilômetro 04, Lote Especial, 68505-000, Nova Marabá, Marabá, Pará: drivc@ufpa.br

2 - Bolsista de Iniciação Científica - FARD (UFFPA): rmonte@nova.ufpa.br

Resumo: O magmatismo sub-alcálico do tipo Planalto é representado na região de Vila Feitosa, por dois stocks graníticos alongados na direção NB-SW. Relações de contato mostram que estes corpos são intrusivos em rochas associadas aos complexos Kinga e Pium. O stock granítico a norte é formado pela variedade hornblenda+biotita-monzogranito intensamente deformado, evoluindo para biotita-sienogranitos moderadamente a fracamente deformados. Já o maciço que ocorre a sul da área é constituído por biotita+hornblenda-monzogranito moderadamente deformado e biotita-sienogranito equigranular médio de caráter isotrópico. Idades preliminares obtidas pelo método Pb/Pb em zircão apontam para uma idade neoproterozóica para as variedades monzograníticas (2.73 Ga) e proterozóica (1.8 Ga) para a fácies sienogranítica de caráter isotrópico, similar aquelas obtidas para o magmatismo anorogênico tipo-A da Província Mineral de Carajás.

Introdução: A região compreendida entre os municípios de Canaã dos Carajás e Água Azul do Norte, localiza-se no denominado Domínio de Transição (DT) do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria (TGGRM) e a Bacia Carajás (BC; Dall'Agnol et al. 2006). Os trabalhos desenvolvidos nesta área fixam de escala regional, possibilitando a individualização, até então, dos complexos Pium e Kinga e dos granitos da Suíte Plaquê e Planalto, além de ocorrências localizadas de rochas táliticas-trochilíticas e seqüências supracrustais do Grupo Sapucaia. Dentro desse contexto, a Suíte Plaquê e o Granito Planalto ainda estão muito pobremente caracterizados. Dados de campo, petrográficos, geocronológicos e geoquímicos da Suíte Plaquê são muito limitados e informações adicionais são ainda necessárias para caracterização da suíte. Além disso, alguns stocks graníticos aflorantes no domínio de transição que foram originalmente incluídos nesta suíte (Araújo & Maia 1991), têm sido mais recentemente caracterizados como granitos subalcalinos do tipo-A (Gomes et al. 2004, Sardinha 2005) e correlacionados com granitoides tipo Planalto (Hahn et al. 1999, Oliveira 2003). Desse modo, como a área de ocorrência destes grupos de granitos são ainda provavelmente sub-estimada, acredita-se que corpos graníticos similares ao Granito Planalto tenham sido incluídos indiscriminadamente na Suíte Plaquê, e por vezes, granitoides indiferenciados relacionados ao Complexo Kinga. Os stocks graníticos aflorantes na região de Vila Feitosa, Canaã dos Carajás, foram inicialmente atribuídos a Suíte Plaquê (Araújo & Maia 1991) e recentemente correlacionado com granitoides arqueanos subalcalinos tipo Planalto (Sardinha 2005). Como ainda não se dispõe de estudos detalhados referentes à extensão aflorante, aos aspectos petrográficos, nem tampouco quanto à comparações com outros corpos graníticos análogos, buscou-se neste trabalho realizar um estudo envolvendo tais aspectos, com a finalidade de contribuir para uma melhor entendimento sobre a granitogênese arqueana subalcalina na região de Canaã dos Carajás.

Materiais e métodos: (i) mapeamento geológico – foi realizada o mapeamento na escala 1:25.000, acompanhado de coleta sistemática de amostras para estudos petrográfico e geocronológico (86 pontos). Na etapa de campo foi feita a descrição de afloramentos em seus aspectos litológicos e estruturais, enfatizando-se as relações de contato do corpo granítico com suas rochas encaixantes, e internamente aquelas entre as suas diferentes fácies, (ii) petrografia – para a caracterização petrográfica foi realizada um estudo macroscópico prévio que serviu de base para a seleção de 27 amostras visando à confecção de lâminas delgadas. Posteriormente foram feitas descrições e classificação das diversas amostras. A classificação das diferentes variedades faciológicas dos stocks graníticos, baseou-se de acordo com análises modais em amostras representativas dos granitoides estudados, utilizando-se de um contador de pontos, da marca Swift, onde fixam contados em média 1.500 – 2.000 pontos por amostra. Os dados assim obtidos foram posteriormente plotados no diagrama

QAP para classificação (Streckeisen 1976, Le Maître et al 2003), permitindo assim classificar adequadamente as rochas estudadas, conforme estabelecido pela IUGS; (iii) geocronologia – com o objetivo de caracterizar e posicionar no tempo o magmatismo granítico desta região, diferenciado daqueles atribuídos ao magmatismo tipo-Plaquê da região de Vila Feitosa, serão realizadas datações pelo método Pb-Pb em Zircão (Kober 1986, Gaudette et al. 1998) através espectrômetro de massas da marca Finnigan MAT262 do Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (PARÁ-ISO). Este método, utilizado particularmente para determinação de idades de cristalização de rochas, encontra-se em rotina no PARÁ-ISO.

Resultados: O magmatismo granítico aflorante a sul da região de Vila Feitosa, foi inicialmente atribuído a Soite Plaquê (Araújo e Maia 1991) e recentemente correlacionado com granitoides angustos subalcalinos tipo Plausito (Sardinha 2005). Esse magmatismo corresponde a dois stocks graníticos alongados na direção NB-SW, ambos abrangendo uma área de aproximadamente 35km² (14km x 2,5km). As relações de contato mostram que estes corpos são intrusivos em rochas de composição tonalítica a trondhjemítica associadas ao Complexo Xingu, e, mais a norte nas rochas máficas relacionadas ao Complexo Granulítico Pium (Fig.1). Encláves angulosos pertencentes tanto às rochas do Complexo Xingu quanto do Complexo Pium são observados ao longo das bordas destes corpos, que juntamente com as frequentes bordas de resfriamento encontradas nestes últimos, caracterizadas por níveis mais enriquecidos em minerais máficos próximo da zona de contato com os encláves, indicam um alto contraste de viscosidade entre o magmatismo tipo Plausito e suas rochas encrustantes no momento de sua colocação. Por outro lado, como estes corpos apresentam um padrão de deformação predominantemente do tipo S (planar) com ocorrência localizada de lineação mineral, aliado ao fato de que são comumente encontrados encláves das rochas encrustantes orientados segundo a foliação penetrativa de direção ENE-WNW com mergulho moderado a fraco destes corpos, pode-se sugerir a cristalização destes corpos em níveis crustais elevados.

Este magmatismo é constituído essencialmente por rochas leucocráticas (5 – 20% de M) de composição monogranítica e subordinadamente sienograníticas, com variações mineralógicas (variações nas proporções de quartzo-plagioclásio-feldspato potássico e nas razões hornblenda/biotita) e texturais (intensidade de deformação) que permitam distinguir as variedades petrográficas que constituem cada corpo. O stock granítico que ocorre a norte é formado pela variedade hornblenda-biotita-monzogranito intensamente deformado, que evolui localmente para biotita-sienogranitos moderadamente a fracamente deformados em sua porção sudeste. Tais variedades são ausente no corpo sul, que foi inicialmente caracterizado como um único corpo intrusivo e é aqui separado em duas plutões independentes: um de composição hornblenda-biotita-monzogranito moderadamente deformado, e outro individualizado como biotita-sienogranito de textura equigranular médio e de caráter isotrópico, localizado a nordeste da primeira, representando uma fase magmática independente. Tais as variedades petrográficas apresentam mineralogia similar, com quartzo, microclina perítica e plagioclásio (An₁₆₋₁₇) como minerais essenciais; biotita ± hornblenda como varietais; titanita, albita, apatita e zircão como minerais acessórios primários; clorita, epidoto, sericita-muscovita e fluorita como fases secundárias.

Dados geocronológicos obtidos pelo método Pb/Pb em zircão para as variedades petrográficas que constituem o corpo sul, mostram que a fácies de composição monogranítica moderadamente deformada aponta para uma idade, ainda não conclusiva, de 2.73 Ga, enquanto que o stock granítico de composição sienogranítica e de aspecto isotrópico, individualizado neste trabalho, mostrou uma idade mínima de cristalização de 1.85 Ga, próxima às idades obtidas para os granitos anorogênicos do tipo-A da Amazônia Oriental.

Discussões e Conclusões

O levantamento geológico dos corpos graníticos do tipo Plausito da região de Vila Feitosa, mostrou que os mesmos são intrusivos em rochas mesozônicas, correlacionadas ao norte Pium e aos tonalitos e trondhjemitos do Complexo Xingu. A diferença de idades entre as rochas encrustantes (> 2,85 Ga) e este magmatismo mesozônico (Ca. 2,74 Ga) e o fato destes corpos englobarem encláves angulosos das primeiras, indica um comportamento rígido das rochas encrustantes e demonstra um elevado contraste de viscosidade entre as mesmas e o magma fundador destes stocks graníticos. Portanto, a colocação destes corpos se deu quando o magma dispunha de uma fração líquida

importante (razão líquido/cristal elevada), estando em estado físico e térmico distinto daqueles das suas rochas encaixantes, mais frias, e a uma baixa profundidade (ambiente epizonal).

As rochas que constituem os dois stocks graníticos da região de Vila Feitosa, possuem composições monzograníticas e, subordinadamente sienograníticas. O estado petrográfico mostra que os mesmos são formados por variedades de rochas que diferem entre si, tanto em termos composicionais (mineralógicos) quanto em estruturas (intensidade de deformação). Em termos gerais, estes corpos são formados por anfibólio+biotita monzogranitos moderadamente a intensamente deformados, com ocorrências localizadas de biotita-sienogranitos com textura variando desde moderadamente a fracamente deformados até mesmo de caráter isotrópica. Tais variedades foram descritas em outros corpos análogos (Gomes 2003, Oliveira 2003). Porém, variedades ricas em muscovita, como descritas por Araújo & Maia 1991 e atribuídas à Série Plaquê, não foram identificadas neste trabalho, associando desse modo, os stocks graníticos estudados ao magmatismo tipo Plaquê.

A variação faciológica, textural e mineralógica encontrada na stock granítico que ocorre mais a norte, pode indicar que este evolui por processo de cristalização fracionada, saindo do hornblenda+biotita-monzogranito intensamente deformado chegando ao biotita-sienogranitos moderadamente a fracamente deformados em sua borda sudeste. Já no corpo sul, como discutido anteriormente, a variedade de composição sienogranítica e de aspecto isotrópico é separada espacialmente por rochas do Complexo Kingu das demais variedades portadoras de anfibólio que formam o restante do corpo. Desse modo, é difícil supor que um processo de diferenciação magmática a partir de um único líquido parental tenha comandado a evolução dessas fácies. Por outro lado, considerando-se a hipótese da fácies biotita-sienogranito equigranular representar uma intrusão separada e formada a partir de um líquido independente daquele formador das demais fácies, aliado ao fato de que seus aspectos texturais divergem totalmente daqueles descritos nos demais variedades sintectônicas (isotrópico x anisotrópico), e se aproximarem daqueles descritos para granitos anorogênicos, este novo corpo individualizado poderia ser associada a um magmatismo mais jovem, em particular aqueles ligados aos granitos paleoproterozoicos tipo-A da Província Mineral de Carajás, de 1,88 Ga, como é indicado pela idade Pb/Pb em cristais de zircão de 1,8 Ga obtida neste trabalho. Estudos comparativos destes corpos com outros já estudados (Gomes 2003, Oliveira 2003, Sardinha 2005, 2002) na região de Carajás, mostram que estes possuem semelhanças petrográficas com aqueles da área-tipo (Vila Plaquê) e Serra do Rabo. Idades geocronológicas obtidas para o granito Serra do Rabo de 2743±2 pelo método U/Pb em zircão (Sardinha 2002), granitos tipo Plaquê da área-tipo (2747±2, Pb/Pb em zircão; Hahn et al. 1999) e de Vila Feitosa (corpo norte deste trabalho) com idade de 2734±4 obtida através do método Pb/Pb em zircão (Sardinha 2005), fortalece a hipótese de que esta idade se repita para o corpo 2 da área de trabalho, confirmando a importância deste magmatismo na região e que outros granitos tipo Plaquê ocorrem nas demais porções do Domínio de Transição, em geral mesoperitos como Série Plaquê.

Referências Bibliográficas

- ARAÚJO, O. J. B., MAIA, R. G. N., 1991. Serra dos Carajás Folha SB.23-Z-A - Estado do Pará. 136p. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Projeto especial mapas de recursos minerais, de solos e de vegetação para a área do Programa Grande Carajás).
- DALL'AGNCEL, R.; OLIVEIRA, M.A.; ALMEIDA, J.A.C.; ALTHOFF, F.J.; LEITE, A.A.S.; OLIVEIRA, D.C.; BARROS, C.R.M. 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás metallogenic province, eastern Amazonian craton. In: DALL'AGNCEL, R.; ROSA-COSTA, L.T.; KLEIN, E.L. (eds.). Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton. *Abstracts, Papers and Field Trips Guide*. Belém, PRONEX-UFPA/SBG-IND, 158p.
- GOMES, A.C.B., 2003. *Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides de Cratão dos Carajás, SE do Estado do Pará*. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 168p. (Tese de Mestrado).
- GOMES, A.C.B., Dall'Agnel, R., OLIVEIRA, M.A., 2004. Granitos arqueanos cálcico-alkalinos e do tipo-a da região a leste de Cratão dos Carajás. In: Congresso Brasileiro Geologia, 42, Aracá. Anais ... Aracá: SBG/NSB (CD-ROM).
- HAHN, S.R.B., MACAMBIRA, M.J.B.; DALL'AGNCEL, R., 1999. Geologia e Geocronologia Pb/Pb do Granito Alcalino Arqueano Plaquê, Região da Serra do Rabo, Carajás-PA. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 6. Manaus, 1999. Boletim de resumos expandidos. Manaus, SBG/NO. p. 463-466.

XI Simpósio de Geologia da Amazônia, 2 a 5 de agosto de 2009, Manaus - AM

- OLIVEIRA, M.A., 2003. Caracterização petrográfica, estado de susceptibilidade magnética e natureza dos minerais óxidos de Fe e Ti do Granito Planalto, Serra dos Carajás-PA. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 47p. (Trabalho de Conclusão de Curso).
- SARDINHA, A.S., 2002. Geologia, geoquímica e geocronologia da Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 116p. (Dissertação de Mestrado).
- SARDINHA, A.S., 2005. Geocronologia das séries magmáticas e evolução crustal da região de Carajás dos Carajás, Província Mineral de Carajás-PA. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. Exame de Qualificação (Tese de Doutorado na área de Geoquímica e Petrologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA.
- SARDINHA, A.S.; DALL'AGNOL, R.; GOMES, A.C.B.; MACAMBIRA, M.J.B.; GALARZA, M.A., 2004. Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitoides arqueanos da região de Carajás dos Carajás, Província Mineral de Carajás. *Ar. SBG, Cong. Bras. de Geologia*, 42, CD ROM.
- SARDINHA, A.S., BARROS, C.E.M. de, KRYMSKY, R., 2006. Geology, geochemistry, and U-Pb geochronology of the Archean (2.74 Ga) Serra do Rabo granite stocks, Carajás's Metakaprosaic Province, northern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 20, 327-339.

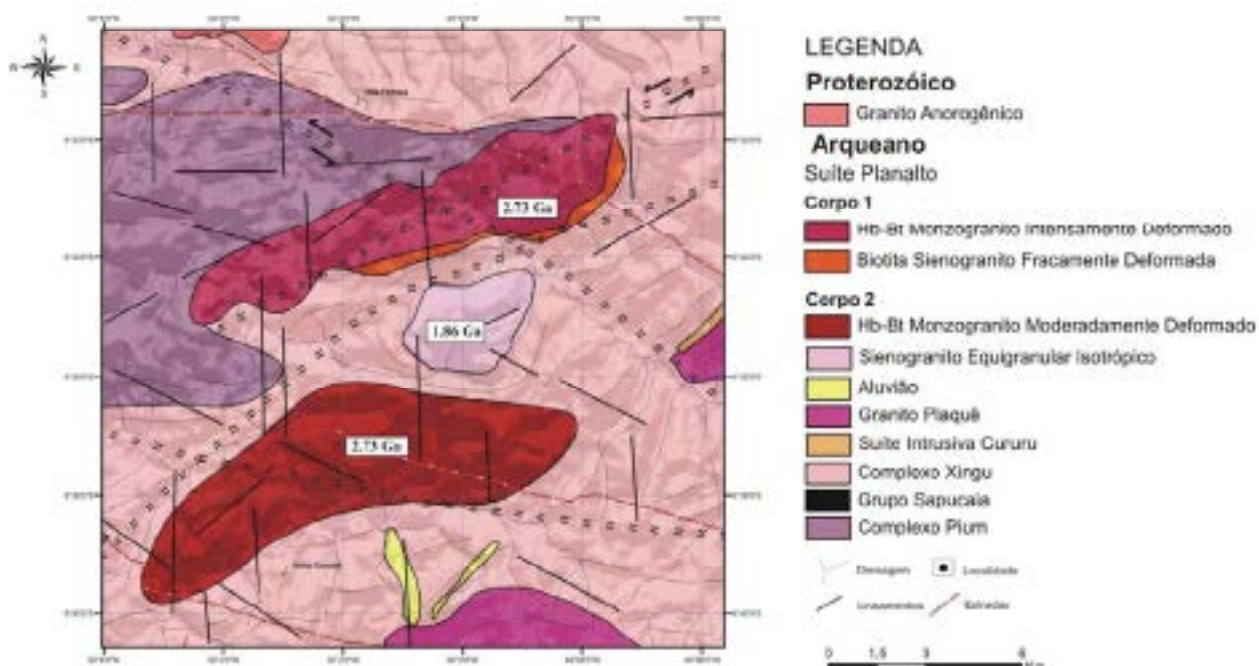


Figura 1 - Mapa geológico da região da Vila Rica mostrando as duas stocks graníticas afetadas em duas vezes com suas respectivas idades.

GEOLOGIA E GEOCRONOLOGIA DO MAGMATISMO GRANÍTICO "TIPO PLAQUÊ ?" A SW DA VILA SEDERE III, ÁGUA AZUL DO NORTE - PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

D. S. Rodrigues^{1,2}, D. C. Oliveira¹, E. D. Gabriel^{2,3}

1 - Universidade Federal do Pará, Faculdade de Geologia, Campus universitário de Marabá, Falsa 17, Quadra 04, Lote Especial, 68505-800, Nova Marabá, Marabá, Pará: davis@ufpa.br

2 - Bolsista de Iniciação Científica - PIBIC/UFPA: daniel-silvestre@hotmail.com

3 - Bolsista PROINTE/UFPA: edilson.gabriel@hotmail.com

Resumo: O plúton granítico que ocorre a SW de Vila Sedere III, Domínio de Transição entre o Terreno Granito-Granatosa de Rio Maria e a Bacia Carajás, inicialmente correlacionada a Suíte intrusiva Plaquê, é formado predominantemente por monogranitos que variam de intensamente a ligeiramente deformados e possuem biotita como único mineral ferromagnésiano. O mapeamento geológico na escala 1:25.000, com estudo petrográfico detalhado, mostra que este magmatismo não possui afinidades com aquele da Suíte intrusiva Plaquê, nem com o da Suíte intrusiva Marabá. Isto foi corroborado por dados geocronológicos preliminares que indicam uma idade mínima de cristalização para este plúton de ~2,85 Ga, mais antiga do que as obtidas para as suítes Marabá (2,74 Ga) e Plaquê (2,71 Ga), aproximando-se das idades obtidas para os gnaisses félsicos do Complexo Xingu e dos leucogranitos potássicos de afinidade cálcio-alcálica do Terreno Granito-Granatosa de Rio Maria.

INTRODUÇÃO: Apesar dos inúmeros trabalhos realizados na Província Mineral de Carajás, pouco ainda se conhece sobre os granitóides arqueanos que afloram na região compreendida entre os municípios de Camá dos Carajás e Água Azul do Norte, mais particularmente, sobre os que afloram a sudoeste da localidade Sedere III. Dentre eles inclui-se um plúton granítico de dimensões batolíticas, correlacionado aos granitóides arqueanos peraluminosos do tipo Plaquê (Araújo & Maia 1991). A região localiza-se no denominado Domínio de Transição entre o Terreno Granito-Granatosa de Rio Maria e a Bacia Carajás (Dall' Agnol *et al.* 2006), sendo que os trabalhos desenvolvidos nesta área foram em escala regional, possibilitando a individualização, até então, dos complexos Piru e Xingu e dos granitos das Suítes intrusivas Plaquê e Marabá, além de ocorrências localizadas de rochas ígneas e tumbujíticas do Complexo Xingu e seqüências supracrustais do Grupo Sapucaia. Dentre desse contexto a Suíte intrusiva Plaquê e o Granito Marabá ainda estão muito pobremente caracterizados. Dados de campo, petrográficos, geocronológicos e geoquímicos da Suíte intrusiva Plaquê são muito limitados e informações adicionais são ainda necessárias a sua caracterização. Além disso, alguns blocos graníticos aflorantes no domínio de transição que foram originalmente incluídos nesta suíte (Araújo & Maia, 1991) têm sido mais recentemente caracterizados como granitos subalcalinos do tipo-A (Gomes *et al.*, 2004; Sardiña, 2005) e correlacionados com granitóides do tipo Marabá (Hahn *et al.*, 1999; Oliveira, 2003). Desse modo, acredita-se que, tanto corpos graníticos similares ao Granito Marabá, quanto granitóides indiferenciados relacionados ao Complexo Xingu, como é o caso do plúton estudado no presente trabalho, tenham sido incluídos indiscriminadamente na Suíte intrusiva Plaquê. Tendo como objetivo principal contribuir para o avanço do conhecimento geológico destes corpos granitóides arqueanos, foi realizado o trabalho que faz parte das atividades de pesquisa desenvolvidas pelo Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides da UFPA.

MATERIAIS E MÉTODOS: (i) mapeamento geológico - foi realizado o mapeamento na escala 1:25.000, acompanhado de coleta sistemática de amostras para estudos petrográfico e geocronológico. Na etapa de campo foi feita a descrição de afloramentos em seus aspectos litológicos e estruturais, enfatizando-se as relações de contato do corpo granitóide com suas máximas encaixantes e internamente aquelas entre as suas diferentes fácies. Para a localização dos pontos descritos e amostrados foi utilizado um GPS (Global Position System) com precisão de aproximadamente 3 m; (ii) petrografia - para a caracterização petrográfica foi realizado um estudo macroscópico prévio que serviu de base para a seleção de amostras visando à confecção de lâminas delgadas. Posteriormente foram feitas descrições e classificação das diversas amostras. Para isso, foi utilizado um microscópio petrográfico e foram realizadas análises modais em amostras representativas das variedades faciológicas do stock

granítico, utilizando-se de um contador de pontos da marca Swift, onde foram contados em média 1.800 – 2.000 pontos por amostra. Os dados medidos foram calculados e plotados no diagrama QAP para classificar as amostras estudadas de acordo com a classificação de rochas ígneas plutônicas recomendada pela *International Union Geological Society* (Le Maître 1989). A composição do plagioclásio foi determinada pelo método de Michel Levy; (iii) geocronologia – com o objetivo de caracterizar e posicionar no tempo o magmatismo granítico desta região, diferenciado daquele atribuído ao magmatismo tipo-Plaquê, foram realizadas datações pelo método Pb-Pb por evaporação de zircão (Kober 1986, Gaudette *et al.* 1998) através do espectrômetro de massa da marca Finnigan MAT262 do Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (PARA-ISO), em colaboração com pesquisadores lotados no mesmo. Este método, utilizado particularmente para determinação de idades de cristalização de rochas, encontra-se em rotina no PARA-ISO.

RESULTADOS: O plúton granítico aflorante a sudoeste da Vila Sedere III, entre as latitudes $6^{\circ}36'00''/6^{\circ}40'00''S$ e longitudes $50^{\circ}13'00''/50^{\circ}27'00''W$, se dispõe alongada na direção E-W e compreende uma área de aproximadamente 100 km², atingindo dimensões batolíticas. Está inserido no contexto do Domínio de Transição entre o Terreno Granito-Granestons de Rio Maria e a Bacia Carajás (Dall'Agnol *et al.* 2006). Tanto este, quanto os outros corpos graníticos localizados no Domínio de Transição foram inicialmente atribuídos à Suíte intrusiva Plaquê (Araújo & Maia 1991), sendo a mesma intrusiva nas rochas pertencentes aos complexos Pium e Xingu.

O plúton é constituído principalmente por rochas leucocráticas (M < 10%) de composição monzogranítica e subordinadamente gnaeodiorítica, tendo biotita como único mineral ferromagnésio. Apresenta variações mineralógicas (variações nas proporções de quartzo-plagioclásio-feldspato alcalino e no conteúdo de minerais máficos) e texturais (intensidade da deformação) que permitiram a individualização das fácies petrográficas. Na porção central do plúton predominam leucomonzogranitos (< 5% de máficos) que variam de pouco deformados, com textura granular tripliocristalina bem preservada à intencionalmente deformados. Baixo que nas bordas ocorrem os biotita monzogranitos com variados graus de deformação, sendo observado um aumento no conteúdo de minerais máficos do centro para as bordas do corpo. Todas as variedades petrográficas apresentam mineralogia similar, com quartzo, microlina peritítica e oligoclásio (An₂₉₋₃₂) como minerais essenciais; biotita como varietal; allanita, titanita, zircão e opácios com minerais acessórios primários, e clorita, escapolita, muscovita, epidoto e clinozoisita como fases secundárias. Algumas amostras apresentam um conteúdo significativo de muscovita magmática, por vezes ocorrendo como mineral varietal.

Os dados geocronológicos obtidos pelo método Pb-Pb por evaporação de zircão em amostras pertencentes a este magmatismo são ainda inconclusivos, mas apontam para uma idade mínima de cristalização de ~2,85 Ga.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES: O plúton granítico aflorante a sudoeste da Vila Sedere III foi inicialmente atribuído à Suíte intrusiva Plaquê (Araújo & Maia, 1991), porém, o presente estudo detalhado referente à estrutura aflorante e aos seus aspectos petrográficos e geocronológicos, mostra que este corpo é formado predominantemente por leuco/monzogranitos, tendo biotita como único mineral ferromagnésio. Comparações com outros corpos graníticos análogos mostram que este magmatismo não possui afinidades petrográficas com aquele relacionado ao magmatismo do tipo Plualto, onde é comum a presença de anfíbalo como mineral ferromagnésio e a predominância de rochas com composição sieno/monzogranítica, nem tampouco com aqueles relacionados à Suíte intrusiva Plaquê, que foi descrita como sendo composta por granitos peraluminosos, com presença marcante de muscovita como mineral varietal. Isto foi corroborado pela idade mínima de cristalização obtida para este magmatismo de ~2,85, sendo este mais antigo do que aqueles pertencentes à Suíte Plaquê (~2,73 Ga; Avelar 1996) e ao Granito Plualto (~2,74 Ga; Hubo *et al.* 1999) e correlacionado, portanto, ao Complexo Xingu. Tal idade se aproxima, dentro do contexto da Província Mineral de Carajás, daquelas obtidas para os leucogranitos potássicos de afinidade cálcio-alcálico que ocorrem no Terreno Granito-Granestons de Rio Maria, exemplificados pelos granitos Xingurus e Mata Sacriã, de aproximadamente 2,86 Ga, conforme sumariado em Dall'Agnol *et al.* (2006).

A variação faciológica observada, onde as fácies mais ricas em minerais máficos e, portanto, menos evoluídas, se posicionam nas extremidades do corpo, indica que provavelmente o mesmo

evoluiu por cristalização fracionada das bordas para o centro, onde se posicionam as fácies mais evoluídas e com menor grau de deformação.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAÚJO, O. I. B., MAIA, R. G. N., 1991. Serra dos Carajás Folha SR.22-Z-A - Estado do Pará. 136p. (Programa Levantamento Geológico Básico do Brasil, Projeto especial mapas de recursos minerais, de solos e de vegetação para a área do Programa Grande Carajás).
- AVELAR, V. G., 1996. Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão, do magmatismo da região de Tucuruí, SE do Estado do Pará, Amazônia oriental. Belém, Universidade Federal do Pará. (M.Sc. Thesis).
- DALL'AGNOL, R.; OLIVEIRA, M.A.; ALMEIDA, I.A.C.; ALTKOFF, F.J.; LEITE, A.A.S.; OLIVEIRA, D.C.; BARRAS, C.R.M. 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás metallogenic province, eastern Amazonian craton. In: DALL'AGNOL, R.; ROSA-OGSTA, L.T.; KLEIN, R.L. (eds.). Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton. Abstracts Volume and Field Trips Guide. Belém, PRONEX-UFPA/SBG-NO, 150p.
- GAUDRETTI, H. E.; LAPON, J. M.; MACAMBEIRA, M. J. B.; MOURA, C. A. V.; SCHELLER, T. 1998. Comparison of single filament Pb evaporation/oxidation zircon ages with conventional U-Pb results: examples from the Precambrian of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11: 351-363.
- GOMES, A.C.B., Dall'Agnol, R., OLIVEIRA, M.A., 2004. Granitos supracrustais cálcico-alcálicos e do tipo-a da região a leste de Carajás dos Carajás. In: Congresso Brasileiro Geologia, 42, Anais. Anais ... Anais SBG/NSB (CD-ROM).
- HUHN, S.R.B., MACAMBEIRA, M.J.B.; DALL'AGNOL, R., 1999. Geologia e Geocronologia Pb/Pb do Granito Alcalino Argenteo Pirakto, Região da Serra do Rabo, Carajás-PA. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 6. Manaus, 1999. Boletim de resumos expandidos. Manaus, SBG/NO. p. 463-466.
- KOBER, B. 1985. Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 83: 482-490.
- LE MAITRE, R.W., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Scientific Publication, London, 193 pp.
- OLIVEIRA, M.A., 2003. Caracterização petrográfica, estudo de susceptibilidade magnética e natureza dos minerais óxidos de Fe e Ti do Granito Pirakto, Serra dos Carajás-PA. Belém: Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 47p. (Trabalho de Conclusão de Curso).
- SARDINHA, A.S. 2005. Geocronologia das séries magnéticas e evolução crustal da região de Carajás dos Carajás, Província Mineral de Carajás-PA. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. Exame de Qualificação (Tese de Doutorado na área de Geoquímica e Petrologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA.
- STRECKHEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth sci. Rev.*, 12: 1-13.

ORTOGNAISSE MUCAJÁ: UMA COMPLEXA HISTÓRIA EVOLUTIVA DESVENDADA ATRAVÉS DE DATAÇÕES U-Pb EM TITANITA E ZIRCÃO.

João Orestes Schneider Santos¹, Neal Jesse McNaughton², Máris Sérgio Gomes de Faria³

¹University of Western Australia, Centre for Global Targeting, 35 Stirling Highway, Crawley, 6009 Western Australia-Australia. osantos@uwpool.com,

²Curtin University of Technology, ³Departamento de Polícia Federal.

Resumo A faixa K'Madku no centro-norte do Cráton Amazônico tem sido considerada por alguns autores como sendo muito antiga (Transamazônica ou Orogênica). Estudos isotópicos em minerais metamórficos (zircão e titanita) mostram que a faixa foi formada predominantemente em condições de fácies anfibolito alto e localmente de fácies granulito durante o Mesoproterozoico, sendo interpretada como resultante reflexa das orogêneses Surois na margem ocidental do cráton entre 1140 e 1490 Ma.

Introdução

O Granito Mucajá (Bonfim et al., 1974), que ocorre nas imediações da cidade de Mucajá em Roraima (Figura 1), apresenta foliação e metamorfismo no grau anfibolito alto, o que levou Santos (2003) a redesigná-lo como um ortogneise. O nome Mucajá tem sido usado para nomear outro corpo granítico mais jovem (1544 Ma) que ocorre a sudoeste (Gaudette et al., 1996; Praga and Reis, 2000). Devido à notória primazia cronológica (1974 versus 1996), mantemos o nome Mucajá para o corpo mais antigo e redesignamos o batólito rapakivi com 1544 Ma como Granito Serra Mucajá.

O Ortogneise Mucajá ocorre na faixa colisional K'Madku, o que evidencia a possibilidade de que a foliação que apresenta tenha idade Surois, da mesma forma que outras rochas foliadas dessa faixa (Santos et al., 2006, 2008). A exemplo de outras unidades da faixa K'Madku é esperado que o metamorfismo que afetou o Granito Mucajá tenha atingido a fácies anfibolito alto, o que pode ter produzido titanita metamórfica e a recristalização metamórfica de zircão. Esse granito (amostra MP6) teve uma população de zircões datada por U-Pb SHRIMP em 1938 ± 7 Ma (Santos, 2003). Menor número de cristais de zircões foram extraídos da mesma amostra MP6 datada por Santos (2003) e também cristais de titanita foram separados e montados em epoxy para datações U-Pb SHRIMP.

Este trabalho testa o emprego de titanita metamórfica para a datação de metamorfismo de grau elevado, e a combinação com idades obtidas em zircão metamórfico e em zircão magmático para estabelecer a história evolutiva do Ortogneise Mucajá.

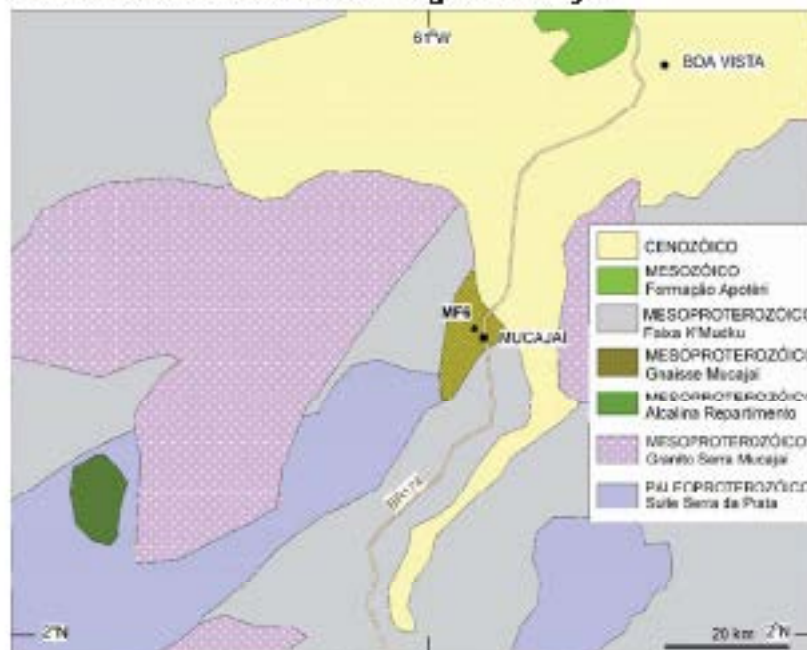


Figura 1. Mapa geológico simplificado da parte central da faixa colisional K'Madku em Roraima, mostrando o local de coleta da amostra estudada (MP6), assim como a faixa de distribuição do Ortogneise Mucajá.

Metodologia

Foram usados procedimentos padrão para a preparação das amostras e para as análises U-Pb SHRIMP, os quais estão descritos em Santos et al. (2008). Os padrões de calibração do efeito matriz (relação Pb/U) usados foram BR266 (599 Ma e 903 ppm U) para zircão e Kona (518 Ma e 700 ppm U) para titanita. Foram empregados cinco azoos para análises individuais e os dados foram processados usando os softwares SQUID e ISOPLOT (Ludwig, 1999, 2002). Todos os dados apresentados estão calculados a 2 sigmas.

Uso de titanita para determinar idades de metamorfismo

Rochas metamorfizadas em fácies anfibolito alto comumente possuem titanita metamórfica, o que é válido para a maioria das rochas ortoderivadas, enquanto as rochas paraderivadas, por serem ricas em Al_2O_3 e pobres em TiO_2 , raramente formam titanita durante o metamorfismo. A presença de U e a relativamente alta temperatura de difusão de Pb fixam da titanita um valor de geocronômetro. Em rochas metamórficas as idades de titanitas são recicladas somente nos graus metamórficos mais altos. A temperatura de bloqueio do sistema U-Pb em titanita é da ordem de 700 °C (Corfu, 1994; Pidgeon et al., 1996), o que é um tanto mais baixo que as temperaturas de bloqueio da monazita (750 °C, Cherniak et al., 2000) e do zircão (> 800 °C, Cherniak and Watson, 2001), porém bem mais elevada que a Tc do sistema argônio na hornblenda (\approx 500 °C, MacDougall and Harrison, 1988). Isso significa que, em rochas metamórficas, as idades de titanitas somente são recicladas nos graus metamórficos mais altos, o que torna esse mineral ideal para investigar o metamorfismo mesoproterozoico da faixa K'Madoka. Devido ao fato da titanita reagir rapidamente durante o metamorfismo, as idades U-Pb de titanita são factíveis de representar idades de cristalização metamórfica, em vez de idades recicladas por simples difusão (Frost et al., 2000). Por essa razão, titanita metamórfica pode possuir complexa sistemática U-Pb que contém informações sobre toda história metamórfica da rocha (Frost et al., 2000; Aleinikoff et al., 2002) pode preservar mais de uma idade de metamorfismo.

Idades obtidas

Dezenove análises em zircão revelaram duas populações distintas. Os zircões magmáticos e núcleos agrupam na idade $^{207}Pb/^{235}U$ de 1932 ± 9 Ma, enquanto que quatro bordas metamórficas caracterizadas por alto teor de U (média de 1226 ppm) e baixíssimas relações Th/U (média=0.057), são bem mais jovens, formadas em 1874 ± 4 Ma. Onze datações em titanita metamórfica, caracterizada por altas relações Al^{IV}/Fe^{IV} (Aleinikoff et al., 2002) apresentaram uma média ponderada $^{207}Pb/^{235}U$ em 1483 ± 8 Ma (Figura 2).

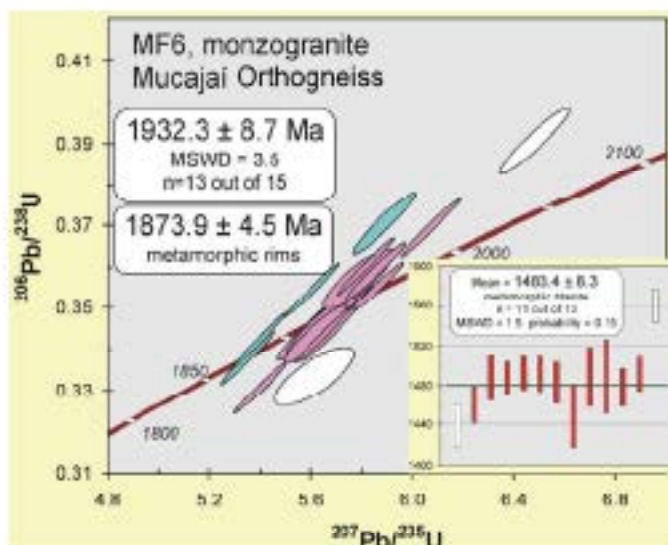


Figura 2. Diagrama de concordia mostrando as idades U-Pb de três grupos distintos de idades U-Pb. Magmatismo inicial datado em 1932 ± 9 Ma (núcleos, n=13), metamorfismo 1 com a idade de 1874 ± 5 Ma (núcleos metamórficos, n=4) e metamorfismo 2 correspondente a 1483 ± 8 Ma (titanita metamórfica, n=11).

Discussão e Conclusões

O Ortognês Mucujá, de composição monzogrânica (Santos, 2003; Fraga e Reis, 2000), faz parte da Suíte Urubá (equivalente parcial do Complexo Kanuku no Brasil) e representa um corpo granítico formado em 1952 ± 9 Ma no Domínio Pacima do Crátero Tapajós-Pacima (Santos, 2000; Santos, 2003). Essa idade mostra que é contemporâneo de outras rochas de alto grau da Suíte Urubá, como o Gnaíse Tracajá (1943 ± 7 Ma; Gandete et al., 1996), o Milonito Vilhena (1938 ± 9 Ma; Santos et al., 2005), e o Granulito Roxama (1938 ± 9 Ma; Santos et al., 2005). Também é correlacionável com a Suíte Serra da Prata (1936 Ma, Fraga et al., 2002; Santos et al., 2005), mas um pouco mais jovem que seu equivalente tectônico no Domínio Tapajós (Suíte Creporizão, 1980-1957 Ma; Santos et al., 2004). Os ortognêses Mucujá (tipo A₂, tardi-orogênico) e correlatos podem representar um arco magmático paleoproterozóico tipo anelino que foi posterior ao arco juvenil Soruma-Pedra Pintada (≈ 1980 Ma) e que foi metamorfizado e movimentado por colisão Mesoproterozóica.

O primeiro metamorfismo datado em 1874 Ma coincide temporalmente com a geração de granitos e charnockitos pós-tectônicos que ocorrem no sudeste de Roxama, como o Charnockito Jaburu (1870 Ma, Santos et al., 2001) e granitos da Suíte Maguera (1871 - 1865 Ma; Santos, 2003). Enquanto a região mais oriental da Província Tapajós-Pacima já estava estabilizada, por volta de 1870 Ma o setor noroeste da província foi palco de um processo colisional ainda pouco conhecido, mas que tem sido detectado em outras unidades estratigráficas da região, como o Milonito Vilhena.

O segundo metamorfismo, com 1483 ± 8 Ma, atingiu condições de fácies anfibolito alto, com temperaturas superiores a 700°C (limite inferior para a formação de titanita metamórfica), porém inferiores a $\pm 800^{\circ}\text{C}$ (não ocorreu recristalização de zircão). Metamorfismo nessa época foi detectado em rochas da Província Rio Negro (neste e sudoeste de Roxama e noroeste de Amambau), como no Complexo Canahuri (1490 ± 3 Ma) e no Granito Corrupira (1468 ± 8 Ma; Santos et al. (2008). É resultante do primeiro evento colisional presente na Faixa K'Madiku no norte do Crátero Amazonas e interpretado por Santos et al. (2008) como um reflexo intracrustal da instalação do Crátero Amazonas na margem ocidental do Crátero Amazonas.

O metamorfismo de alto grau (dominantemente fácies anfibolito alto e localmente granulito), de acordo com Santos et al. (2008), ocorreu em pelo menos três pulsos principais entre 1490 e 1147 Ma. Os expressivos lineamentos NE-SW visíveis em imagens de satélite e as deformações de rochas intralivadas (milonitos, bandamentos e foliações) que são características marcantes da faixa K'Madiku não são Paleoproterozóicos, mas foram produzidos durante o Mesoproterozóico pela evolução do Orógeno Suesis na margem ocidental do crátero. Os cisalhamentos dominantemente NE-SW com forte componente sinistral da faixa K'Madiku são mais jovens, Mesoproterozóicos, e truncam as faixas de dobramentos/cisalhamentos Paleoproterozóicos mais antigas (Transamazônicas, Uaciquera, Ananí e Pacima). A despeito desse fato conhecido e relatado por diversos autores (Borfin et al., 1974; Barron, 1966; Braun, 1973; Berruigi, 1973; Montalvão et al., 1975; Brandão, 1994; Santos, 2000; etc.), a faixa K'Madiku tem sido aglutinada à faixa Transamazônica (2.25-2.0 Ga), da qual é considerada como uma extensão (Tassinari and Macambira, 1999; Coimbra and Teixeira, 2007). Também tem sido incluída em um cinturão zigzagado tectônico que reúne as faixas de alto grau do norte do crátero em uma única "entidade tectônica", independentemente de sua origem, natureza e idade (Delor et al., 2003; Fraga et al., 2008). O fato da faixa K'Madiku não ser paleoproterozóica e não ter relação temporal com os orógenos Transamazônicos (2.25-2.00 Ga) e Tapajós-Pacima (2.05-1.87 Ga) implica na necessidade de uma revisão na maior parte dos mapas geológicos produzidos na região centro-norte do crátero nos últimos anos.

Referências

- Aleinikoff, J.N., Wirth, R.P., Fanning, C.M., Davis, M.J., 2002. U-Pb geochronology of zircon and polygenetic titanite from the Glastbury Complex, Connecticut, USA: an integrated SHRIMP, EMPA, TIMS, and SHRIMP study. *Chemical Geology*, 188: 125-147.
- Barron, C.N., 1966. Notes on the stratigraphy of Central British Guyana. In: Departamento Nacional da Produção Mineral, Conferência Geológica Interamericana, 6, Belém, 1966. *Anis*, 41:121-126.
- Berruigi, J.P., 1973. A synopsis of the geology of southern Guyana. *Rep. Photogeol. Unit, Overseas Div., Inst. Geological Sciences*, London, no. 26, 16 p.

- Basílio, L.F.C., Rangrab, G.R., Uchôa, I.R., Medeiros, J.B., Viégas Filho, J.R., Marietta, P., Koyunjian, R.M. and Pinheiro, S.S., 1974. Projeto Roraima; Relatório Final. Manaus, Departamento Nacional da Produção Mineral-Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, vols. IA-D e II.
- Brandão, R.L., 1994. Passada, Folha NA.20-X-C-III: relatório final. Manaus: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 113 p., il.
- Cherniak, D.J., Watson, R.B., 2001. Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology*, 173, 5–24.
- Cherniak, D.J., Watson, R.B., Harrison, T.M., Grove, M., 2000. *Trans. Am. Geophys. Union (EOS)* #1, 525.
- Codari, U.G. and Teixeira, W., 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. In: Hatcher et al., *Framework of Continental Crust*, GSA Memoir 260, p. 297-330.
- Carfa, P., 1996. Multistage zircon and titanite growth and inheritance in an Archean gneiss complex, Winnipeg River Subprovince, Ontario. *Earth Planetary Science Letters*, 141: 175–186.
- Delor, C., de Rover, R.W.F., Lafon, M., La Hondere, D., Rossi, P., Cocherie, A., Gouretot, C., Potrel, A., 2005. The Bakhuis ultrahigh-temperature granulite belt (Suriname): II. implications for late Transamazonian crustal stretching in a revised Guiana Shield framework. *Géologie de la France*, 2003, n° 3-3-4, 207-330.
- Fraga, L.M.B., Reis, N.J., 2000. Projeto Roraima Central: Geologia e Recursos Minerais. Nota Explicativa. Manaus: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 1 CD-ROM.
- Fraga, L.M.B., Reis, N.J., and Costa, J.R.S., 1998. O Cratão Guiana Central no Estado de Roraima. In: SBG/Núcleo Minas Gerais, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 40, Belo Horizonte, Anais, 411.
- Fraga, L.M.B., Reis, N.J., Dall'Agnol, R., and Armstrong, R., 2008. Cassarene - Coevarene Belt – The tectonic southern limit of the preserved Rhyacian crustal domain in the Guiana Shield, northern Amazonian Craton. In: 33 International Geological Congress.
- Frost, B.R., Chamberlain, K.R., Schumacher, J.C., 2000. Spinel (titanite): phase relations and role as a geothermometer. *Chemical Geology*, 172, 131–148.
- Gauletto, H.R., Olaszewski Jr, W.J., and Santos, J.O.S., 1996. Geochronology of Precambrian rocks from the northern part of Guiana Shield, State of Roraima, Brazil. *Jour. of South American Earth Sciences* 9: 183-195.
- Ludwig, K.R., 1999. Using *ESOPLOT/Es*, version 3: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center Special Publication 1a, 47 pp.
- Ludwig, K.R., 2003. *Squid 1.00, a user's manual*. Berkeley Geochronological Center Special Publication 2 (Berkeley, California, USA), 31 pp.
- MacDougall, I., Harrison, T.M., 1988. *Geochronology and Thermochronology by the ⁴⁰Ar/³⁹Ar Method*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, vol. 9. Oxford Univ. Press, New York, 312 pp.
- Montalvão, R.M.G., Muniz, M.C., Isler, R.S., Dall'Agnol, R., Lima, M.I.C., Fernandes, P.R.C.A., Silva, G.G., 1975. Geologia da Folha NA.20-Bom Vista e parte das folhas NA.31-Turquoise, NB.20-Roraima e NB.31. In: Departamento Nacional da Produção Mineral, *Projeto Radar na Amazônia, Rio de Janeiro, Capítulo 1, Geologia*. (Levantamento de Recursos Naturais, R).
- Pidgeon, R.T., Bosch, D., Bruguier, O., 1996. Inherited zircon and titanite U-Pb systems in an Archean syenite from southwestern Australia: implications for U-Pb stability of titanite. *Earth Planetary Science Letters*, 141: 187–198.
- Santos, J.O.S., Faria M.S.G. de, Hartmann L.A., McNaughton N.J., Fletcher I.R., 2001. Oldest Charnokitic Magmatism in the Amazon Craton: Zircon U-Pb SHRIMP Geochronology of the Jabaru Charnokite, Southern Roraima, Brazil. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 7, Belém, Anais.. Belém: SBG, 2001.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gauletto, H.R., 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. *Geochronology Research*, 3 (4): 453–488.
- Santos, J.O.S., 2003. *Geotectônica dos escudos das Guianas and Brasil-Central*, pp. 169-236. In: Bizzo, L.A., Schabbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (eds.), *Geologia, tectônica and recursos minerais do Brasil*, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Brasília, ISBN 85-334-0790-3, 674 pp.
- Santos, J.O.S., Faria, M.S.G., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2005. The K'Madku Belt in the northern Amazon Craton. In: *X Congresso Latinoamericano de Geologia*, Sucre, Bolivia, 2005.
- Santos, J.O.S., Faria, M.S.G., Kiber, S.L.R., Souza, M.M., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Almeida, M.R., Potter, P.R., 2008. The collisional K'Madku Belt in the northern Amazon Craton: A far field response to the Surazis Orogen. In: *VI South American Symposium on Isotope Geology*, Bariloche - Argentina – 2008.
- Santos, J.O.S., Faria, M.S.G., Kiber, S.L.R., Souza, M.M., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Almeida, M.R., Fletcher, R., 2006. A faixa colisional K'Madku no norte do Cratão Amazônico: reflexo intracratônico do Orogênio Surazis na margem ocidental do cratão. In: *10th Simpósio de Geologia da Amazônia*.
- Tassinari, C.C.G. and Macambira, J.R., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22 (3): 174-182.

LEVANTAMENTO GEOLÓGICO DA PARTE BRASILEIRA DA FOLHA OIAPOQUE (1:250.000), FRONTEIRA BRASIL-GUIANA FRANCESA

Maria Telsa Lins Fuzaro¹, Hervé Théveniaut², Jean-Michel Lafont³, Liliane Araújo⁴

1. CPRM-BE (telsa@becprm.gov.br), 2. BRGM-Guiães (h.theveniaut.b@brgm.fr), 3. UFPA (lafontjm@ufpa.br), 4. UFPA-CPRM (liliane@ufpa.br)

RESUMO O levantamento geológico (1:250.000) da parte brasileira da Folha NA.22.V.B Oiaoque, na fronteira Brasil – Guiana Francesa, foi realizado pela CPRM (Serviço Geológico do Brasil) dentro do Programa Geologia do Brasil, através do Projeto Oiaoque. Tal projeto é o desdobramento dos trabalhos de mapeamento geológico dos lados francês e brasileiro da referida folha, executado pelo BRGM (Serviço Geológico Francês) em parceria com a CPRM, durante o Projeto *GéOiapouké* (Théveniaut & Fuzaro 2007). A carta geológica produzida resulta da interação dos dados de campo, de imagens SRTM, de levantamentos aerogeofísicos de alta resolução (CPRM 2007), petrográficas, químicas e geocronológicas. A cartografia e todos os dados geológicos do lado brasileiro estão elaborados em formato SIG e em bancos de dados interativos. A nova compartimentação tectono-estratigráfica dessa região de fronteira, é objeto deste trabalho.

INTRODUÇÃO A área do Projeto Oiaoque corresponde à porção brasileira da Folha NA.22-V-B Oiaoque (3° - 4° N e 51° - 52°30' W). Ela é integrante do Escudo das Guianas, e está localizada no extremo norte do Brasil, na fronteira Amapá – Guiana Francesa. Dos 18510 km² que compõem a mencionada quadrícula, cerca de 5% (960 km²) representa o Oceano Atlântico. A parte brasileira equivale aproximadamente a 12090 km² (cerca de 65%), e 5119 km² (35% da folha) pertencem à Guiana Francesa (Figura 1).

A área estudada consiste em uma crosta paleoproterozóica, formada por arcos magmáticos e bacias relacionadas. Além desses, há ocorrência de diques de diabásio e vestígios de falhas andesíticas fossilíferas, ambos do Devoniano, e escorões de diques de diabásio neoterciário-terciário. Os diques são rochas magmáticas intraplaca. Representativas coberturas sedimentares cenozóicas do Paleógeno/Neógeno e quaternárias, também compõem o quadro tectono-estratigráfico do lado brasileiro da Folha Oiaoque.

MATERIAIS E MÉTODOS A carta geológica resulta do estudo em 356 estações, das quais 238 realizadas pela CPRM – BRGM, e 177 pela CPRM, durante o Projeto Norte da Amazônia (Costa *et al.* 1974). Todas as estações encontram-se na área pré-cambriana brasileira da folha Oiaoque (8418 km²), de onde foram coletadas um total de 287 amostras de rocha.

A área estudada, como todo o Escudo das Guianas, é coberta pela floresta tropical amazônica. Possui poucas exposições de rochas e difícil acesso. A utilização de imagens de satélite nos trabalhos de mapeamento é dificultada pela intensa quantidade de nuvens na maior parte do ano.

A caracterização das unidades litostratigráficas foi realizada a partir dos dados de campo, petrográficas, de interpretação de imagens SRTM, de levantamentos geofísicos gravimétricos, magnetométricos (campo total e primeira derivada vertical), e de algumas composições de bombas específicas. Análises químicas de elementos maiores, traços e Rb, e análises geocronológicas ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb em zircão fazem parte do elenco de dados obtidos pelo Projeto Oiaoque. A carta geológica está elaborada em formato SIG (ArcGIS 9.2). Todas as informações geológicas estão organizadas em diversos bancos de dados interativos.

RESULTADOS A reunião, integração e interpretação dos dados permitiram caracterizar a porção brasileira da Folha Oiaoque como um segmento de crosta paleoproterozóica, constituída por arcos magmáticos retrabalhados e bacias relacionadas. As bacias correspondem às unidades metavolcanosedimentares mesocráticas tipo greenstone belt, que compõem o Grupo Vila Nova (2180-2130 Ma). Os arcos equivalem às suítes graníticas calcálcicas com enclaves máficos e às suítes graníticas orogênicas. As primeiras são formadas pelos Complexos Canopi (2110-2095 Ma, com relíquias de protólitos de 2,65 a 2,12 Ga) e Oiaoque (2110-2095 Ma, com relíquias de protólitos de 3,15 a 2,12 Ga). As suítes graníticas orogênicas (2110 - 2080 Ma) correspondem ao Leucogranito Rio Oiaoque, Suite Cricou (2113 - 2098 Ma) e Granito Anatrie (2110 - 2080 Ma).

Também ocorrem rochas paleozóicas e mesozóicas geradas nas fases precursoras à abertura do Oceano Atlântico Sul, associada à ruptura do Pangea, como diques de microgabbros e folhelhos andosínicos fissilíferos, ambos do Devoniano (Boekel 1987, Théveniaut & Paraco 2007), além de enxames de diques de diabásio do Neotriássico – Bejurinense. Estes integram a Província Magmática Atlântica Central (Decker *et al.* 1997, Muzzilli *et al.* 1999). Os diques representam nichos magnéticos intraplaca. As coberturas sedimentares cenozóicas consistem em unidade sedimentar do Paleógeno/Neógeno - Grupo Barreiras -, e depósitos de argilas flúvio-marinhas e terraços aluvionares, do Quaternário.

DISCUSSÃO O Grupo Vila Nova distribuem-se preferencialmente na porção centro – oriental, em segmentos alongados, orientados segundo NW-SE e E-W (Figura 1). Três unidades distintas formam este grupo na área estudada. A unidade que contém rochas metavolcânicas máficas, sobretudo actinolita xistos e outros metamorfitos de fácies xisto verde, anisotrópicas, cinza esverdeadas, de texturas intergranoblasticas, essencialmente constituídas por actinolita e plagioclásio, alguns com sulfetos disseminados. A unidade metavolcanosedimentar é formada principalmente por xistos máficos, paragneisses, leucomicrogranitóides, anfibolitos, e mais raramente granoblastitos, metamorfizados em fácies anfibolito a granulito. Os gneisses e granitóides são constituídos essencialmente por quartzo, feldspatos e biotita. Os anfibolitos e xistos máficos, por anfibólito e plagioclásio, algumas vezes com sulfetos disseminados. Quartzo-albita xisto e quartzo xisto, de fácies xisto verde a anfibolito, são os integrantes mais frequentes da unidade metasedimentar. Essencialmente constituídos por quartzo, feldspato e biotita. Também ocorrem enclaves de rochas metavolcanosedimentares de variadas formas e tamanhos, nas diversas unidades de granitóides catalogadas. As datações na unidade Paracá (equivalente ao Grupo Vila Nova) na Guiana Francesa, variam de 2173 ± 2 Ma a 2137 ± 6 Ma (Deleu *et al.* 2001, 2003). No lado brasileiro, enclave de metadiorito no Complexo Canopi possui idade de 2132 ± 2 Ma. Esta rocha representa o protólito do mencionado complexo, e sua idade marca a fase final de colocação dos plutões TTG associados aos greenstone belts Vila Nova.

O Complexo Canopi ocorre na porção SW da folha. Contém metaxistos (Wimmerauer & Bryhn, 2007), em padrão estrutural estratiforme, consistindo em gneisses monograníticos e sienograníticos, tonalitos, granodioritos e granulitos, metamorfizados em fácies anfibolito a granulito, e estruturados segundo NW – SE/ $30^\circ - 90^\circ$ NE e E – W/ $30^\circ - 80^\circ$ N, com lineações E – W e N – S. Contém enclaves de anfibolito, paragneisse e metadiorito, que constituem relíquias de protólitos plutão-volcânicos. As idades variam de 2103 ± 12 Ma a 2098 ± 2 Ma, e as dos protólitos de 2,12 a 2,65 Ga (Théveniaut & Paraco 2007). Enclave de metadiorito neste complexo, cristalizado a 2132 ± 2 Ma, registra a fase final de colocação dos plutões associados aos greenstone belts Vila Nova, na Folha Oiapoque.

O Complexo Oiapoque distribui-se nas setas SW e central, disposto segundo NW – SE/ $20^\circ - 85^\circ$ NE, e individualizado em três unidades migmatizadas. A mais antiga contém metaxistos, constituídos de hornblenda-biotita granitóides, gneisses, tonalitos, granodioritos, granulitos félsicos e máficos. Uma outra unidade contém distexitos, constituído em monogranitos, leucogranitos, biotita granodioritos, granitóides porfiróides e biotita sienogranitos, com incipiente deformação cataclástica, metamorfizados na fácies anfibolito a granulito. A unidade mais jovem inclui distexitos formados por leucosienogranitos e biotita sienogranitos, granitos a granada, leucomicrosienogranitos, biotita monogranitos, gneisses monogranitos, tonalitos, trondhjemitos e granodioritos. Todas as unidades são metamorfizadas em fácies anfibolito alto a granulito. As idades do Complexo Oiapoque variam de 2105 ± 27 Ma a 2091 ± 14 Ma com relíquias de protólitos vulcano-plutônicos de 3,15 a 2,13 Ga (Théveniaut & Paraco 2007). No lado brasileiro, microdiorito com idade mínima de cristalização de 2,16 Ga, representa o protólito de biotita granito (leucossoma) cristalizado a 2103 ± 3 Ma, e quartzo sienito (leucossoma) possui idade de cristalização de 2097 ± 2 Ma.

A Sãta Cricon é a mais amplamente distribuída, estruturada segundo RSE – WNW, com mergulhos ($20^\circ - 90^\circ$) para NE ou N. Contém gneisses graníticos a quartzo-dioríticos, monogranitos, sienogranitos, granodioritos, tonalitos, paragneisses, granada sienogranitos, granitos, granodioritos, tonalitos e quartzo-gabbro máficos. São metamorfizados nas fácies anfibolito a granulito e incluem frequentes enclaves de anfibolito. Biotita monogranito pórfiro cristalizado a 2113 ± 3 Ma,

granulito cristalizado a 2108 ± 2 Ma e sienogranito a 2090 ± 2 Ma, são as idades obtidas para esta unidade.

O Granito Anotaie forma plutons de sienogranitos, granitos e monzogranitos, bem definidos através de levantamentos mesogeofísicos e muito semelhante ao Granito Aracatubo (2080 Ma), na Guiana Francesa (Théveniaut & Fuzaco 2007). Sienogranito no rio Anotaie foi cristalizado a 2110 ± 3 Ma.

Após a evolução crustal paleoproterozóica, a área foi palco de magmatismo máfico intraplaca iniciado no Devoniano, com geração de diques de diabásio a 380 Ma (Théveniaut & Fuzaco 2007), que reiniciou de maneira mais intensa e expressiva no Mesozóico, originando encordes de diques mesotriássicos-juressíacos (210 – 191 Ma, Deckart et al. 1997), de direção aproximadamente N-S, relacionados à Província Magmática Atlântico Central. Ocorrência puntual de micoliteoses do Devoniano Médio em folhelhos ardruaisares, indica a existência de sedimentação paleozóica na porção oriental da falha. Todos esses episódios são precursoros à abertura do Atlântico Sul. No Cenozóico, houve a sedimentação do Grupo Barreiras (Paleógeno-Neógeno) e depósito de aluviões, no Quaternário.

CONCLUSÕES Cerca de 70% da porção brasileira da Folha Oiapoque é constituída por uma crosta paleoproterozóica, que representa arcos magmáticos retrabalhados e lacias relacionadas. O restante são rochas magmáticas intraplaca (diques de diabásio devonianos e mesotriássicos-juressíacos), e rochas sedimentares cenozóicas.

Os arcos compreendem suites graníticas calcicalcálicas com enclaves máficos, suites graníticas magmáticas e gneisses belts relacionados, os gneisses belts incluem os diversos segmentos do Grupo Vila Nova. Na Guiana Francesa, as idades dos gneisses (Pamouka) variam de 2173 ± 2 Ma a 2137 ± 6 Ma. Na parte brasileira, enclave de metabasito em gneisses do Complexo Camopi com idade de cristalização de 2132 ± 2 Ma, registra a fase final de colação de plutons TTG associados ao Grupo Vila Nova, enquanto que paleossomas de biotita microbasito com idade mínima de cristalização de 2,16 Ga, representa uma geração mais precoce desses TTG relacionada aos gneisses.

Esses plutons TTG sofreram migmatização que produziu leucossomas (biotita granito) no Complexo Oiapoque a 2103 ± 3 Ma. Este evento de migmatização com magmatismo associado é semelhante ao observada em biotita monzogranito cristalizado a 2113 ± 3 Ma, na Suíte Cricos.

Não há embotamento granítico em torno de 2,16 Ga e 2,13 Ga, na parte brasileira da Folha Oiapoque mas sim um contexto migmatítico, com protólitos mesozóicos, incluídos em granitoides neo a tardiocenozóicos.

Os granitoides paleoproterozóicos foram gerados em sucessivos eventos magmáticos/migmatíticos, entre 2113 Ma e 2090 Ma.

REFERÊNCIAS

- CPRM. 2007. Projeto aerogeofísico Anapá: relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gravimétricos. Rio de Janeiro: Lava Geologia e Prospecções, Prospectos Avaliados e Sistemas. 27 v.l. Programa Geologia do Brasil – PGR.
- Hoekel N. 1967. Nova localidade fossilífera do devoniano do Anapá. Anais da Academia Brasileira de Ciências. Resumo das Comunicações. V. 39. p.344. DNPM. Rio de Janeiro
- Costa J. L. et al. 1974. Projeto Norte da Amazônia; domínio Oiapoque-Jari, relatório final. Belém, DNPM/CPRM, 7p
- Deckart K.; Féron G.; Bertrand H. 1997. Age of Iorassic continental tholeiites of French Guiana, Suriname and Guiana: Implications for the initial opening of the Central Atlantic Ocean. Earth Planet. Sci. Lett. 150: 205-220.
- Dela C., Labordère D., Egal B., Martens P. 2001. Carte géologique de la Guyane à 1/500 000, 2nd édition, BRGM.
- Dela C. et al. 2003. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500 000 scale geological map of French Guiana (2nd ed.). Géologie de la France 3-3-4: 5-57.
- Mazzoli A., Reme P. R., Picirilli R. M., Ernesto M., Belleri G., Min A. 1999. Extensive 200 Million-Year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. Science, 284: 616-618.
- Théveniaut H & Fuzaco M.T.L. 2007. Carte Géologique/ Carta Geológica Saint-Georges de l’Oyapock -Oiapoque (NA.22-V-B). Echelle / Escala 1:350.000. Imprimé par le BRGM.
- Wimmerer W. & Hynin I. 2007. Towards a unified nomenclature of metamorphic petrology: 6. Migmatites and related rocks. An outline on behalf of SCMR.doc.

GEOLOGIA E IDADE $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ EM ZIRCÃO DETRÍTICO DE CONGLOMERADOS DA REGIÃO DO GURUPI, NORDESTE DO PARÁ

Fernando Rodrigo das Anjes Lucas¹ (DFPA), Cândido Augusto Veloso Moura² (UFPA), Branco Laiz Klein³ (CPRM)

¹di.golucas@hotmail.com

²candido@ufpa.br

³eklein@br.cprm.gov.br

RESUMO

Conglomerados que ocorrem nas proximidades da vila do Ipirim, NE-Pará, podem fazer parte da Formação Piriá (Bopaleozóico). Estão assentados sobre rochas metamórficas do Cinturão Gurupi. Os seixos são predominantemente de quartzo, e a matriz é constituída principalmente de quartzo, fragmentos de rochas e muscovita. Os seixos de quartzo certamente são provenientes de veios de quartzo e a angulosidade destes seixos indica um transporte curto, sugerindo que a fonte dos mesmos pode ser as rochas metamórficas do Cinturão Gurupi. A abundante presença de muscovita detritica também sugere uma fonte próxima. As idades obtidas em grãos detriticos de zircão estão situadas principalmente em torno de 1,5 Ga. A ausência de rochas desta idade nas proximidades permitem inferir a reciclagem destes grãos. Eles seriam provenientes de áreas-fonte mais distantes e transportados para os sedimentos precursores dos metamorfitos que originaram estes conglomerados.

INTRODUÇÃO

Na região do Gurupi, nordeste do Pará, entre as localidades de Ipirim e Timbózal, ocorrem rochas conglomeráticas cuja relação estratigráfica com as sucessões sedimentares descritas na região não está bem estabelecida. Existe, no entanto, a possibilidade destes conglomerados pertencerem à Formação Piriá (Bopaleozóico) que ocorre nas proximidades (Figura 1). Segundo Igreja (1985) esta formação é composta por granoclastos, arenitos finos, folhelhos e possíveis níveis conglomeráticos. O estudo de proveniência sedimentar nas coberturas pré-cambrianas e do início do Paleozóico que ocorrem na região do Gurupi contribui para decifrar a evolução geológica pré-cambriana deste segmento crustal, onde várias questões ainda precisam ser esclarecidas. Uma delas é a identificação das rochas metasedimentares do Cinturão Gurupi (Neoproterozóico) uma vez que as rochas suspensas como pertencentes a este Cinturão apresentam idade paleoproterozóica (2,0 - 2,15 Ga) e devem representar porções retrabalhadas do Cráton São Luís (Klein e Moura 2001). Neste trabalho apresenta-se o estudo geocronológico de grãos detriticos de zircão da matriz destes conglomerados como ferramenta para a busca de indícios da presença de litogênese Brasileira associada à formação do Cinturão Gurupi, cuja evidência foi reportada por Pinheiro (2003) em estudos de proveniência desenvolvidos em coberturas pré-cambrianas.

LOCALIZAÇÃO

A região Gurupi está localizada na região nordeste do Estado do Pará e noroeste do Estado do Maranhão. O acesso à área se dá através da rodovia BR-316, que liga a cidade de Belém (PA) à citada região. Na localidade conhecida como Vila Nazaré torna-se uma estrada vicinal que leva até à localidade de Ipirim. A partir daí, para se atingir a área de trabalho segue-se a estrada vicinal para a localidade de Timbózal.

MATERIAIS E MÉTODOS

Foi realizada pesquisa bibliográfica sobre a geologia da região do Gurupi e a classificação de conglomerados. No levantamento geológico das áreas de ocorrências destes rochas foram realizados continuamente controlados com GPS e bússola nas estradas vicinais e caminhos, e coletadas amostras para estudos petrográficos e geocronológicos. Seções delgadas da matriz da rocha foram confeccionadas, e minerais pesados foram separados da matriz. Os estudos petrográficos e mineralógicos foram realizados no Laboratório de Petrografia do IG-UFPA utilizando microscópio petrográfico de luz transmitida. Na datação de zircões detriticos foi utilizado o método de evaporação de Pb em monocristais de zircão. As análises isotópicas foram realizadas no espectrômetro de massa

Formiga MAT 262 do Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-ISO). A classificação dos conglomerados foi feita segundo a proposta de Suguio (1980).

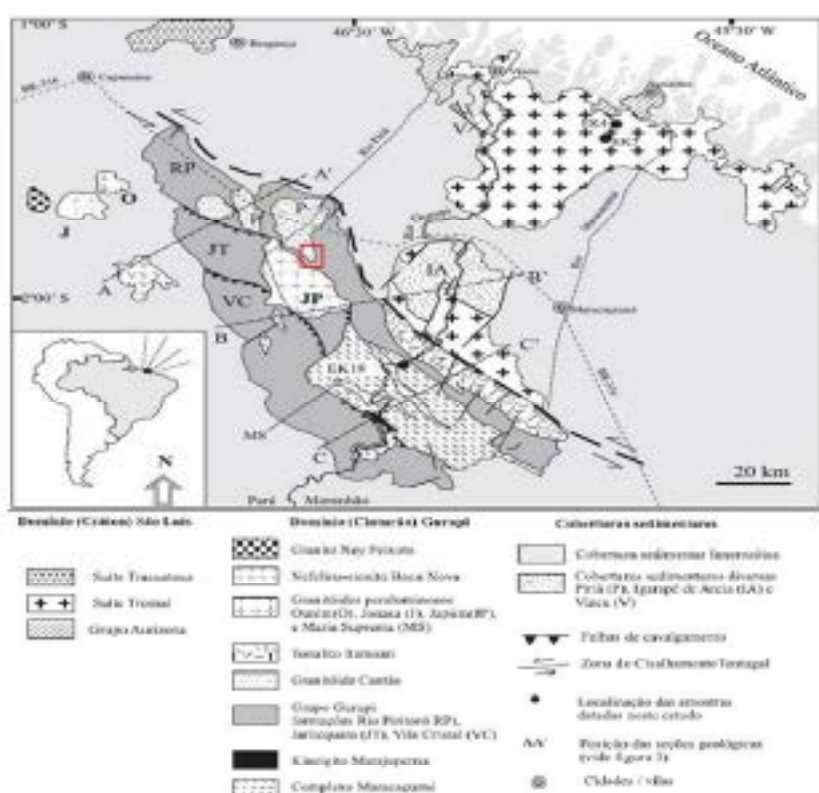


Figura 01 - Mapa geológico da região do Gurupi (Klein & Menezes 2003) indicando a área de amostragem dos conglomerados.

RESULTADOS

A quase totalidade da área investigada neste trabalho, em estudos anteriores, tem sido suspensa como pertencente à Formação Pirú (Costa, 1977). Os conglomerados estudados afloram principalmente na forma de blocos em meio à extensa cobertura sedimentar mais recente, o que dificulta a determinação exata de sua área de ocorrência. Afloramentos são também observados em vassouras. Embora o contato entre os conglomerados e as rochas metamórficas do Cinturão Gurupi, que ocorre nas proximidades, esteja encoberto por sedimentos recentes acredita-se que os conglomerados repousem discordantemente sobre as rochas deste Cinturão. Os afloramentos identificados mostram a homogeneidade composicional dos conglomerados que foram classificados como polimodais, com arranjo fechado devido a variedade dos tamanhos dos seixos. Os seixos são sub-angulares e compostos essencialmente de quartzo e raras fragmentos de melchas (provavelmente meta-siltitos). O tamanho médio varia de 1 a 3 cm, porém existem seixos com tamanho inferior a 0,5 cm e outros alcançando de 4 a 6 cm. A matriz é constituída de quartzo, muscovita, biotita e fragmentos de melcha. A muscovita é detritica com tamanho médio de 0,3 cm que se sobressai aos demais minerais da matriz. A proporção entre seixos e matriz é variada; em os seixos se tocam, em estão sustentados por matriz. Estas rochas foram classificadas como autoconglomerados metamórficos.

Foi amostrado um conglomerado com grande quantidade de matriz para datação de grãos detriticos de zircão. A rocha apresentou pouca quantidade de grãos detriticos de zircão e apenas onze deles poderiam ser selecionados para datação. As idades obtidas estão apresentadas na tabela 1.

Tabela 1 – Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de grãos detriticos de zircão de rochas conglomeráticas das proximidades de Vila do Japuí, – acidente de Foz

Zircão	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Idade (Ma)	Zircão	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Idade (Ma)
RL101	0,09431	1514,6 ± 4,6	RL107	0,09514	1531,4 ± 22,3
RL103	0,09427	1513,8 ± 2,6	RL108	0,13909	2216,2 ± 10,6
RL103	0,13751	2064,2 ± 35,1	RL109	0,18647	2711,7 ± 33,5
RL104	0,0948	1524,3 ± 4,9	RL1010	0,09457	1519,7 ± 16,2
RL105	0,1288	1895,5 ± 5,7	RL1011	0,09573	1543,6 ± 8,7
RL106	0,09462	1528,7 ± 4,3	RL1012	0,09493	1526,8 ± 8,8

DISCUSSÃO

Os grãos detriticos de zircão dos conglomerados não evidenciam a litogênese do final do Neoproterozóico, relacionada à estruturação do Cinturão Guaripe como era esperado. Os resultados geocronológicos obtidos mostram a forte presença de grãos detriticos de zircão com idade mesoproterozóica (~1500 Ma). Estas idades são de difícil interpretação, haja vista que em estudos anteriores da região não foram encontradas litogênese do Mesoproterozóico. A presença de grãos detriticos de zircão desta faixa de idade foi reportada por Kaslbeek *et al.* (2008) em arenitos da Bacia do Volta em Gana. Eles acreditam que as idades de 1,5 Ga de grãos detriticos de zircão indicam a contribuição de uma fonte de fora do Cráton Oeste Africano, uma vez que este não sofreu eventos tectonotérmicos entre as orogênias Eburneana (~2100 Ga) e a Pan-Africana (~600 Ma). Além disso, não se tem muitas combercidas com idades entre 1700 e 1000 Ma neste cráton. Considerando que após a aglutinação final do Gondwana Ocidental (~550 Ma) os crátons Oeste Africano e o Amazônico formaram um único continente, Kaslbeek *et al.* (2008) sugeriram que uma das áreas fontes dos grãos detriticos de zircão com 1500 Ma poderia ser o Cráton Amazônico, onde rochas desta faixa de idade estariam presentes na Província Geocronológica Rio Negro-Juruema (Trevisani e Mucambira 1999).

Especificamente, no que concerne aos conglomerados estudados, não se pode considerar como fonte primária dos grãos detriticos de zircão uma área distante mais de 3.000 km, uma vez que conglomerados se formam nas proximidades de sua área fonte. A predominância de seixos de quartzo sugere como fonte veios de quartzo certamente alojados em rochas metamórficas. Esta evidência permite especular que a abundante presença de cristais detriticos de muscovita pode estar igualmente ligada à presença de rochas metamórficas. Neste caso, a fonte dos conglomerados pode muito bem ter sido as rochas metamórficas do Cinturão Guaripe. No entanto, torna-se difícil explicar a presença de zircões detriticos com ~1500 Ma em um cinturão formado no final do Neoproterozóico. Uma explicação alternativa seria a reciclagem dos grãos detriticos de zircão onde, inicialmente, haveria o transporte de uma área-fonte primária do Mesoproterozóico para a bacia sedimentar precambriana do Cinturão Guaripe que, posteriormente, teria servido de área-fonte para estes conglomerados. Neste caso, poderia ser aventada como área-fonte inicial os terrenos da Província Rio Negro-Juruema, no Cráton Amazônico, cujas rochas se formaram entre 1700 e 1500 Ma. Infelizmente, não existe datação de grãos detriticos de zircão para as rochas metasedimentares do Grupo Guaripe para comprovar esta hipótese de reciclagem de sedimentos. Estudos futuros de proveniência devem se deter nesta questão para investigar esta lacuna.

CONCLUSÕES

Os conglomerados estudados foram classificados como polimodais com arranjo fechado devido à variedade dos tamanhos dos seixos que, em geral, situam-se entre 1 e 3 cm. Os seixos são sub-angulares e constituídos essencialmente de quartzo, o que permite classificar estas rochas como ortoconglomerados monomíticos. A matriz é constituída por quartzo, fragmentos de mica e muscovita. A abundância de seixos de quartzo, associada à grande presença de muscovita detritica, sugere que a fonte dos conglomerados seriam rochas metamórficas, muito provavelmente, do Cinturão Guaripe. A datação de grãos detriticos de zircão não revelou litogênese do Neoproterozóico associada à formação do Cinturão Guaripe. As idades consistentes, em torno de 1500 Ma, dos grãos detriticos de zircão, similares as que foram encontradas por Kaslbeek *et al.* (2008) na Bacia do Volta, sugerem, a

princípio, a contribuição de terrenos de fora do Cráton Oeste Africano, pois rochas desta idade não são encontradas neste cráton. Os conglomerados estudados sugerem a reciclagem de sedimentos como hipótese alternativa para explicar a presença de grãos detríticos de zircão com ~1500 Ma. Esta hipótese envolve o transporte inicial de detritos provenientes das rochas mesoproterozóicas do Cráton Amazônico para bacias sedimentares precursoras das cinturões neoproterozóicas formadas pela amalgamação da Gondwana Ocidental (Cinturão Guaporé, por exemplo). O desmonte destes cinturões fornecerá, então, grãos detríticos de zircão de 1500 Ma para as bacias sedimentares neoproterozóicas. A determinação da idade de grãos detríticos de zircão em rochas do Cinturão Guaporé permitirá investigar esta hipótese.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Costa, J.L., Araújo, A. A. P., Villas Bôas, J.M., Pavia, C. A. S., Silva Neto, C. S., Wanderley, V. J. R. 1977. Projeto Guaporé. Relatório inédito. DNPM/CPRM, 258p.
- Igreja, H.L.S. 1985. "Estado geológico da sequência Carrizanga-NE do Pará. Belém, UFPA/CG-85p.
- Kalsbeek, F.; Frei, D.; Affaton, P. - 2008 - Constraints on provenance, stratigraphic correlation and structural context of the Volta basin, Ghana, from detrital zircon geochronology: An Amazonian connection? *ILSEVIER - Sedimentary Geology*, p.86-95.
- Klein, E. L., Moura, C. A. V. 2001. Age constraints on granulites and metavolcanic rocks of the São Luís Craton and Guaporé Belt, northern Brazil: implications for lithostratigraphy and geological evolution. *International Geology Review*, 43: 237-253.
- Klein, R.L. & Moura, C.A.V., 2003 Síntese geológica e geocronológica do Cráton São Luís e do Cinturão Guaporé na região do rio Guaporé - nordeste do Pará/noroeste do Maranhão. *Geologia USP*, 3:97-112.
- Mcmenamin, M.A.S., Mcmenamin, D.L.S. The Emergence of Animals: the Cambrian Breakthrough. New York: Columbia University, 1990. 217p.
- Pinheim, R. L. S. (2003) - Estado de proveniência dos metasedimentos das formações Igarapé de Arica e Visão, nordeste do Pará, com base em datação de monominerais de zircão por evaporação de Pb. Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) de Graduação em Geologia, UFPA.
- Rizzotto G.J., Quadros M.L.S.S., Silva L.C., Armstrong R., Almeida M. 2002. O Granito Anipama: datação U-Pb (SHRIMP) e implicações metalogenéticas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa. *Anais*, p. 469.
- Scardolara, J. E., 2006 - Geologia e Evolução crustal do terreno Juruá, embasamento da Faixa Sorriso/Aguaçu, centro-leste de Rondônia, sudoeste do Cráton Amazônico, Tese de doutoramento, Universidade de Brasília.
- Sugio, K. 1980. Rochas Sedimentares: Propriedades, Gênese, importância econômica. Ed. Edgard Blücher.
- Tassinari, C. C. G.; Macambira, M. J. B. Geochronological provinces of the Amazon Craton. *Episodes*, [S.L.], v. 22, n. 3, p. 174-182, 1999.

O GRUPO CAUARANE na FOLHA VILA de TEPEQUÉM, RORAIMA

Ana Maria Deber¹, Leda Maria Braga¹, Diana Ragotky², Heitor Graziotin², Nelson Inaquira Reis³

(1) CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro. andrelas@sj.cprm.gov.br

(2) DREJ- Universidade do Estado do Rio de Janeiro

(3) CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Manaus

RESUMO Na extremidade sudeste da folha Vila de Tepequém, Roraima, afloram paragneisses, mica xistos, metacherts, metabasitos, metabasitos, metacherts e gnaiss pertencentes ao Grupo Cauarane. As rochas estão polidibadas e migmatizadas, exibindo paragneisses a cordierita+sillimanita indicativas de metamorfismo de fácies anfibolito de baixa pressão. Análises químicas sugerem que os paragneisses derivam de granodioritos, arenitos líticos e arcções, depositados em margem continental ativa. A sedimentação estaria limitada entre a idade 2038 Ma, obtida em zircões detriticos de paragneisses, e a idade dos granitos Pedra Pintada (1981 ±1 Ma), que englobam xenólitos das supracrustais. É sugerido que as rochas do Grupo Cauarane tenham se depositado num ambiente de margem ativa ou bacia de back arc. A ocorrência de gnaiss na unidade denuncia a incidência de processos escalativos durante a deposição das supracrustais, indicando potencial para depósitos de sulfetos maciços.

INTRODUÇÃO O recente mapeamento efetuado pelo Serviço Geológico do Brasil na folha Vila de Tepequém, na escala de 1:100.000 (CPRM 2009), possibilitou a definição de uma área, no canto sudeste da folha, na qual aflora o Grupo Cauarane (Fig. 1). Este grupo é constituído por rochas supracrustais polidibadas, de alto grau metamórfico (Riker *et al.* 1999), interpretadas como pertencentes ao Cinturão Cauarane-Coeroré, que divide o Escudo das Guianas em dois domínios distintos. Temos granito-greenstone Roraimas (2,20-2,08 Ga) e blocos Arqueanos parcialmente reutilizados no Transamazônico ocorrem no domínio norte, enquanto a sul do cinturão o embasamento é mais jovem do que 1,88 Ga na fme interessamente afetado pelo magmatismo Uatombi (1,89-1,81 Ga) (Braga *et al.* 2009).

Na folha Vila de Tepequém, as rochas Cauarane ocorrem frequentemente na forma de xenólitos nos granitóides da Suíte Pedra Pintada. Estes granitóides estão isentos da intensa deformação e metamorfismo verificados nas supracrustais, constituindo assim um excelente marcador para a estratigrafia regional. Pequenos corpos de granitos do tipo-S ocorrem no âmbito do Grupo Cauarane, indicando fusão parcial das supracrustais.

RESULTADOS/DISCUSSÕES As rochas atribuídas ao Grupo Cauarane na área mencionada são todas metasedimentares, das quais as mais comuns são os paragneisses aluminosos e mica xistos, secundados por rochas calcissilicáticas, para-anfibolitos, metacherts e gnaiss. Rochas de origem ígnea, como metamórficas e metatromórficas, descritas em outras áreas (Riker *et al.* 1999), não foram encontradas na folha Vila de Tepequém.

Os paragneisses e mica xistos são em geral migmatíticos e compostos por feldspatos, quartzo, biotita, cordierita, sillimanita e moscovita. Granada, andaluzita e estaurolita são componentes raros. As rochas calcissilicáticas e os para-anfibolitos são em geral bandados e formados por plagioclásio, quartzo, diopsídio, hornblenda, titanita e, mais raramente, nióbio, gossa, tremolita e epidoto. Os metacherts são constituídos por massas de quartzo que englobam cristais finos e alinhados de hornblenda, epidoto, feldspatos, diopsídeo, tremolita e, por vezes, magnetita. O gnaiss, que ocorre como um xenólito em um tonalito da unidade Pedra Pintada, é uma rocha fina composta por granada da variedade espinelita, quartzo, clinopirrotênio, clinofibólito, titanita e carbonato.

Metamorfismo Dois fases metamórficas desenvolveram-se nas rochas do Grupo Cauarane, uma delas sincinemática (M₁), sob condições de fácies anfibolito alto, e uma segunda fase, de caráter estático (M₂), de fácies anfibolito médio a baixo. A fase M₁ é considerada responsável pelas assembléias a cordierita + sillimanita, presença de migmatitos raramente associados aos gnaisses e

nica xistos, e pelas paragéneses a diáspirodo nas rochas calcissilicáticas. A escassez de granada, ausência de cianita e a presença frequente de cordierita nas rochas aluminosas indicam que M_1 desenvolveu-se sob regime de baixa pressão, provavelmente não superior a 4 kbar. A fase metamórfica M_2 caracteriza-se pelo aparecimento de muscovita nas rochas pelíticas, em cristais poiquilíticos sem qualquer orientação preferencial, desenvolvidos às custas de biotita, sillimanita, andaluzita, cordierita ou dos feldspatos. Esta fase sugere um evento superimposto, de caráter estático, em condições de fácies anfibolito médio-baixo, tentativamente atribuído a efeito térmico produzido pelas intrusões graníticas, especialmente as da São-Pedra Pintada, sobre as rochas do Grupo Cassarene.

Geoquímica Amostras de rochas do Grupo Cassarene da área exposta foram analisadas para elementos maiores, traço e terras raras. Os paragéneses da folha Vila de Tepequém, plotados no diagrama de classificação química de arenitos de Pettijohn *et al.* (1972), distribuem-se pelo campo das gnaissas, arenitos líticos e arcósios. Protólitos similares foram obtidos por Riker *et al.* (1999) a partir de análises de gnaisses e xistos do Grupo Cassarene de outras localidades de Roraima (Fig. 2). Os paragéneses analisados, juntamente com as amostras de Riker *et al.* (1999), foram também lançados em diagramas discriminantes de ambiente tectônico e proveniência de Rower & Korsch (1988). No primeiro diagrama, a maioria das amostras cai no campo dos sedimentos de margem continental ativa (Fig. 3) e no segundo, as rochas situam-se, na quase totalidade, no campo de proveniência ígneas intermediária.

As rochas calcissilicáticas e metacherts, analisadas quanto ao comportamento dos elementos de terras raras (normalizados em relação aos valores do NASC, Gramet *et al.* 1984), mostram, de modo geral, anomalias negativas de Ce e um enriquecimento dos ETR pesados em relação aos ETR leves. Estas características são típicas de rochas sedimentares depositadas a partir de águas rasas (Taylor & McLennan 1985).

Geocronologia A idade mínima para a sedimentação Cassarene está limitada pelo valor de 2038 Ma (U-Pb SHRIMP, Santos 2003, *in* CPRM 2003) obtido em zircões detriticos de paragéneses. Por outro lado, a idade dos granitoides Pedra Pintada (1981 ± 1 Ma, CPRM, 2009), que estão isentos da deformação e metamorfismo registrados nas supracrustais e englobam arenólitos das supracrustais, marca a idade mínima da unidade Cassarene. Quanto ao metamorfismo, os dados ainda são escassos e não conclusivos. De qualquer forma, a idade de 1995 ± 4 Ma (U-Pb SHRIMP em monazita, Fraga *et al.* 2008), obtida para um corpo de granito do tipo-S embutido na seqüência Cassarene, é tentativamente interpretada como a idade do pico do metamorfismo M_1 . Idades ligeiramente inferiores àquela dos granitoides Pedra Pintada, com 1880 ± 3 Ma (U-Pb SHRIMP, CPRM 2009) e 1469 ± 4 Ma (U-Pb SHRIMP, Santos 2003 *in* CPRM 2003), foram obtidas para as supracrustais e interpretadas preliminarmente como relacionadas ao metamorfismo M_2 .

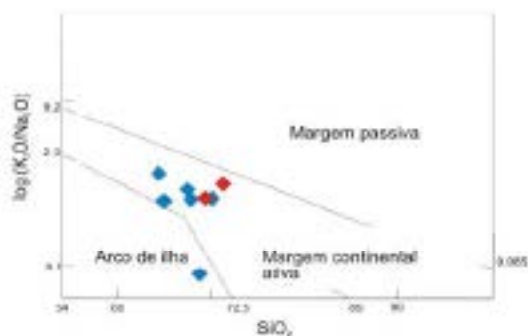
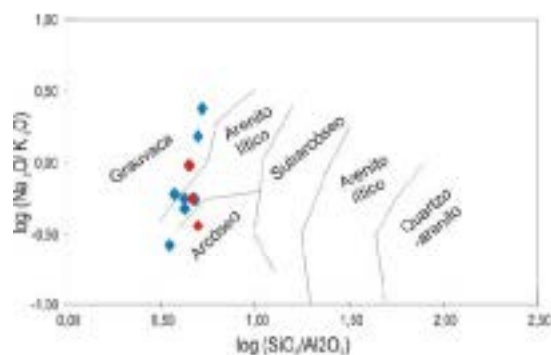
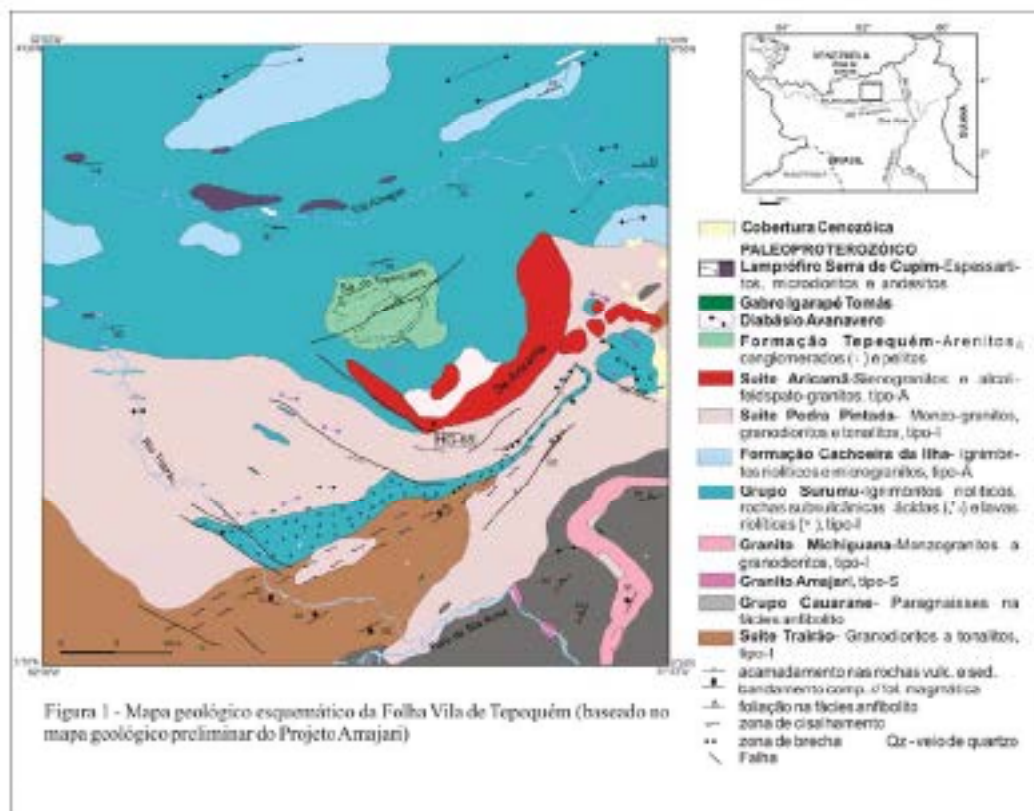
Ambiente tectônico Rochas supracrustais semelhantes às do Grupo Cassarene e com uma evolução metamórfica similar ocorrem na Guiana e Suriname, constituindo o Complexo Kanuku e Grupo Cueroeni, respectivamente. Para estas unidades, Bernagá (1977) e Bosma *et al.* (1983) admitiram um ambiente tectônico intracontinental, em função da dominância de rochas quartzo-feldspáticas e escassez de metabasaltos máficos. Já para o Grupo Cassarene, sugere-se um ambiente de margem continental ativa, embora os dados disponíveis não permitam ainda uma caracterização definitiva. Riker *et al.* (1999), por exemplo, propuseram uma origem em bacias de *back-arc* relacionadas a arcs magmáticos Transamazônicos.

Aspectos metalogenéticos Os granitoides são considerados protoconímeros de Mn e sua origem é geralmente atribuída a uma reação entre fluidos hidrotermais exalativos e material sedimentar clástico depositado no fundo do mar (Slack *et al.* 2000). Uma análise química do granito da folha Vila de Tepequém revelou um teor de 7,4 % (74.000 ppm) de Mn. A presença desta rocha, juntamente com os metacherts ferríferos descritos em áreas adjacentes (Riker *et al.* 1999), indica a incidência de atividade exalativa vulcanária durante a deposição

das rochas do Grupo Canarana. Existe, portanto, a possibilidade destas rochas servirem como indicadores da possível ocorrência de depósitos de sulfetos maciços no âmbito da unidade Canarana. Em áreas mineralizadas embocadas, como, por exemplo, os dois depósitos Sedex Proterozóicos de Pb-Zn (Ag) de Broken Hill, na Austrália, e de Sullivan, no Canadá, os gauditos, juntamente com outros esquilinos, como galmeita, quartzeitos, turmalinitos e formações ferríferas, constituem camadas, em geral de menos de dois metros de espessura, situadas acima, abaixo ou no mesmo nível estratigráfico dos depósitos, e sua utilidade como guias exploratórios é enfatizada por Spry *et al.* (2000).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CPRM. 2003. Geologia e Recursos Minerais do Brasil. Jr. Bizzi, L.A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R.M.; Gasparves, J.H. (eds.) Geologia e Recursos Minerais do Brasil, Brasília.
- CPRM. 2009. Nota explicativa do mapa geológico da folha 1:100.000 Vila de Tepequim – Projeto Arajari. Soreg-Manaus (em prelo).
- Beccard, J.P. 1977. The geology of southern Guyana. Institute of Geological Sciences, Guyana, Memoir No. 4.
- Bosum, W.; Kröner, S.R.; Mares, K.; Roever, R.W.F. 1983. Igneous and metamorphic complexes of the Guyana Shield in Suriname. *Geologie en Mijnbouw* 63:241-254.
- Fraga, L.M.; Reis, N.J.; Dall'Agnol, R.; Armstrong, R. 2008. Canarana-Coruicó Belt: The tectonic southern limit of the preserved Rhyacian crustal domain in the Guyana Shield, northern Amazonian Craton. 33 International Geological Congress, Oslo, Abstracts.
- Fraga, L.M.; Macambira, M.J.R.; Dall'Agnol, R.; Costa, J.B.S. 2009. The 1.94-1.93 Ga charnockitic magmatism from the central part of the Guyana Shield, Roraima, Brazil: single zircon evaporation data and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 37:247-257.
- Grauert, L.P.; Dyrnek, R.F.; Haskin, L.A.; Korotev, R.I. 1984. The "North American Shale Composite": its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48:2469-2482.
- Pettijohn, F.G.; Potter, P.H.; Siever, E. 1972. Sand and sandstones. Springer Verlag.
- Riker, S.R.L.; Araújo, R.V.; Reis, N.J. 1999. Grupo Canarana. Jr. CPRM (ed.) Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Projeto Roraima Central. Escala 1:500.000. Soreg-Manaus. Cap 3.3, pp. 20-33.
- Roever, R.P.; Korsch, R.J. 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major element data. *Chemical Geology* 67:119-139.
- Slack, J.F.; Shaw, D.R.; Leitch, C.H.R.; Turner, R.J.W. 1968. Turmalinites and cotecites from the Sullivan Pb-Zn-Ag deposit and vicinity, British Columbia: geology, geochemistry, and genesis. In: Lyden, I.W.; Höy, T.; Slack, J.F.; Knapp, M.R. (eds.) The geological environment of the Sullivan Deposit, British Columbia. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No 1, pp 756-787.
- Spry, P.G.; Peter, J.M.; Slack, J.F. 2000. Meta-oolites as exploration guides to ore. Jr. Spry, P.G.; Marshall, R.; Volkes, F.M. (eds.) Metamorphosed and metamorphogenic ore deposits. Reviews in Economic Geology 11:183-201.
- Taylor, S.R.; McLennan, S.M. 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, 312p.



CAUARANE - COEROENI BELT - THE MAIN TECTONIC FEATURE OF THE CENTRAL GUYANA SHIELD, NORTHERN AMAZONIAN CRATON

Léda Maria Fraga¹, Nelson Joaquim Reis¹ and Roberto Dall'Agnol²

¹CPEM - Geological Survey of Brazil

²UFPA - Federal University of Pará

Abstract - New geological data allied to a review of the information made available by pioneering work on the shield led to the proposition of the Cauarane-Coeroeni belt, a sinuous NW-SE/NB-SW/NW-SE mega structure connecting amphibolite to granulite facies metamorphic supracrustal rocks of the Coeroeni Group (Surinam), Karaka Complex (Guyana) and Cauarane Group (Roraima State, Brazil). The belt divides the shield into two contrasting domains and represents a major tectonic feature related to the amalgamation of Orissian magmatic arcs and pre-existing Rhyacian juvenile continental blocks at around 1.995 Ga (?). The Cauarane-Coeroeni belt is bordered to north by post-collisional 1.98-1.96 Ga high-K calc-alkaline I-type and A-type volcano-plutonic rocks, and to south by 1.95-1.93 Ga A-type foliated granites and charnockites and high-K, calc-alkaline, I-type granitoids and augen-gneisses.

Introduction - The Guyana Shield, northern Amazonian Craton, is one of the least studied Precambrian areas in the world and its tectonic evolution remains a matter of discussion. New geological mapping and geochemical and geochronological data allied to a review of the information made available by pioneering work on the shield, led to the proposition of the Cauarane-Coeroeni belt, a sinuous NW-SE/NB-SW/NW-SE mega structure characterized by high grade supracrustal rocks (Fraga et al., 2008) (Fig.1). The belt divides the shield into two contrasting domains. Preserved juvenile Rhyacian (2.22-2.08 Ga) granite-greenstone terrains and Archaean blocks and Rhyacian terrains partially recycled at around 2.07-2.03 Ga, occur in the northern domain. In the southern domain, basement either consists of rock units younger than 1.88 Ga, or has been significantly obliterated by extensive felsic magmatism in the 1.89-1.81 Ga interval during the Ustamã Event (Fraga et al., 2009 and references therein).

Part of the Cauarane-Coeroeni belt has already been proposed by Kronenberg (1976) as Central Guyana Granulitic Belt (CGGB) and confirmed by Bezange (1977). However, as pointed out by Delor et al. (2003), Gibbs & Barron (1993) did not considered the link between the Karaka and Coeroeni units as proposed by Kronenberg (1976), and reinterpreted the CGGB as a straight NB-SW structure extending from Suriname to Roraima State in Brazil. The CGGB (Fig.1, inset) has been prolonged to southwest in the northern part of Amazonas State, Brazil (Lima et al., 1982) and interpreted as a major Paleoproterozoic tectonic feature of the shield (Gibbs & Barron, 1993; Fraga et al., 1998; Reis et al., 2003). However, Fraga (2002) pointed out that the basement rocks and the high temperature foliations that define the belt along its north-eastern, central, and south-western part, were developed during different periods of the Paleoproterozoic evolution of the shield, indicating that the CGGB is not a coherent structure.

Fraga (2002) presented a geological sketch map of the Guyana Shield illustrating a sinuous belt of high grade supracrustal rocks (named Cauarane-Coeroeni belt by Fraga et al., 2008) corresponding to the main tectonic feature of the central part of the shield. Delor et al. (2003) has also mentioned a sinuous structure, named Roraima-Karaka-Coeroeni belt, including not only high grade supracrustal rocks, but also charnockites. However, the use of the term Roraima to denominate the belt as proposed by Delor et al. (2003) is not recommended as it refers to the Roraima Supergroup, including Paleoproterozoic sedimentary rocks.

The Cauarane-Coeroeni belt - The Cauarane-Coeroeni Belt corresponds to a NW-SE/NB-SW/NE-SW tectonic feature connecting continuous exposures of amphibolite to granulite facies metamorphic supracrustal rocks. The NW-SE oriented Coeroeni Group to east, in Surinam, prolongs to the Karaka Complex disposed in an ENE-WSW to NB-SW direction, in Guyana, which in turn connects to the NB-SW to NW-SE Cauarane Group to west, in Roraima State, Brazil. The belt can be traced farther northwest into the Parima region, where discontinuous exposition areas of the Aracaçu paragneiss disposed in the NW-SE direction are tentatively correlated to Cauarane-Coeroeni belt. The

NW-SE/NE-WSW/NE-SW trend of the high grade supracrustal belt largely fits to the major lineaments as observed from aero-magnetic and radar imagery.

The Coerense, Karaka, Casuarne and Anacapa supracrustal sequences comprise pelitic and quartz-feldspathic migmatitic paragneisses, with subordinate calc-silicate rocks, amphibolites, metabasites, quartzites, BIFs and metamorphosed mafic and ultramafic rocks (plus dolomitic marble in the Coerense Group). The rocks are polyfolded and were syn-kinematically metamorphosed under high grade conditions and low to moderate pressures (M_1) (Berruégé, 1977; Kroonenberg, 1976; Lazzarini & Reis, 2001; Riker et al., 1999). A subsequent static high grade metamorphic phase (M_2) has been also characterized (Berruégé, 1977; Kroonenberg, 1976) and related to the effect extensive granitic plutonism.

The 2.038 Ga U-Pb SHRIMP age reported for detrital zircon of a Casuarne paragneiss constrains the maximum age for the sedimentation of the unit (Santos, 2003). In Roraima the polyfolded supracrustal rocks occur as xenoliths inside non deformed I-type granitoids dated at 1.98, constraining the minimum age of the supracrustal unit. Concerning the age of metamorphism, the available data do not support a definitive proposition. A recently obtained 1995 ± 4 Ga (U-Pb SHRIMP age on monazite) of an S-type granitic body, related to migmatitic paragneisses is preliminarily interpreted as the metamorphic peak of the syn-kinematic metamorphism (M_1) (Fraga et al. 2008). An age of 1.989 ± 4 Ga (U-Pb SHRIMP, Santos, 2003) for a migmatitic paragneiss of the Casuarne Group is tentatively interpreted as reflecting the static metamorphism (M_2).

Extensive high-K calc-alkaline I-type and also A-type volcano-plutonic rocks, with ages mainly in the 1.98-1.96 Ga interval, border the Casuarne-Coerense belt to the north and lack the deformation and high grade metamorphism recorded in the belt. 1.97-1.96 Ga high-K calc-alkaline I-type and S-type granitoids (Almeida et al., 2007) also occur far south of the supracrustal belt. The Casuarne-Coerense belt is bordered southward by 1.95-1.93 Ga A-type foliated granites and charnockites recording syn-kinematic emplacement in deep crustal levels and also high-K, calc-alkaline, I-type granitoids and aegir-gneisses. A lens of orthopyroxenite dated at 1.94 Ga (Santos, 2003) also occurs south of the Casuarne-Coerense belt. In Roraima, fragments of a 2.03 Ga old crust corresponding to TTG associations and dominantly low-K calc-alkaline rocks of the Anauá Complex and Trairão Suite, have recently been identified in the proximities of the Casuarne-Coerense belt and in the block south of the belt and have been interpreted as remnants of magmatic arcs (Fraga et al., 2009 and references therein). It is accepted that these 2.03 Ga terranes prolong to the western Roraima state.

Tectonic discussion - The evolution of volcanic arcs and active continental margins prevailed in the domain north of the Casuarne-Coerense belt in the 2.11-2.22 Ga period. In the Anauá block collision related granulite-facies metamorphism occurred at about 2.10-2.09 Ga, and migmatization at about 2.06-2.04 Ga (Rosa-Costa et al., 2006). High grade metamorphism (and also charnockitic magmatism) occurred at 2.06-2.05 Ga in the Baldoia belt (Delor et al., 2003). In the Imataca complex the metamorphic peak of the collision related high grade metamorphism occurred at 2.05-1.98 Ga (Tassinari et al., 2004). We propose that the ongoing of the collisional process recorded in the Imataca Complex resulted in the switch of the site of the subduction zones and orogenic processes to south. At this stage, the Grenvillian (2.03-2.02 Ga) Anauá and Trairão magmatic arcs developed at the border of recently built Rhyacian blocks and were then subsequently amalgamated. It is proposed that the Casuarne-Coerense belt records this process of amalgamation, represented by high grade metamorphism and polyfolding of the supracrustal rocks and generation of syn-collisional S-type granites (at around 1995 ± 4 Ga?). The evolution of Casuarne-Coerense "basin" is assumed to be related to an active continental margin. Riker et al. (1999) admitted a back arc setting for the Casuarne Group. After the collisional stage the Casuarne-Coerense belt was submitted to rapid exhumation, and 1.98-1.96 Ga post-collisional I-type and A-type plutono-volcanism took place northward. The 1.97-1.96 Ga I-type and S-type granitoids cropping out far south of the belt were interpreted as syn-collisional (Almeida et al. 2007) suggesting that the collision has not been synchronous along the shield. At 1.95-1.93 Ga I- and A-type and charnockitic magmatism, coeval to high grade metamorphism in subordinate areas took place immediately south of the belt, in a probably transpressional post-collisional site.

Concerning the geochronological models of Tassinari and Macambira (2004) and Santos (2000) and Santos et al. (2006), the provinces proposed for the Amazonian craton do not fit well to the Caenozoic-Cenozoic belt (Fig. 2) suggesting that these models should be re-evaluated.

References

Almeida, R.M., Macambira, M.J.B., Oliveira, R.C., 2007. Geochemistry and zircon geochronology of I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from south-eastern Roraima, Brazil: Gouvierian collisional magmatism evidence (1.97-1.96Ga) in central portion of Guyana Shield. *Proc. Res.*, 155, 69-97.

Bertrange, J.P., 1977. The geology of southern Guyana, South America. Overseas Memoir 4, Institute of Geological Sciences, London, p. 12.

Delor, C., Ravier, B.W.F.de, Lafon, J.M., Lahondère, D., Rossi, P., Corberie, A., Guerot, C., Patrel, A., 2003. The Balakois ultrahigh-temperature granulite belt (Socorro): II Implications for late Transamazonian crustal stretching in a revisited Guiana Shield framework (2nd Ed.). In: *Geologie de la France*, vol.3-4, p.207-230.

Fraga, L.M., 2003. A Associação Amantito-Mangueiro Granitos Espalivados (AMGE) da Cinturão Guiana Central e seus embasamentos paleoproterozoicos: Evolução Estrutural, Geocronologia e Petrologia. 351p., 2 mapas. Doctoral Thesis, Universidade Federal do Pará, Belém (abstract in English).

Fraga, L.M.B., Reis, N.J., Costa, J.B.S., 1998. O Cinturão Guiana Central no Estado de Roraima. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 40. Belo Horizonte. Anais. Sociedade Brasileira de Geologia, p.411.

Fraga, L.M., Reis, N.J., Dall'Agnol, R., Armstrong, R., 2008. Caenozoic - Cenozoic Belt – The tectonic southern limit of the preserved Rhyacian crustal domain in the Guyana Shield, northern Amazonian craton. In: *International Geological Congress*, 31. Oslo, Norway. Abstract, [CD-ROM].

Fraga, L.M., Macambira, M.J.B., Dall'Agnol, R., Costa, J.B.S., 2009. 1.94-1.93 Ga charnockitic magmatism from the central part of the Guyana Shield, Roraima, Brazil: single zircon evaporation data and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 27 (2009), pp. 247-257.

Gilba, A.K and Barron, C.N., 1993. The Geology of the Guiana Shield. Oxford University Press, New York, Clarendon Press. 245 p.

Kronenberg, S.B., 1976. Amphibolite-facies and granulite-facies metamorphism in the Caenozoic-Lucie area, southwestern Socorro. PhD Thesis, Amsterdam, Geol. Mijnb. Dienst. Sur. Med., 35, 109-289.

Lima, M.L.C. de, Oliveira, R.P. de, Tassinari, C.C.G., 1983. Cinturões granulíticos da porção setentrional do Cráton Amazônico. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 1. Belém. Anais. Sociedade Brasileira de Geologia, vol. 1, p. 147-162.

Luzardo R. & Reis N.J. 2001. O Grupo Caenozoico (Estado de Roraima): uma breve revisão litostratigráfica. In: SBG/Núcleo Norte, *Simpósio de Geologia da Amazônia* 7, Belém, Pará, Workshop II, 43-45.

Eiler S.R.L., Araújo R.V., Reis N.J. 1998. Grupo Caenozoico. In: CPRM (ed.) *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.30-X-D (integração), NA.30-X-A, NA.30-X-C, NA.31-V-A e NA.31-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima. CPRM. Superintendência Regional de Manaus, capítulo 3.3, pp.28-33.*

Reis, N.J., Fraga, L.M.B., Faria, M.S.G. de, Almeida, M.R., 2003. Geologia do Estado de Roraima, Brasil. In: *Geologie de la France*, vol. 2-4, p.131-134.

Rosa-Costa, L.T., Lafon, J.M., Delor, C., 2006. Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamic evolution of the southeastern Guiana Shield, north Brazil. *Gondwana Research* 10, 277-300.

Santos, J.O.S. dos, 2005. Geotectônica das escadas das Guianas e Brasil-Central. In: *Técnica e Recursos Minerais do Brasil*, L.A.Bisoi, C. Schobbenhaus e M. Vidotti B.J.H. Gonçalves (eds.) CPRM, Brasília.

Santos, J.O.S. dos, Hartman, L.A., Faria, M.S.G., de, Eiler, S.R.L., Souza, M.M. de, Almeida, M.R., 2006. A Compartimentação do Cráton Amazonas em Províncias: Avanços obtidos no período 2002-2006. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 9. Belém. Sociedade Brasileira de Geologia, [CD-ROM].

Santos, J.O.S. dos, Hartman, L.A., Gaudette, H.R., Gowes, D.I., Mernaghian, N.J., Fletcher, L.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.

Tassinari, C.G., Mombá, J.M.D., Teixeira, W., Palácias, T., Natanson, A.P., Souza, C., Santos, A.P., Cabada, B.O., 2004. The Imataca Complex, NW Amazonian craton, Venezuela: Crustal evolution and integration of geochronological and petrological cooling histories. *Episodes*, 27, 3-13.

Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B., 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: *Manfredo Neto, V.; Bastarelli, A.; Carneira, C. D. R.; Neves, B. B. B. (orgs.) Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. S. Paulo, BRCA. p. 471-485.

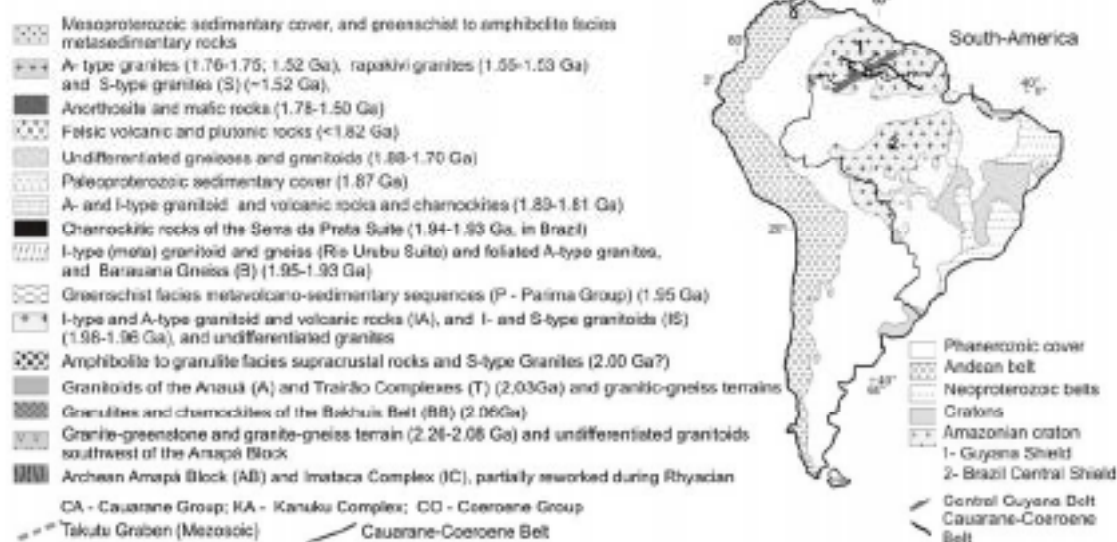
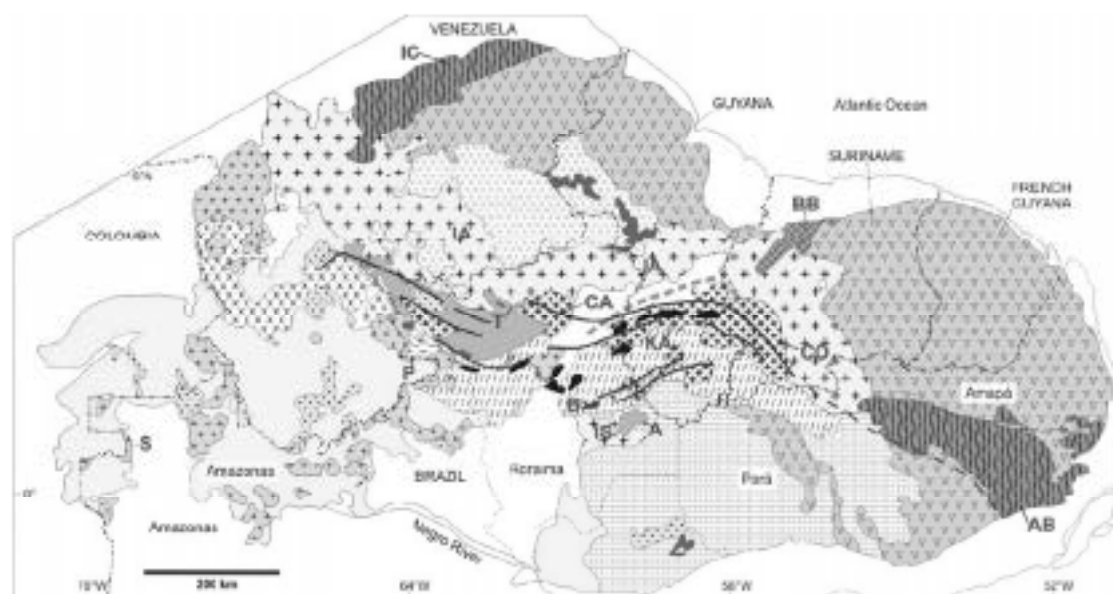


Fig. 1. Geological sketch map of the Guyana Shield (Fraga et al., 2009).

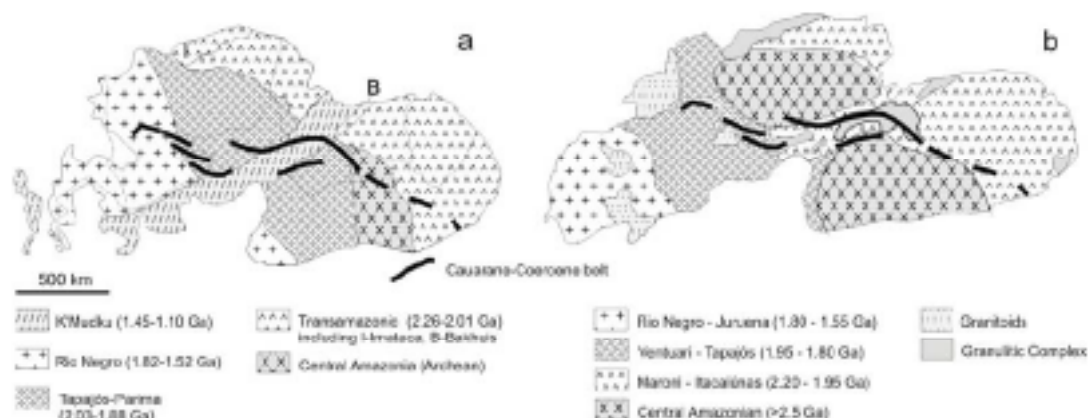


Fig. 2. Geochronological provinces for the Guyana Shield: a) Santos et al., (2000, 2006); b) Tessitore and Maczko (2006).

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DO COMPLEXO JAUAFERI NA REGIÃO DE MOURA E POSSÍVEIS CORRELAÇÕES COM ROCHAS META-ÍGNEAS DA REGIÃO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO.

Andréa Cristina Souza¹, Kellen Lissandra Gomes Viana¹, Ivaildo Rodrigues da Trindade², Ríselva Sefimairy Campelo do Nascimento².

1 – Curso de graduação em Geologia, Universidade Federal do Amazonas, Manaus - AM.

2- PPGGGe/UFAM, FAPRAM Manaus - AM.

Resumo: O Complexo Jauaperi na Vila de Moura-AM, é composto por gnaiesses monzo e sienograníticos cinza a rósea, inequigranulares, de granulção média a grossa, quartzo-feldspática, com hornblenda e biotita e como acessórios opaca, zircão, apatita, alarita, titanita, epidoto, sericita e clorita. O arcabouço estrutural tem direção preferencial N-S a NB-SW. Microtexturas como formação de subgrãos, lamelas de deformação, microclínio reformatado e reaviação de hornblendas + plagioclásio (An > 17%) indica condições de metamorfismo de fácies anfíbolito. Na região de Presidente Figueiredo, entre os quilômetros 151 e 155 da BR 174, afloram rochas granitoides ácidas cortadas por diques básicos. Essas rochas apresentam indícios de deformações como diques de rochas básicas dobradas, além de microtexturas como extinção cordante, desenvolvimento de subgrãos e lamelas de deformação em quartzos e plagioclásios, além de foliações dobradas nos diques básicos.

Introdução: O Complexo Jauaperi tem ampla ocorrência a norte do estado do Amazonas e sul do estado de Roraima. No estado do Amazonas aflora nos rios Jauaperi, Abalaú e Parão; também ocorre como inselbergs na planície cenozóica nas proximidades do rio Preto, além de uma expressiva área na região de Moura (Reis *et al.* 2006).

Essa unidade inicialmente foi designada de Grupo Anáim (Rampal & Durstão 1970, Araújo Neto & Moreira 1976), Associação Anáim-Kayumini (Brazon & Rampal 1972), Associação Anáim (Boufira *et al.* 1974), Grupo Moura (Santos *et al.* 1974), Complexo Metamórfico Anáim (CPRM 1998 e 2000) e por fim "Suíte Metamórfica Jauaperi" (CPRM 2002, 2006). Compreende ortogneisses, migmatitos, metagranitos e diques de anfíbolitos com estruturação geral nas direções N-S e NB-SW e metamorfismo na fácies xisto verde a anfíbolito superior. Estudos regionais mostram que os gnaiesses e augen gnaiesses destes complexos apresentam coloração cinza a rosa, composição monzogênica e sienogênica e mineralogia representada por quartzos, plagioclásio, microclínio, hornblenda, biotita, minerais opacos, zircão, apatita, alarita, titanita, epidoto, sericita e clorita.

Rochas granitoides ácidas a intermediárias seccionadas por diques de rochas básicas afloram ao longo da BR-174 entre os quilômetros 151 e 174 na região do município de Presidente Figueiredo. Estas litologias fazem parte de um terreno granito-gnáissico, cujas rochas aflorantes entre os quilômetros 151 e 155 têm gerado controvérsias com relação à natureza do metamorfismo ali atuante e qual seria o seu protólito. Alguns pesquisadores acreditam tratar-se do Complexo Jauaperi, entretanto outros defendem a hipótese de tratar-se de rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé recristalizadas por metamorfismo de contato gerado pela intrusão do Granito São Gabriel da Suíte intrusiva Mapuera.

Apesar da grande área de ocorrência do complexo Jauaperi no estado do Amazonas, e da região de Moura ser considerada como a área tipo de sua ocorrência, nenhum estudo específico, no sentido de caracterizar petrograficamente e petrologicamente, tinha sido realizado nessa região. Na região de Presidente Figueiredo, apesar de contar com vários trabalhos de pesquisas geológicas, ainda conta com poucos estudos detalhados com ênfase em geologia estrutural e caracterização petrográfica.

Diante desta ausência, torna-se importante caracterizar o Complexo Jauaperi, aflorante em Moura, e as rochas meta-ígneas da região de Presidente Figueiredo, a fim de realizar uma comparação entre estas unidades litológicas, identificar seus protólitos e estabelecer a real posição dessas rochas na coluna litotestratigráfica da Província Tapajós-Parima.

Material e Métodos: Este trabalho foi desenvolvido segundo três etapas: a primeira, em escritório, consistiu do levantamento das informações bibliográficas relevantes à geologia da região e confecção do mapa de localização da área a ser estudada. A segunda, de campo, consistiu de análises

macroscópicas de afloramentos, medidas de atitudes de estruturas planares e lineares e coleta sistemática de amostras para confecção de seções delgadas. A terceira, em laboratório e escritório, consistiu na descrição petrográfica das seções delgadas, análise e interpretação das texturas observadas nos estudos petrográficos e aspectos macroscópicos dos afloramentos.

Resultados: Foram coletadas amostras do embasamento gnáissico na região de Moura, nos pontos de coordenadas $1^{\circ}27'22,5''$ S, $61^{\circ}38'8,6''$ W e $1^{\circ}28'16,5''$ S e $61^{\circ}38'16''$ W, e na região de Presidente Figueiredo foram coletadas amostras em três pedreiras entre os Km 150 e 155 da BR 174. A primeira (do Sr. Sérgio) localizada nas coordenadas $1^{\circ}42'03,9''$ S, $60^{\circ}09'13,2''$ W, a segunda (do Sr. Eduardo) em $1^{\circ}42'00,7''$ S, $60^{\circ}09'19,3''$ W e a terceira (do Sr. Ferreira) em $1^{\circ}41'02,6''$ S, $60^{\circ}09'25,4''$ W.

Os gnáisses do Complexo Imaperi, que afloram na região de Moura, apresentam coloração cinza e cinza a róseas, inequigranular média a grossa, apresentando uma foliação predominantemente marcada pela orientação de cristais de feldspatos e minerais máficos com arcabouço estrutural com direção preferencial N-S a NE-SW. Os estudos petrográficos revelaram que a matriz é constituída, principalmente por quartzo, plagioclásios e microclínio. O quartzo apresenta extinção ondulante, mostra contatos retos poligonais com outros grãos de quartzo, formando assim uma textura poligonal resultante de uma recristalização estática. Ocorrem duas gerações de microclínio, a primeira ocorre como cristais hipidiomórficos a xenomórficos juntamente com quartzo e plagioclásios e a segunda por cristais de microclínio neoforados que ocorrem como cristais neoforados intersticiais. Os Plagioclásios também apresentam duas gerações: a primeira são cristais xenomórficos, possui o núcleo alterado (suscetibilização), são xenomórficos possuem geminação múltipla paralela apresentam levemente dobradas, com migração de limite de grãos, extinção ondulante e contatos retos formando uma textura poligonal. As biotitas são xenomórficas a hipidiomórficas, com coloração marrom pálido, apresentam contato reto com quartzo e plagioclásio e bordas de reação com cristais de hornblenda, titanita, espinélio e com alguns cristais de quartzo, plagioclásios e microclínio de segunda geração; juntos, definem a foliação principal da rocha. As hornblendas são xenomórficas a hipidiomórficas com coloração verde, apresentam bordas de reação com cristais de plagioclásio, quartzo, espinélio e biotita. Alguns cristais apresentam a superfícies curvadas e preenchidas por quartzo. Os minerais acessórios são, zircão, apatita, titanita, espinélio que apresenta bordas de reação com cristais de plagioclásios, quartzo, biotita e hornblenda, e os minerais opacos que apresentam suas bordas com cores de reações discretas a moderadas.

Na região de Presidente Figueiredo os afloramentos se apresentam dispostos em forma de frente de lava, a litologia principal é uma rocha félsica de composição gnáissica cortada por diques de rochas máficas, intermediárias e pegmatíticas.

Na pedreira do Sr Sérgio os afloramentos, no canal do Rumo Certo, estão dispostos em forma de frente de lava. A litologia principal é a rocha gnáissica de cor rosada fina com diques de rochas máficas, intermediárias e pegmatíticas. Os contatos dos diques máficos com a encizante félsica são na maioria retos, porém alguns se apresentam dobrados. Observa-se localmente que os diques máficos estão com fraturas transversais que se encontram preenchidas por material pegmatítico. Também possuem injeções de material pegmatítico em fraturas nos diques máficos, às vezes sugerindo mistura de magmas. Em uma da parte da pedreira, pode-se perceber dois diques dobrados com contatos irregulares com a rocha félsica onde ambos aparentam possuir mineralogias distintas; um dos diques parece ser basicamente máfico, o outro, aparenta ser uma rocha intermediária com injeções de material quartzo feldspático. De outro ângulo da pedreira pode-se observar um corpo félsico com inclusões de rocha básica no qual um dique pegmatítico o corta perfazendo um contato reto, não apresentando continuidade na rocha encizante félsica. Os veios pegmatíticos e as fraturas contêm quartzo e sulfetos como pirita, arsenopirita e calcopirita.

As rochas gnáissicas da pedreira do Sr. Eduardo apresentam coloração rosada, textura média a fina e também apresenta diques básicos, cujos contatos são retos e ondulados. Alguns desses diques são cortados transversalmente por pegmatitos. As rochas apresentam vários sistemas de fraturas, além de indícios da atuação de deformação no campo frágil/dúctil como dobras suaves e rompimento de diques.

Na pedreira do Sr. Ferreira existem características que se assemelham àquelas da pedreira do Sr. Eduardo, tais como frente de lava apresentando planos de fraturas e de contatos ondulados entre

diques de rochas básicas e as graníticas, além da presença de bolsões pegmatíticos em rochas félsicas, intrusão de material máfico em félsica e veios dobrados, além de zonas de cisalhamentos centimétricas a métricas com atitudes de $S5^{\circ}E/37^{\circ} SW$ a $N22^{\circ}E/83^{\circ} SE$.

Foram analisadas seções delgadas em rochas ácidas, básicas, intermediárias e veios pegmatíticos. Nas rochas ácidas tem-se o quartzo como fase mineral dominante, é hipidiomórfico a xenomórfico, alongado, pouco fraturado, com inclusões, têm extinção cadavante, desenvolvimento de subgrãos indicando recristalização dinâmica, formação de contatos poligonais indicando recristalização estática, contornos saturados, retos e irregulares. O plagioclásio (An 30-40) é hipidiomórfico a xenomórfico com geminação albita, extinção cadavante. Alguns cristais apresentam textura mimemática e antiperítica, encontram-se desestabilizados (suscetibilizados) com formação de epidoto, sericita e carbonatos, têm inclusões, contornos irregulares, côncavos e retos. O microclínio apresenta formas variando de xenomórfico a hipidiomórfico, encontra-se bastante alterado, com desenvolvimento de subgrãos e extinção molotante. Tem contatos retos e irregular, inclusões e exibe textura perítica. Alguns cristais de microclínio são formados intersticialmente sugerindo um processo de fusão parcial (anatexia). A biotita é xenomórfica a hipidiomórfica e alongada. E com um preenchimento microfíctores e desenvolveram contornos irregulares. Apresentam inclusões de apatita e zircão. A moscovita é hipidiomórfica a xenomórfica, exibe contorno irregular, preenche microfíctores e desenvolve-se na superfície de plagioclásio. Como minerais acessórios têm-se minerais do grupo do espinélio, opacos, apatita, titanita e zircão.

Nas rochas básicas tem-se porfiroclastos de plagioclásio bastante alterados dentro de uma matriz fina constituída por anfíbólio, piroxênio, quartzo e plagioclásio. Como minerais acessórios têm-se epidoto, titanita e opacos, mas em geral o anfíbólio (seção prismática e basal) representa a fase mineral dominante, são hipidiomórficos a xenomórficos, apresentam inclusões de piroxênio, opacos e biotita, contornos saturados e retos, são alongados, dobrados e utilizados. Juntamente com o piroxênio e biotita definem uma foliação na rocha. Os cristais de piroxênio (clinoiroxênio e ortopiroxênio) são xenomórficos a hipidiomórficos apresentam seções basais e prismáticas, têm contornos retos, irregular e côncavo. Mostram geminação simples e inclusões de minerais opacos e biotita. As biotitas apresentam-se em forma de placas hipidiomórficas com contornos retos e irregulares, crescem sobre outros minerais, apresentam-se dobrados e com anfíbólios e piroxênios definem uma foliação. Os cristais de plagioclásio são hipidiomórficos a xenomórficos, apresentam geminação simples e lei da albita. É possível distinguir duas gerações de plagioclásio: a primeira apresenta-se bastante suscetibilizada indicando ter origem ígnea, tem contatos retos e irregular, e na segunda, os cristais estão bem preservados apresentando geminações, contatos retos e saturados e pouca alteração. Os cristais de quartzo são xenomórficos, apresentam extinção molotante e contornos côncavos e irregulares. Os minerais acessórios como, titanita, opacos e minerais do grupo do espinélio encontram-se disseminados na rocha ou associados a minerais ferromagnesianos; são xenomórficos a hipidiomórficos e apresentam contatos retos e côncavo.

Os veios pegmatíticos são constituídos principalmente por quartzo e plagioclásio com pouco microclínio. Os cristais de quartzo são xenomórficos a hipidiomórficos, apresentam contatos retos e saturados e possuem extinção cadavante. Os cristais de plagioclásio são xenomórficos a hipidiomórficos, apresentam geminação lei da albita, contatos saturados e alguns cristais estão suscetibilizados. Os cristais de microclínio são xenomórficos a hipidiomórficos, apresentam contatos retos e côncavo e estão bastante suscetibilizados. Os cristais de calcita são xenomórficos e apresentam contatos côncavos.

Discussão e Conclusões: Na região de Moura, nas análises macroscópicas e petrográficas pode-se observar estruturas como foliação proeminente e algumas microtexturas que atestam as condições de deformação e metamorfismo a que a rocha foi submetida como, por exemplo, migração de limites de grãos, extinção molotante em cristais de quartzo e feldspatos, geminações de plagioclásios deformados, recristalização dinâmica com formação de subgrãos e lamelas de deformação e recristalização estática marcada por contatos retos poligonais entre cristais de quartzo e feldspatos.

As microtexturas como extinção cadavante e deformação de geminação de plagioclásios, além de cristais de microclínio neoformado infiltrado entre limites dos cristais de quartzo e plagioclásio, indicam que esse microclínio foi produto de fusão anatectica. A associação de hornblenda +

plagioclásio (An > 17%) indica condições de metamorfismo de fácies anfibolito (> 600°C) para os gnaizes dessa região, confirmando que deve se tratar do embasamento do Domínio Uatumã-Arará, província Tapajós-Paraná, citada na literatura como Complexo Isaperi.

As rochas da região de Presidente Figueiredo, macroscopicamente exibem dobras simples observadas nas rochas básicas. As análises microscópicas preliminares mostram características indicativas de metamorfismo, como microtexturas tipo recristalização estática e dinâmica, grãos deformados, migração de limites de grãos e geração de microclínio intersticiais, direções preferenciais, e foliações dobradas vistas principalmente nos diques de rochas básicas. Alguns pesquisadores defendem a hipótese de que essas rochas pertencem às vulcânicas do Grupo Iricomê, recristalizadas por metamorfismo de contato, porém as observações de campo e petrográficas como diques e foliações dobradas indicam a atuação de deformação, o que não acontece em um metamorfismo de contato. Quanto aos diques máficos e às rochas félsicas, os aspectos de campo não suportam a hipótese de mistura de magmas, pois os contatos entre ambos são na maioria retos e bruscos indicando relação de intrusão das máficas; também se observa diques de rochas plutônicas (diárito) que são formados em profundidade nas rochas félsicas.

Com base no exposto acima, ainda não temos como estabelecer uma conexão de cogneticidade entre os gnaizes da região de Moura e as rochas meta-ígneas da região de Presidente Figueiredo, necessitando de dados adicionais de geoquímica e isotópicos.

Referências bibliográficas:

- Arraji, Neto H. e Moreira H.L. 1978. Projeto Estanho de Aborani. MMB/DNPM/CPRM. Brasília, vol. 1, 212p. Costi H.T., Santiago A. F., Pinheiro S. S. 1984. Projeto Uatumã-Itapu, Rel. Final. Manaus: CPRM - SURBG-MA. 133p.
- Borfin, L. C. F., Ramgob G. B., Uchôa I.B., Viêgas Filho J. E., Mandetta P., Kuyumjian R. M., Pinheiro S.S. 1974. Projeto Roraima, Relatório Final. Manaus DNPM/CPRM, vol. IA-D, II. 1974.
- Braz, O.P.G., Ramgob G.B. 1972. Geologia do Território de Roraima. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 26. Anis, Belém, Pará. SBG, v.2, p.68-70.
- Reis, N.J., Almeida M.B., Ribeiro S.L., Ferreira A.L. 2006. Geologia e recursos minerais do Estado do Amazonas. MMB/CPRM/CIAMA, Programa de Geologia do Brasil (mapas geológicos estaduais 1:1.000.000), Manaus, 125p.
- CPRM. 1998. Programa Levantamento Geológico Básico 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. Estado do Amazonas. Escala 1: 500.000. Brasília, CD-ROM.
- CPRM. 2000. Programa Levantamento Geológico Básico do Brasil. Caracará, Folhas NA-20-Z-B e NA-20-Z-D inteiras, NA-20-X-A, NA-20-Z-C, NA-21-Y-A e NA-21-Y-C. Estado do Amazonas. Escala 1: 500.000. Brasília, CD-ROM.
- CPRM. 2002. Geologia e Recursos Minerais da Amazônia Brasileira, Região Cratônica. Sistema de Informações Geográficas - SIG. Mapa na escala de 1: 1.750.000. CD-ROM.
- CPRM. 2006. Geologia e Recursos Minerais da Amazônia Brasileira, Região Cratônica, Sistema de Informações Geográficas - SIG. Mapa na escala de 1:1.000.000. CD-ROM.
- Ramgob, G.B., Damão R.N. 1970. Reconhecimento geológico dos rios Arará e Roraima, Relatório Inédito. Boa Vista, DNPM, 40 p.
- Santos, I.O.S., Moreira A. S., Pessoa M. R., Oliveira J. R., Maluf R. F., Veiga Jr. I. P., Nascimento J. G. 1974. Projeto Norte da Amazônia, Domínio Baixo Rio Negro. Relatório Final Integrado, DNPM/CPRM. Vol. 4.

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DO GRANITO ABONARI, MUNICÍPIO DE PRESIDENTE FIGUEIREDO (AM)

Julio César Lombello^{1,2}, Ivaldo Rodrigues da Trindade², Valmir da Silva Souza^{2,3}, Marcelo Esteves Almeida², Jéssica Varella Maltf⁴, Renata da Silva Veras⁴, Marizely Pereira Neves⁴, Dessair Paulo Balduino Silva⁴

1 - CPRM, Serviço Geológico do Brasil, Manaus (AM)

2 - Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus (AM)

3 - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília (DF)

4 - Curso de Graduação em Geologia, Universidade Federal do Amazonas, Manaus (AM)

Resumo. O batólito granítico Abonari representa um volumoso magmatismo ocorrido no sul do estado das Guianas durante o Paleoproterozoico (1,87 Ga). O granito Abonari está inserido na Suíte Intrusiva Mapuera, cuja área de exposição, com cerca de 200 km² ocorre 90 km ao norte da sede do Município de Presidente Figueiredo, com acesso através da BR-174. Em geral, esse maciço granítico apresenta cor vermelha com matrizes cinza azuladas e textura inequigranular média a grossa, composição sienogranítica variando para monzogranítica, representada pelas fácies biotita sienogranitos e biotita monzogranitos cinza mesados, com álcali-feldspato granitos e biotita-quartzo álcali-sienitos subordinados.

Introdução. O batólito granítico Abonari (Araújo Neto & Moreira, 1976), objeto desse estudo, faz parte da Suíte Intrusiva Mapuera, intrusivo tanto nas rochas granitoides cálcio-álcalicas da Suíte Agua Branca como nas rochas vulcânicas do Grupo Iricumã (fig. 1B). Essas litologias fazem parte do volumoso registro de rochas graníticas paleoproterozoicas que aflora no Município de Presidente Figueiredo (Araújo Neto & Moreira, 1976, Veiga Jr. et al., 1979, Costa et al. 1979) (fig. 1A). Esse batólito granítico destaca-se nos perfis de seções remotas sob a forma de um maciço levemente ovalado e com cerca de 200km² de área. Segundo Araújo Neto & Moreira (1976), o maciço granítico Abonari apresenta característica petrográfica muito homogênea, sendo representado principalmente pelo tipo hastingsita granito com variações laterais discretas para o tipo biotita granito. Entretanto, tal homogeneidade não foi observada durante os novos levantamentos geológicos desenvolvidos pela CPRM-Manaus (2008), (Programa Geologia do Brasil - Cartografia da Amazônia), através do mapeamento geológico-estrutural na escala 1:100.000 (Projeto Uatumã-Abonari, folhas SA.20-X-D-III e SA.20-X-D-VI). Nesse sentido, esse trabalho apresenta novos dados petrográficos do batólito granítico Abonari.

Materiais e Métodos. O desenvolvimento desse trabalho envolveu a coleta sistemática de amostras em perfis sobre o batólito granítico Abonari e adjacências. Tais amostras foram então selecionadas, descritas macroscopicamente e submetidas a um estudo petrográfico de 16 lâminas delgadas, realizado conjuntamente nos laboratórios de petrografia da CPRM-Manaus e no Departamento de Geociências da UFAM.

Petrografia. O batólito Abonari apresenta composição sienogranítica a monzogranítica, com álcali-feldspato granitos e quartzo-álcali sienitos subordinados (fig. 1C). Microclínio, plagioclásio e quartzo constituem a paragénese fêlsica dominante, com biotita e anfíbrito (hornblenda, arfvedsonita?) como componentes máficos principais. Titanita, minerais opacos, allanita, epidoto, apatita e zircão são os acessórios mais comuns. Clorita, epidoto, carbonatos e sericita formam a paragénese mineral tardia, produtos da desestabilização de biotita, anfíbrito e feldspatos.

Os termos sienograníticos a monzograníticos com álcali-feldspato granitos subordinados predominam na borda ocidental do batólito, com a proporção modal de biotita e hornblenda variando de 8 a 15%. Na borda oriental do batólito predominam os termos biotita monzogranitos, sendo a

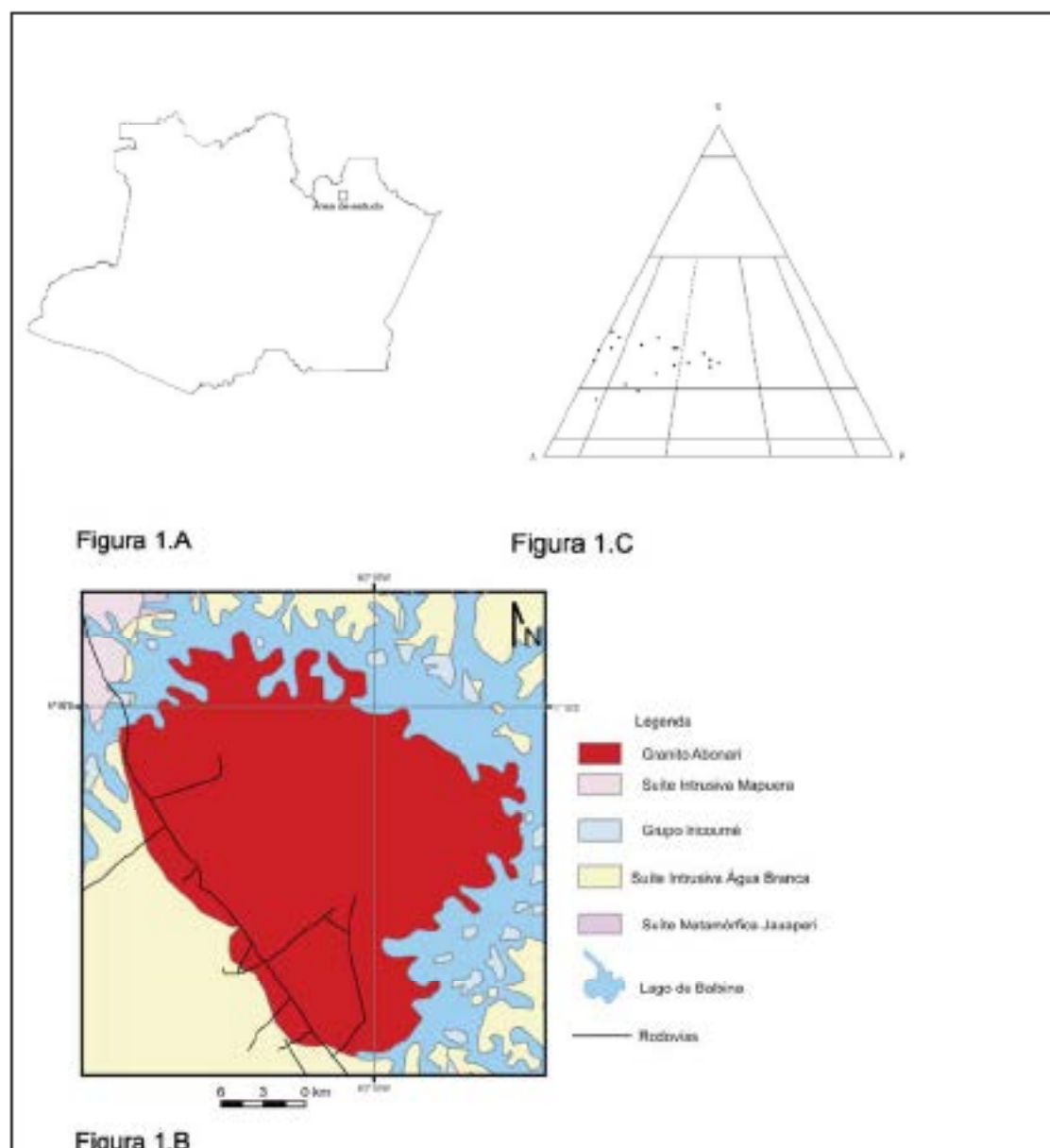


Figura 1: A - Localização da área de estudo no contexto do estado de Amazonas; B - Mapa geológico da área de estudo; C - Diagrama QAP com amostras plotadas conforme classificação de Streckeisen.

biotita raramente associada a hornblenda. No setor sul do batólito é caracterizado pela predominância de termos sienograníticos com álcali sienitos subordinados, onde o mineral máfico dominante é a biotita, apresentando variação modal de 6 a 10%. A fácies sienogranítica predomina amplamente no setor central do batólito e apresenta variação modal dos componentes máficos de 4% a 6%. Fotomicrografias com feições texturais são mostradas na fig. 2a-f).

O k-feldspato (microclínio) é a fase mineral dominante, ocorre sob a forma de cristais subédricos a esédricos, comumente apresentando geminações albíta-periclina, normalmente pertencidas (pequenas dos tipos fios e filetes) e com textura poiquilítica (frequentes microinclusiones de plagioclásio e quartzo). Alguns cristais mostram extinção ondulante e um extensivo microfaturamento indicando deformação cataclástica a protocataclástica pós-cristalização.

Os cristais de plagioclásio (An_{30-45} , oligoclásio) são tabulares subédricos a esédricos com tamanho de até 3mm, exibem planos de machucamentos polissintéticos irregulares e descontínuos, ocasionalmente

destacados por microfaturas, e frequentemente se mostram desestabilizados para epidoto, sericita e carbonatos. Ocasionalmente observa-se o desenvolvimento de um zonedamento composicional normal e nas zonas de contato oligoclásio-microclínio-quartzo a geração de mimosquitas em filetes e/ou vênulas.

O quartzo ocorre sob a forma de cristais subédricos a anédricos, distribuídos de modo intersticial junto à trama feldspática, exibindo forte extinção ondulante, microfaturas e contornos saturados, côncavos e retos, envolvidos por agregados recristalizados de quartzo, localmente formando agregados monocristalinos.

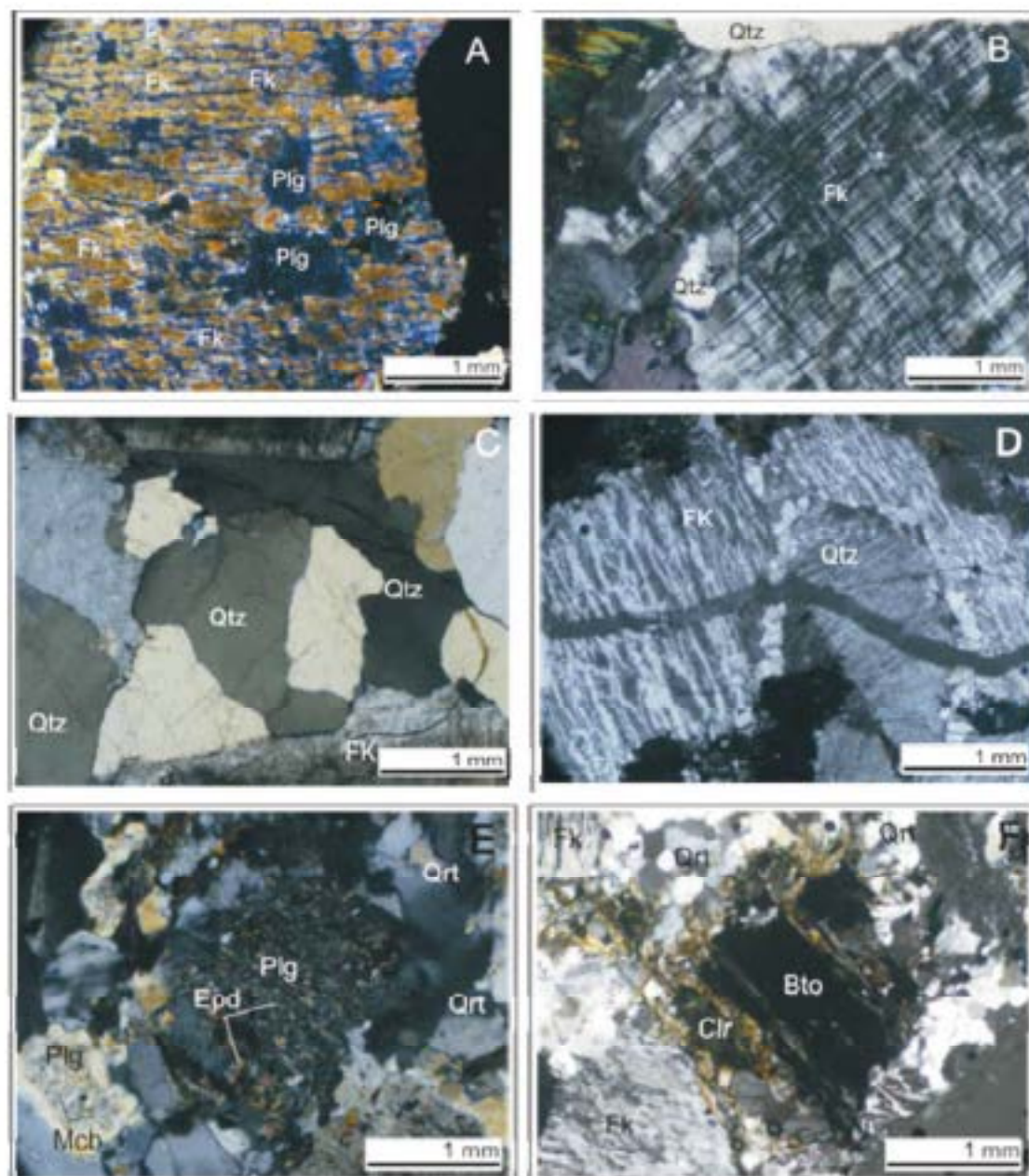


Figura 2: A,B - Cristais de microclínio apresentando texturas gartica e garsimples albíta-quartzo; C - Cristal de quartzo com feições tipo sub-galco; D - Finas cristais de quartzo preenchendo microfaturas; E - Epidoto de alteração de plagioclásio; F - Clorita de alteração de biotita.

A biotita possui maior variação modal nos sienogranitos e geralmente seus cristais são esdrúsculos a subédricos, exibindo forte pleocroísmo (costado escuro a marrom claro). Mostram-se parcialmente desestabilizados para clorita, principalmente ao longo dos planos de divagem e/ou nas bordas, além de comumente hospedarem microinclusiones de minerais metamórficos tipo zircão e allanita que desenvolvem halos pleocroicos em cristais de biotita.

Os cristais de anfibólio (hornblenda, arfvedsonita?) são subédricos e estão distribuídos de modo disseminado e/ou formando agregados associados à biotita e demais minerais acessórios. A hornblenda mostra-se desestabilizada para clorita, principalmente nas bordas.

Os minerais acessórios são, em geral, esdrúsculos a subédricos, estão distribuídos de modo disseminado e/ou associados aos agregados de minerais ferro-magnesianos (biotita e hornblenda), com destaque para a titanita que geralmente são cristais pseudo-losangulares de até 3 mm, e cristais arredondados de zircão. Os minerais opacos desenvolvem em suas bordas discretas a moderadas curvas titaníferas (titanita, rutilo?), as quais podem ser devidas ao abaixamento da temperatura que favorece a retirada de Fe-Ti da estrutura de ilmenite (Harlov 2000).

Considerações Finais. O Intruso granítico Abonari é um dos representantes das fases finais do volumoso evento vulcano-plutônico Uiramã-Mapuera que atingiu o sul do Escudo das Guianas durante o Paleoproterozoico (1,87-1,89 Ga). A caracterização petrográfica, geoquímica e isotópica (Sm-Nd, Sr-Sr, U-Pb) desse maciço são alvos de pesquisa em desenvolvimento junto ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFAM, cujos resultados certamente trarão esclarecimentos sobre a evolução petrogenética do magmatismo Abonari.

No momento, essa pesquisa permite com base na caracterização petrográfica do batólito granítico Abonari, individualizar as seguintes fácies: biotita sienogranitos, hornblenda-biotita sienogranitos, biotita monzogranitos, biotita-hornblenda álcali-feldspato granitos, arfvedsonita álcali-feldspato granitos e biotita quartzo álcali-sienitos subordinados. Em geral, a rocha apresenta arranjo textural inequigranular médio a grosso, hipidiomórfico com padrões cataclásticos a protocataclásticos subordinados, sugerindo deformação local atuada em regime de baixa temperatura (estado subsólido) e stress moderado.

Com base nos arranjos mineralógicos identificados, admite-se que o zircão, apatita e a titanita constituem as fases minerais mais precoces do processo de cristalização. Na sequência foram cristalizados minerais opacos e allanita, com os anfibólios e biotita sendo os máficos mais tardios. Finalmente, a paragénese félsica comprova a fase final de cristalização do magma granítico. Como fases tardias de alterações e transformações subsólidas formam-se sericita a partir dos plagioclásios e clorita a partir da biotita.

Agradecimentos. Os autores agradecem ao projeto de pesquisa CT-Amazônia (MCT/CNPq, Proc. Nº 575520/2008-8) e ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM) pelo apoio financeiro e logístico durante as etapas de campo. Aos moradores da zona rural do Município de Presidente Figueiredo pela atenção e hospitalidade a nós dispensadas.

Referências bibliográficas

- Araújo Neto H. e Moreira, H.L. 1976. Projeto Estanho do Abonari. MMR/DNPM/CPRM, Brasília, vol. 1, 252p.
- Creti, H.T., Santiago, A.F., Pinheiro, S.S. 1984. Projeto Uiramã-Iatupa, Rel. Final. Manaus: CPRM – SJRKG-MA. 133p.
- Harlov D.B. 2000. Titaniferous magnetite-ilmenite thermometry and titaniferous magnetite-ilmenite-orthopyroxene-quartz oxygen barometry in granulite facies gneisses, Hamble sector, SE Norway: constraints on the role high grade CO₂-rich fluids during granulite genesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 139:180-197
- Veiga Jr. J.P., Nunes A.C.B., Souza R.C., Santos I.G.S., Amaral J.R., Pessoa M.R., Souza S.A.S. 1979. Projeto sulfetos do Uiramã. Manaus, DNPM/CPRM, Relatório Final

MAGMATISMO DE IDADE SUNSÁS NO CENTRO-NORTE DO CRÁTON AMAZONAS

João Drexler Schneider Santos¹, Neal Jesse McNaughton², Marcela Esteves Almeida³

¹ University of Western Australia, Centre for Global Targeting, 35 Stirling Highway, Crawley, 6009 Western Australia-Australia. joao.santos@uwa.edu.au; ² Curtin University of Technology; ³ Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Superintendência de Minas.

Resumo

A região centro-norte do Cráton Amazonas, essencialmente Paleoproterozóica, crosta com uma faixa colisional -N50°E que corta três províncias distintas: Rio Negro, Tapajós-Purima e Transamazonas. Essa faixa é conhecida desde 1966 como faixa miocênica K'Mudku, onde o metamorfismo atingiu alto grau (anfíbólio alto e granulito) durante o Mesoproterozóico (1490-1140 Ma), formando titanita e zircão metamórficos, com idades estabelecidas por U-Pb SHRIMP (ver Santos *et al.*, este simpósio). Além desse metamorfismo, a região foi palco de magmatismo gabrítico e granítico mesoproterozóico, que agora começa a ser estudado. Este trabalho divulga as idades do Gabro Tapuruquara, acrescenta novas análises U-Pb no Granito Saracura, além de determinar uma idade mesoproterozóica (1179 ± 4 Ma) para o Batólito Sunsás do NB do Amazonas. Esse magmatismo é interpretado como uma ação reflexa às colisões do Orogênio Sunsás no norte e noroeste do Cráton Amazonas.

Introdução

Parte da região centro-norte do Cráton Amazonas foi formada durante o Mesoproterozóico (Santos *et al.*, 2006, 2008), onde a principal unidade tectônica é a faixa K'Mudku, produto de orogênese colisional que movimentou e metamorfoseou em grau alto rochas paleoproterozóicas das províncias Rio Negro, Tapajós-Purima e Transamazonas. Além de rochas metamórficas, diversas rochas intrusivas, tidas no passado como paleoproterozóicas, também foram geradas no Mesoproterozóico. Entre essas estão as rochas álficas-alkalínicas da Suíte Tapuruquara (noroeste do Amazonas e oeste de Roraima) e o Granito Saracura (nordeste de Roraima), conforme Santos *et al.* (2006). Souza *et al.* (2006) revelaram que o Granito Gavião, da região de Moura, no Amazonas, foi gerado em 1231 ± 5 Ma. O Granito Sunsás (Santos *et al.*, 1974) é um batólito granítico que ocorre na bacia do rio Curicuri, logo ao norte da borda setentrional da Bacia do Amazonas. A extensa região da área indígena Uaimiri-Aituarí permanece sem investigação geológica desde 1974. Essa região é chave para o entendimento da relação entre as províncias Rio Negro que ocorre a oeste e a Província Tapajós-Purima (Domínio Uaimiri), que ocorre a leste e também para investigar os efeitos da colisão K'Mudku na região. Uma tentativa de produzir alguns avanços no conhecimento foi feita através de datações U-Pb em amostras coletadas pelo autor sênior em 1973 durante o Projeto Norte da Amazônia e que permaneceram organizadas na literatura da CPRM em Manaus. O primeiro foco de estudo é dedicado ao Batólito Sunsás (Figura 1), cujas amostras correspondem a granitos dos campos 2 e 3A de Streckeisen (1976), ou seja, sienogranitos e ortochieio-granitos. Composicionalmente, portanto, se assemelham a granitos das suítes Mapuera e Malauquinha e por isso o corpo Sunsás tem sido respondido e interpretado com sendo um granito paleoproterozóico (± 1870 Ma), como fizeram Lourenço *et al.* (1978), Faria *et al.* (2005) e Zappettini *et al.* (2005). Também são apresentadas as idades do Gabro Tapuruquara e do Granito Saracura, mencionadas por Santos *et al.* (2006). Como o Granito Saracura, datado em 2001, apresenta duas idades mesoproterozóicas distintas, oito análises adicionais foram feitas para aprimorar o cálculo das duas idades presentes.

O Batólito Sunsás se encontra ao sul da extensa faixa colisional K'Mudku (Santos *et al.*, este simpósio) formada entre 1490 e 1147 Ma e ocorre a leste do Granito Gavião (mediações de Moura, Figuras 1 e 2), o qual, juntamente com o Granito Saracura e o Gabro Tapuruquara (Santos, 2005) foi gerado durante o Mesoproterozóico (1231 ± 5 Ma), conforme Souza *et al.* (2006). Maior número de cristais de zircões foram extraídos da mesma amostra J09 (Granito Saracura) datada por Santos *et al.* (2006) e foram separados e montados em epoxy para datações U-Pb SHRIMP.

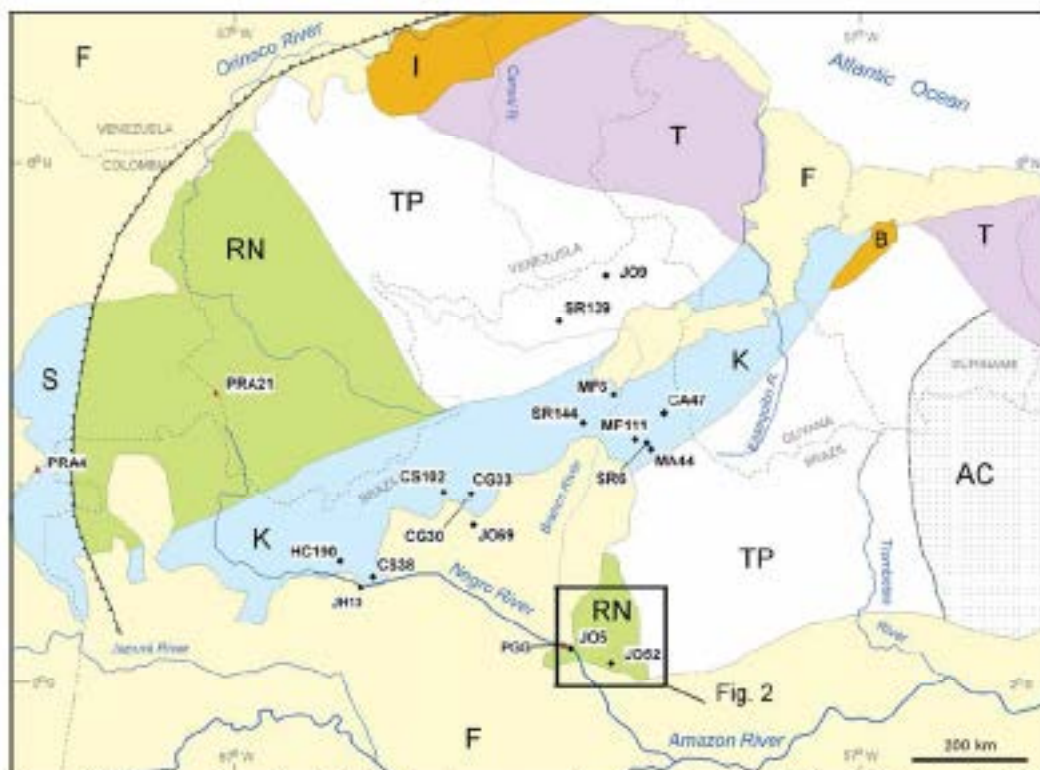


Figura 1. Mapa da parte centro-norte da Colômbia Amazônica mostrando as principais unidades tectônicas e a localização das amostras com idade U-Pb Mesoproterozoica. Amostras PRA4 e PRA21 conferem Priem *et al.* (1982); amostra PEG (Granito Garcia) de acordo com Souza *et al.* (2008). Amostra JO52 (Granito Samauá) este trabalho, dados amostrais obtidos por Santos *et al.* (2006; 2008). Principais unidades tectônicas, subdivididas de mais jovens para a mais antiga: F=Formosa; K=Fazda K'Malka; RN=Província Rio Negro; TP=Província Tapajós-Paraná; Complexo Belém (B) e Içeté (I); T=Província Transamazônica; AC=Província Amazonia Central.

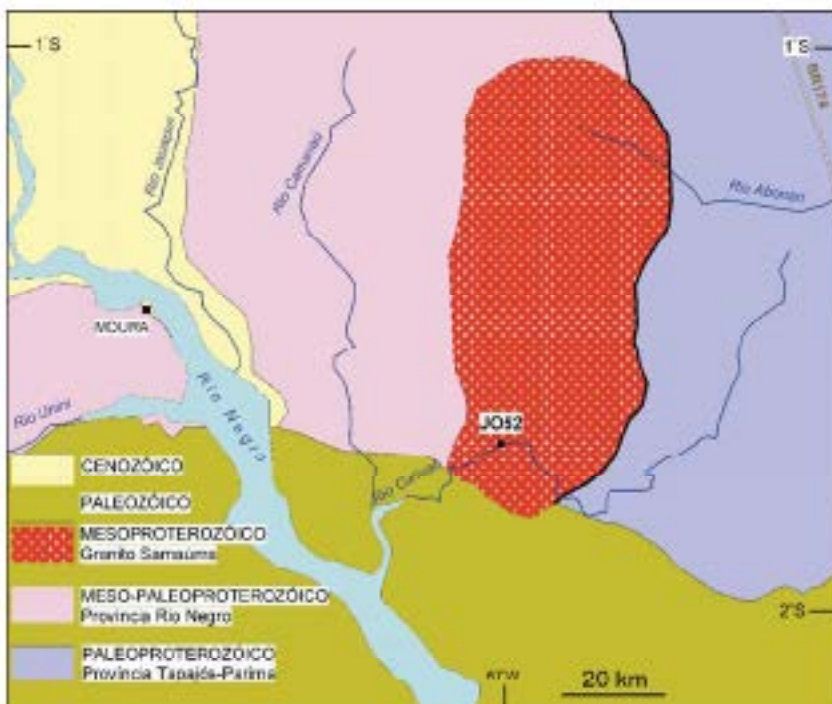


Figura 2. Mapa geológico simplificado mostrando a localização do Granito Samauá e da amostra JO52 selecionada para os estudos com U-Pb em zircão.

Metodologia

Foram usados procedimentos padrão para a preparação das amostras e para as análises U-Pb SHRIMP, os quais estão descritos em Santos *et al.* (2008). Os padrões de calibração do efeito matriz (relação Pb/U) usados foram HC266 (559 Ma e 903 ppm U). Foram empregados cinco scans para análises individuais e os dados foram processados usando os softwares SQUID e ISOPLOT (Ludwig, 1999, 2002). Todos os dados apresentados estão calculados a 2 sigma.

Idades zircônicas

A amostra JO52 (Granito Samaúma) possui zircões relativamente ricos em U (média de 1017 ppm), entre os quais predominam prismas longos (entre 200 µm e 300 µm), zonados e bem formados. Não foram observados núcleos mais antigos e bordas mais jovens. Doze análises em zircão revelaram duas populações distintas. Os zircões magnéticos (n=10) agrupam na idade $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ de 1179 ± 4 Ma, enquanto que dois zircões herdados são um pouco mais antigos, formados em 1212 ± 6 Ma (Figura 3). A amostra JO9 (Granito Saracura) possui duas populações de zircões: a população magnética tem $1308 \pm 4,5$ Ma (n=10), enquanto que a população herdada tem 1536 ± 7 Ma (n=6) – Figura 4. Foram feitas 21 datações na amostra HC190 (Gabro Tapuruquara) que somente contém zircões herdados. Apenas três deles possuem bordas magnéticas caracteristicamente muito ricas em U (4.500 ppm) e com idade de $1174 \pm$ Ma (média ponderada de idades $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$). As idades herdadas correspondem a eventos conhecidos na região (Figura 5): 1425 Ma (Serraó), 1789 Ma (Complexo Cambori da Província Rio Negro), 1928-1947 Ma (entombamento do Domínio Paríma em Roraima).

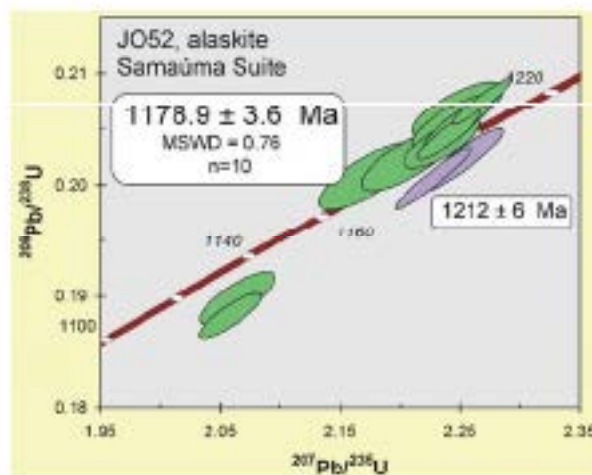


Figura 3. Diagrama de concordância mostrando a idade magnética em 1179 ± 4 Ma (n=10) e uma idade herdada em 1212 ± 6 Ma (n=2). As idades mencionadas estão calculadas a 2 sigma e são idades $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

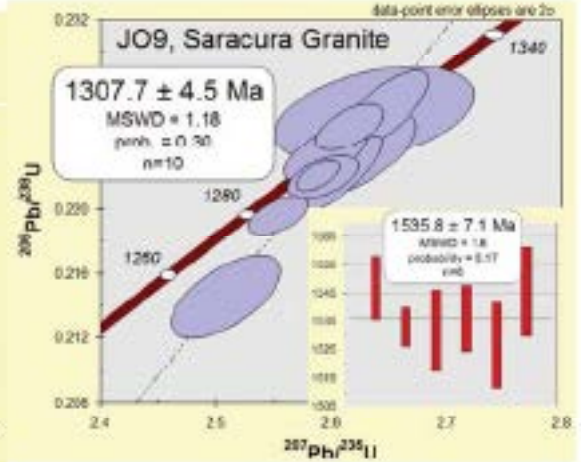


Figura 4. Diagrama de concordância para o Granito Saracura, indicando idade magnética em $1308 \pm 4,5$ Ma e uma população herdada em 1536 ± 7 Ma.

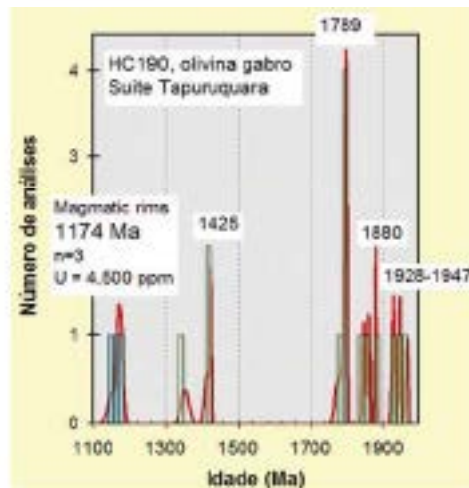


Figura 5. Diagrama cumulativo com as 21 idades U-Pb zircônicas no Gabro Tapuruquara (HC190). Idade magnética detectada apenas em bordas zircônicas, muito ricas em U. Os zircões herdados formam quatro grupos de idades em 1425 Ma, 1789 Ma, 1880 Ma e 1928-1947 Ma, todas temporalmente correspondem a eventos conhecidos na região.

Principais Conclusões

O Batólito Saracá é o terceiro corpo granítico com idade Sursis no centro-norte do Cráton Amazônico (além dos granitos Saracá e Gavião). Como a região é pouco estudada, é possível que o número de corpos magmáticos com idade Sursis seja bem maior. Um desses corpos pode ser o Charnóchito Balança do baixo curso do rio Saracá (Santos *et al.*, 1974). Como o batólito apresenta características de granito pós-colisional, a idade de 1179 Ma pode indicar que efeitos colisionais tipo K'Madku mais jovens que \pm 1180 Ma tenham sido modestos ou com distribuição geográfica restrita. O corpo é recoberto no sul pela Formação Prosperança. Isso confirma que essa formação é mais jovem que 1179 Ma e impossibilita sua correlação com a Formação Uruá (mais antiga que 1790 Ma; Santos, 2005) e com o Grupo Roraima (1875 Ma; Santos *et al.*, 2005). A idade do Granito Saracá evolui de 1317 ± 13 Ma ($n=5$; Santos *et al.*, 2006) para $1308 \pm 4,5$ Ma ($n=10$) e é deturpada uma população herdada com 1538 Ma representando paleomagmatismo correlacionável com a Suíte Saracá (1551 Ma) e o Granito Serra Macajá (1544 Ma; Gaudette *et al.*, 1996). O Gabro Taparupá foi gerado em tempos Sursis e encerra uma variedade de zircões herdados com idades correspondentes a eventos conhecidos na região. Possivelmente outros corpos graníticos da mesma suíte e presentes no NW de Roraima também sejam mesoproterozoicos. Os mapas geológicos da região (folhas SA.20 e NA.20) devem ter sua estratigrafia revista para passar a registrar magmatismo granítico e gabrítico mesoproterozoico.

Referências

- Faria M.S.G., Reis N.J., Almeida M.R., Oliveira M.A. 2005. Folha SA.20-Manaus. In: C. Schobbenhaus, J.H. Gonçalves, J.O.S. Santos, M.R. Abram, R. Leão Neto, M.M. Mates, R.M. Vidatti, M.A.B. Ramos, J.D.A. Jesus (eds) *Carta Geológica do Brasil em Miliômetros, Sistema de Informações Geográficas – SIG*. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. Edição 2004. CD-ROM.
- Gaudette H.H., Olszewski Jr W.J., Santos J.O.S. 1996. Geochronology of Proterozoic rocks from the northern part of Guiana Shield, Roraima, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, 9:183-195.
- Luiz de Lencastre R.S., Mantalvã R.M.G., Pinheiro S.S., Fernandes P.R.C.A., Pereira R.R., Fernandes C.A.C., Teixeira W. 1978. In: *BRASIL. Projeto RADAM. Geologia da Folha SA.20- Manaus*. Rio de Janeiro, DNPM, Geologia, Levantamento de Recursos Naturais.
- Ludwig K.R. 1999. Doing ISOPLOT/Rev, version 2: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronological Center Special Publication 1a*, 47 pp.
- Ludwig K.R. 2002. Squid 1.02, a user's manual. *Berkeley Geochronological Center Special Publication 2* (Berkeley, California, USA), 21 pp.
- Priem H.N.A., Andriessen P.A.M., Boekrijk N.A.I.M., de Boorder H., Helber R.H., Huguett A., Verbeeren H.A.Th., Vershure R.H. 1982. Geochronology of the Proterozoic in the Amazon Region of Southeast Colombia (Western Guyana Shield). *Geology of Surinam*, 41:329-342.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica das escadas dos Guianas and Brasil-Central, pp. 169-236. In: L.A. Bioni, C. Schobbenhaus, R.M. Vidatti, J.H. Gonçalves, J.H. (eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Brasília, ISBN 85-330-8790-3, 674 pp.
- Santos J.O.S., Souza M.M., Prates W.V., Barreto R.L., Pessoa M.R. 1974. *Projeto Norte da Amazônia, Domínio Beira Rio Negro, geologia da folha SA.20-X*. CPRM-DNPM, Manaus, volume II.A.
- Santos J.O.S., Potter P.B., Reis N.J., Hartmann L.A., Fletcher I.R., McNaughton N.J. 2003. Age, source and regional stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like outliers in northern South America based on U-Pb geochronology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 115:331-348.
- Santos J.O.S., Faria M.S.G., Eiler S.L.R., Souza M.M., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Almeida M.R., Fletcher I.R. 2006. A faixa colisional K'Madku no norte do Cráton Amazônico: reflexo intracrustal do Orogênio Sursis na margem ocidental do cráton. In: SBG-Núcleo Norte, X Simpósio de Geologia da Amazônia (CD ROM).
- Santos J.O.S., Faria M.S.G., Eiler S.L.R., Souza M.M., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Almeida M.R., Potter P.B. 2008. The collisional K'Madku Belt (Grenvillian age) in the northern Amazon Craton: A Far field response to the Sursis Orogen. In: VI South American Symposium on Isotope Geology, San Carlos de Bariloche - Argentina – 2008.
- Souza A.G.H., Souza V.S., Dantas R.L., Valéria C.S., Lantz J.H., Silva A.J.M., Pereira J.R. 2006. Petrografia, Geoquímica e Idade U-Pb do Granito Pedra do Gavião, baixo curso do rio Negro (AM). In: SBG, XLII Congresso Brasileiro de Geologia, 2006, Aracaju, p. 127.
- Streckeisen A.L. 1978. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 11: 1-33.
- Zappettini E.O., Kihlström C.R., Schobbenhaus C. 2005. Mapa Metalogenética da América do Sul, folha NO. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, Argentina, ISBN 0328-3335.

EVIDÊNCIAS DE MAGMATISMO CHARNOQUÍTICO MESORÍACIANO NA REGIÃO DE CALÇOENE, NORTE DO AMAPÁ

Daniele Nascimento¹ (danielnascimento@igufpa.com), Jean-Michel Lafon² (jmlafon@ufpa.br) Marco Antonio Galvão² (antogal@ufpa.br)

¹(Curso de Geologia – IG/UFPa) ²(Laboratório de Geologia Isotópica Pará-Isó – IG/UFPa)

RESUMO

Uma idade Pb-Pb em zircão de 2151 ± 2 Ma encontrada para um charno-enderbita da região de Calçoene, na porção norte do Amapá (Sudeste do Escudo das Guianas) indica a existência de um episódio magmático distinto daquele responsável pela formação dos outros charnoquitos, identificados na região de Calçoene com idade de 2,06 Ga, ou na região central do Amapá com idade de 2,05 Ga. As características geoquímicas e a contemporaneidade com um tonalito (2,15 Ga), associado às sequências *granitoids belts* do distrito arcífero de Lourenço sugerem que o ambiente de formação do charno-enderbita seja relacionado à fase mesoríaciana de aglomeração de arcos magmáticos em contexto de subducção datada de 2,12-2,13 Ga. Esse charno-enderbita pode representar um testemunho dos níveis profundos ou raízes do arco magmático mesoríaciano como enclave preservado nos granitóides sin-crisis/eris neoríacianos.

INTRODUÇÃO

O Estado do Amapá, inserido no contexto geodinâmico da Província Muroni-Itacaréias, de Teixeira & Macambira (1999), teve sua evolução relacionada à Orogênesse Transamazônica (2,26-1,95 Ga), assim como toda a porção oriental do Escudo das Guianas, do qual o Estado do Amapá compõe a porção sudeste. Segundo Delor *et al.* (2003), no final do Ríaciano, a última fase da evolução Transamazônica na porção oriental do Escudo das Guianas foi marcada por adelgaçamento crustal em escala continental responsável pela formação de rochas granulíticas e a colocação de plútons charnoquíticos, gerando metamorfismo de ultra alta temperatura no nordeste do Suriname no período de 2,07-2,05 Ga (De Roover *et al.* 2003). No Estado do Amapá, rochas charnoquíticas foram identificadas nas porções central e norte, respectivamente no município de Ferreira Gomes (Avelar, 2002) e na região de Calçoene (Lafon *et al.* 2001), provavelmente relacionadas ao mesmo evento tardi-transamazônico. Esse trabalho apresenta o resultado geocronológico pelo método de evaporação de Pb em zircão de uma outra ocorrência de rocha charnoquítica do setor de Calçoene, levando à identificação de um episódio mais antigo de formação de rochas charnoquíticas.

CONTEXTO GEOLÓGICO DA REGIÃO DE CALÇOENE

Nos últimos anos, vários trabalhos de levantamento geológico, petrografia, geoquímica e geocronologia foram desenvolvidos na porção norte do Estado do Amapá (Nogueira *et al.*, 2000, Avelar, 2002, Tavares *et al.*, 2003; CPRM, 2004) e, em particular no setor de Calçoene (Lafon *et al.*, 2001; Vieira, 2007; Nascimento, 2008). Em toda a porção norte do Amapá predominam granitóides e ortognaissos relacionados ao estágio colisional da evolução transamazônica descrita por Delor *et al.* (2003), com idades entre 2,10 e 2,08 Ga (Avelar 2002, Tavares *et al.* 2003; Vieira 2007). Terrenos grânito-greenstones mesoríacianos foram preservados no setor de Lourenço (Nogueira *et al.* 2000). Na região de Calçoene (Fig. 01) as rochas afloram em forma de grandes lajedos e blocos. Predominam granitóides de composição sienogranítica e monogranítica, com granodioritos e tonalitos subordinados (CPRM, 2004; Vieira 2007; Nascimento 2008), alguns dos quais mostraram idades Pb-Pb em zircão em torno de 2,13-2,05 Ga (Avelar, 2002) e idade de 2085 ± 2 Ma para uma amostra de tonalito (Vieira, 2007). Rochas charnoquíticas com idade de 2059 ± 2 Ma também foram identificadas nesse setor de Calçoene (Lafon *et al.* 2001).

MATERIAIS E MÉTODOS

O levantamento geológico nos setores norte e a oeste da cidade de Calçoene permitiu identificar ao longo da AP-260 que leva até o distrito arcífero de Lourenço, ocorrências de charnoquito e charno-enderbita, de cor cinza amarelado, bastante alterados. Uma amostra (DAC-08-09) foi coletada para a determinação da idade de cristalização, com base no método Pb-Pb em zircão (Kober 1986, 1987)

implantada no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA-IG). A amostra é um charno-enderbite de cor cinza e com forte orientação dos minerais máficos, constituído por plagioclásio predominante, feldspato alcalino, quartzo, hornblenda biotita e piroxenônio. Opatos, zircão e apatita constituem os minerais acessórios. Dados geoquímicos indicaram um padrão peraluminoso para essa rocha, com características de ambiente de arco vulcânico ou arco vulcânico a sin-colisional, fraco grau de fracionamento e anomalia negativa de Nb. Difere dos charnoquitos previamente identificados na área pela tendência mais magnésiana e cálcio-alcálica segundo a classificação de Frost *et al.* (2001).

RESULTADOS ANALÍTICOS

Os cristais de zircões da amostra selecionada constituem cristais xenométricos a subédricos. Os cristais subédricos geralmente são alongados, com prismas bem desenvolvidos e pirâmides desgastadas. A maioria apresenta fraturas e inclusões, entretanto alguns cristais são límpidos, com fracos indícios de metamictização. Desses cristais, catorze foram selecionados para a análise isotópica. Sete destes cristais forneceram sinal de Pb no espectrômetro de massa em uma a até três etapas de aquecimento, de onde obteve-se uma idade média de 2151 ± 2 Ma (2 σ , USD = 1,4), interpretada como sendo a idade de cristalização dos cristais de zircão durante a formação do charno-enderbite (Fig. 02).

INTERPRETAÇÃO E CONSEQUÊNCIAS GEODINÂMICAS

Até o momento, na região de Calçoene, tinham sido identificados, com base em dados de campo e geocronológicos disponíveis, apenas unidades geológicas relacionadas aos estágios finais da evolução Transamazônica, caracterizadas por magmatismo sin-tectônico e colação de plátos charnoquíticos. A idade de 2151 ± 2 Ma encontrada para o charno-enderbite indica que essa rocha representa um episódio magnético distinto daquele responsável pela formação dos outros charnoquitos, identificados na região de Calçoene com idade de 2059 ± 2 Ma, ou na região central do Anapí com idade de 2053 ± 1 Ma (charnoquito de Ferreira Gomes).

Por outro lado, essa idade é similar àquela de 2155 ± 13 Ma, obtida em um tonalito associado às seqüências granovíticas belts, no distrito arciforme de Lourenço (Nogueira *et al.* 2000) e indica a presença de registros mesocriacionais até então desconhecidos nesse setor. As características geoquímicas e a contemporaneidade com o tonalito sugere que o ambiente de formação do charno-enderbite seja relacionado à fase mesocriaciona de aglomeração de arcos magnéticos em contexto de subducção datada de 2,18-2,13 Ga, com formação das principais seqüências granovíticas e magmatismo cálcio-alcálico associado (Van der Haeghe *et al.* 1998; Delor *et al.* 2003). Esse charno-enderbite pode representar um testemunho dos níveis profundos das raízes do arco magnético mesocriaciona (Frost & Frost, 2008), como enclave preservado nos granitóides sin-colisionais mesocriaciona.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Avelar, V.G. 2002. Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total da porção centro-norte do Estado do Anapí – Brasil: Implicações para a evolução geodinâmica do setor oriental do Bacia das Guianas. Tese de Doutorado, CPGG-UPPA, Belém, 213p.
- CPRM, 2004. Geologia do Brasil – Sistema de informação geográfica etapa 1: 1.000.000, Programa Geologia do Brasil, Carta Geológica do Brasil no Milionésimo, folha NA-22 Macapá. Edição 2004.
- Delor, C.; Labordère, D.; Egal, B.; Lafon, J.M.; Cocherie, A.; Guerot, C.; Kossi, P.; Truffert, C.; Thöniert, H.; Phillips, D.; Avelar, V.G. 2003. Transamazonian Crystalgrowth and reworking as revealed by the 1:500.000-scale geological map of French Guiana (2nd edition). *Géologie de la France* – 3-3-4: 5-58.
- De Roover, R.W.F., Lafon, J.M., Delor, C., Cocherie, A., Kossi, P., Guerot, C., Potrel, A. 2003. The high-temperature granulite belt (Sarracenia): I Petrological and geochronological evidence for a counter-clockwise P-t path at 1,87-1,85 Ga. In: BRGM - SGF (eds). *Géologie de la France - Special Guiana Shield*, p. 175-206.
- Frost, B.R., Arculus, R.J., Barnes, C.G., Collins, W.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42 : 2053-2074.
- Frost, B.R. & Frost, C.D., 2008. On charnockites. *Geoforum Research*, 13: 30-44.
- Kober, B. 1986. Whole-grain evaporation for ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-age investigations on single zircon using a double-filament thermal ion source. *Contrib. Mineral. Petrology*, 93: 483-498.

XI Simpósio de Geologia da Amazônia, 2 a 5 de agosto de 2009, Manaus - AM

- Kober, B. 1987. Single zircon evaporite combined with Pb⁺ emitter-beiding for ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-age investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications to zirconology. *Contrib. Mineral. Petrology*, 96: 61-71.
- Lafon, J.M., Rossi, P., Delor, C., Barbosa, O.S. 2001. Granitoides tardi-Transamazônicos (1,50Ga) na região norte do Estado do Amapá e charcoais de Calçoene. In: *Simp. Geol. Amaz.*, 7. Belém. CD ROM.
- Nascimento, D. 2008. Estudo petrográfico, geoquímico e geocronológico da granitogênese tardi-Transamazônica da região de Calçoene, Norte do Amapá. Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém. (Trabalho de Conclusão de Curso).
- Nogueira, S.A.A., Beltracourt, J.B., Tassinari, C.C.G. 2000. Geochronology of the granitoid hosted Sakamongo Gold Deposit Lourenço District Amapá, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* v.30: p 261-264.
- Tassinari, C.C.G. & Marcolino, M.J.B., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episcopos*, 23 (5): 174-182.
- Tavares, R.P.S. ; Lafon, J. M. ; Delor, C. ; Thevenant, H. ; Krynsky, R. 2003. Geocronologia Pb-Pb em monocristais de zircão e U-Pb em titanitas: Evolução tardi-Transamazônica da região de Clapoque (fronteira Guiana Francesa - norte do Amapá). In: *Congresso Brasileiro de Geoquímica, 9*, Belém, PA. Livro de resumos expandidos, 2003. p. 746-749.
- Vanderhaeghe, G.; Leira, P.; Thiéblemont, D.; Egal, R. Catherine, A.; Teggey, M.; Milési, J.P. 1998. Contrasting mechanism of crustal growth. Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana. *Processes. Res.* 93: 165-193.
- Vieira, K.L.R. 2007. Levantamento geológico e caracterização do magmatismo da região de Calçoene, norte do Amapá. Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Belém. (Trabalho de Conclusão de Curso).

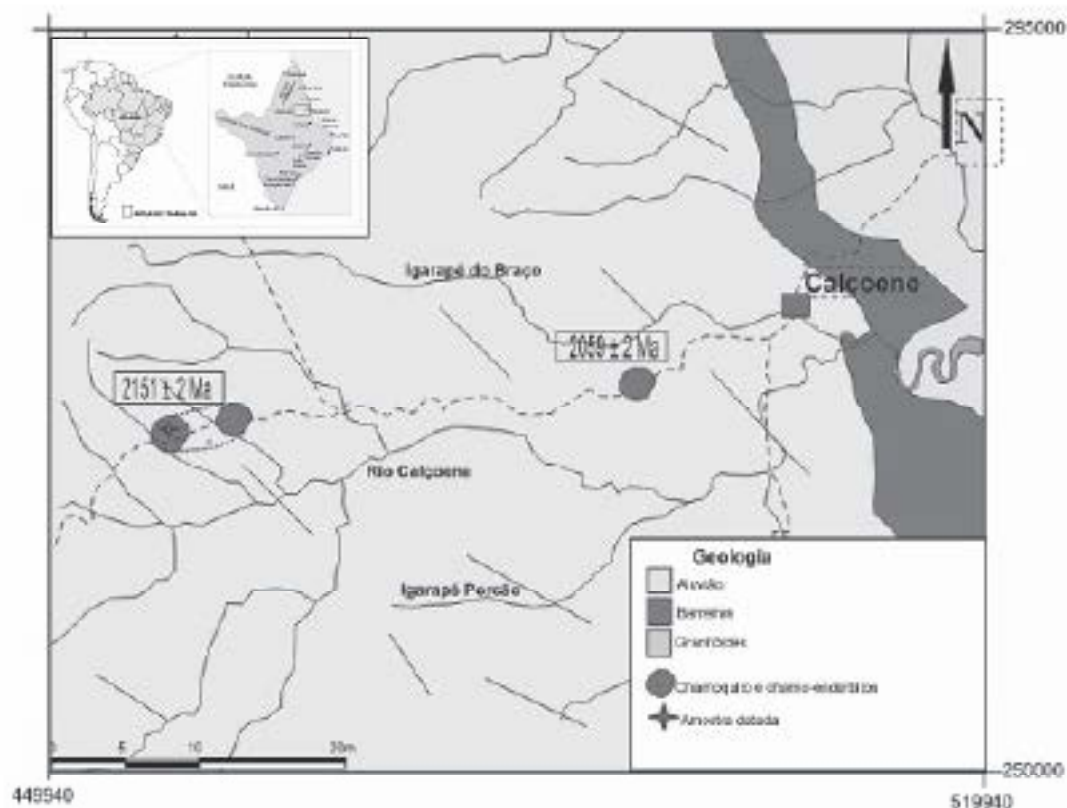


Fig 01: Mapa com o ponto de amostragem do charco-endórito (modificado de Galvão - [Geo Internet Brazil](http://GeoInternet.Brazil.org) 2009).

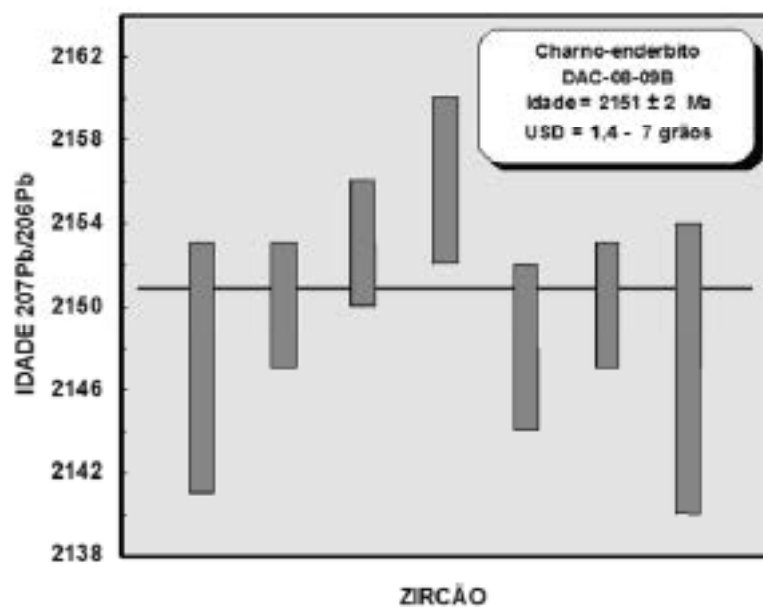


Fig 02: Diagrama de idade Pb-Pb em zircão, confeccionado no programa EXCELLOT (Ludwig, 2004).

MAGMATISMO MÁFICO CALIMIANO (SIL MATA-MATÁ), RIO ARIPUANÁ, AMAZONAS - IMPLICAÇÕES GEOLÓGICAS

Leonir M. Betinella¹, Marcelo R. Almeida², Nelson J. Reis², Ruy R. C. Bahia³, Fábio Splendor²,
Ulisses A. P. Costa², René Luzardo²
Serviço Geológico do Brasil - (1) Boa Vista; (2) Manaus; (3) Porto Velho

Resumo

Um *sill* de Augita-Olivina Gabro (*Sill* Mata-Matá) intrude uma sucessão sedimentar de arenitas e ritonitos que aparenta possuir também contribuição pirchística. Esta sucessão mantém relação a outras similares ocorrências descritas na região dos rios Juruá, Branco e Camatiú, cujo estabelecimento estratigráfico mínimo encontra agora registro através da idade de 1576 ± 4 Ma (U-Pb SHRIMP em badeleita) obtida para o corpo gabroide. Sendo assim, permite-se postular um magmatismo máfico pertencente ao Calimiano (Mesoproterozóico) e evidencia-se a existência de uma bacia sedimentar Pré-Cambriana na área.

Palavras-chave: Rocha Básica, Gabro, Sucessão Sedimentar, Estratigrafia, Geocronologia, Bacia Pré-Cambriana.

Introdução

O estudo faz parte do mapeamento geológico da Folha SE.20-Z-D realizado pelo Projeto Somário, na escala de 1:250.000, executado pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Superintendência Regional de Manaus.

A área em estudo situa-se no rio Aripuaná, a sul da BR-230 (Transamazônica), vila do Carimó, Apuí, AM. Está inserida na Província Ventania-Tapujós (Tassinari & Macambira 2004) ou no Domínio Roosevelt – Juruá, Cráton Amazônico, Escudo Brasil-Central, que abrange a região situada à leste da serra Providência e cuja extensão se dá até o monte de Mato Grosso (CPRM 2003). Constitui uma extensa região com poucos dados geológicos, cuja evolução geológica recobre períodos do Paleoproterozóico ao Mesoproterozóico, além de porção de bacias sedimentares do Fanerozóico (Alto Tapujós e Solimões).

A ocorrência do *sill* corresponde à área de uma ilha no rio Aripuaná que está em torno de 800 metros a sul da Transamazônica. Possui forma elíptica e estende-se por aproximadamente 600 metros x 1.500 metros na superfície, com o eixo maior no sentido NW, totalizando uma área aflorante em torno de 1 km². Em época de cheia a ilha fica encoberta pelas águas do rio e firma-se a Cachoeira do Mata-Matá, muito conhecida na região por sua forte corrente, naufrágios e desaparecimentos. A sucessão sedimentar ocorre para sul e leste ao longo do rio Aripuaná, ocupando uma área de aproximadamente 520 km².

A terminologia *Sill* Mata-Matá é aqui proposta baseando-se na total ausência de prévios registros e observações geológicas e pela importância no contexto estratigráfico da região.

Geologia e Petrografia

O *sill* ocorre intrusivo na S₀ de um ritonito, possibilitando a formação de estruturas plano-paralelas, sendo possível medir a "atitude da camada" da rocha básica (Figura 1). O parote sedimentar está basculado e tem atitude mergulhada 25° para 230° e o *sill* firmou planos com atitudes muito parecidas. A intrusão do *sill* causou metamorfismo de contato no ritonito, caracterizado pela cristalização de biotita e mica branca, albiticas a muito finas, tornando a rocha extremamente silicificada. A espessura aparente do *sill* é de 600 m na superfície horizontal, mas levando-se em conta o mergulho da S₀ de 25° para 225° a espessura verdadeira é calculada em 250 m.

Macroscopicamente trata-se de uma rocha de cor cinza-escuro, magnética, com estrutura maciça e granulometria dominante finocristica média. Ao microscópio é uma rocha holocristalina e hipidiomórfica, composta por plagioclásio (30%), olivina (25%), augita (20%), minerais opacos (20%), clorita (2,5%), biotita (2%) e apatita (0,5%). A textura comum é a subofítica, na qual a augita engloba parcialmente o plagioclásio. A augita ocorre por vezes alterada, para biotita e clorita. O plagioclásio tem extinção zonal em alguns grãos. Estas características classificam o *sill* como um Augita-Olivina Gabro.



Figura 1: a) vista das camadas da matriz de argila-areia grossa com mergulho de 25° para 225°; b) aspecto microscópico da rocha.

A sucessão sedimentar corresponde a arenitos e ritmitos com estratificação plano-paralela centimétrica, estratificação cruzada acanalada de pequeno porte (10 cm) e estratificação cruzada planar de baixo ângulo (Figura 2). No local onde a BR-230 cruza o rio Anipumã a sucessão tem um leve basculamento para SW, com o mergulho variando de 25° a 40° e orientação variando de 320° a 335°. À montante e a 1 km, as inclinações estão com a S₁ subverticalizada. A associação faciológica demonstra um ambiente deposicional marinho restrito. As porções pelíticas da sequência às vezes parecem ser tufos, no entanto sua identificação é dificultada pelo tamanho afinitico dos grãos e pelo grau de alteração que descharacteriza a rocha original. Caso se configure uma sucessão vulcanoclastica esta área teria boa correlação com outras similares ocorrências descritas na região dos rios Juruá, Branco e Curuzú (Reis 2006; Reis 2007; Reis et al. 2007).

Petrograficamente dominam quartzo arenitos, com granulometria média a muito fina, grãos subangulares a arredondados com alta e baixa esfericidade, bem selecionados, contato entre os grãos côncavo - convexo, indicando somente a diagênese. Porções pelíticas ocorrem e configuram uma intercalação semelhante a ritmitos. Em alguns pontos as litologias arenosas são moderadamente selecionadas e podem ter composição de sub-litarenito.



Figura 2: a) estratificação plano-paralela ligeiramente ondulada; b) ritmo verticalizado (na planta); c) estratificação cruzada de baixo ângulo do tipo *swaley*; d) estratificação cruzada acumulada de parte continental.

Discussão

O valor de 1576 ± 4 Ma (U-Pb SHRIMP em badeleíta) obtido para o corpo gabroide, correspondente ao período Calimiano do Mesoproterozóico, constitui a idade mínima estabelecida para a sucessão sedimentar encontrada na proximidade da vila do Curmo. Esta sucessão encontra correspondência a outras similares ocorrências descritas nos rios Juruá, Branco e Camopiú, com destaque para aquela do rio Juruá onde tem sido relacionada à ocorrência de ouro do “Eldorado do Juruá” (Reis 2007; Reis et al. 2007). O basculamento presente no pacote sedimentar não encontra registro na bacia Paleozóica do Grupo Alto Tapajós (Reis 2006), cujos estratos são horizontalizados e estão sobrepostos a estes, sem qualquer perturbação tectônica significativa, e cujos registros paleomagnéticos disponíveis indicam idades siluro-devonianas (Reis 2006), possibilitando postular uma descontinuidade angular entre eles.

Conclusões

O reconhecimento do *sill* máfico encrustado na sucessão sedimentar na proximidade da vila do Curmo, permitiu avançar no estabelecimento da cronostatigrafia do Domínio Roosevelt – Juruá e evidenciar a existência de uma bacia Pré-Cambriana na área, tendo como base a idade U/Pb SHRIMP obtida para o corpo gabroide, correspondente ao período Calimiano do Mesoproterozóico. Até então, não se tinha notícia na literatura disponível de idades mesoproterozóicas para magnetismos máficos daquele referido domínio.

Abrem-se novas possibilidades de investigação à correlação estratigráfica da referida sequência sedimentar do rio Aripuanã (CPRM, Projeto Sumoúma, em andamento) àquela definida como “Sequência Roosevelt” por Scudobura et al. (2001) e variadas coberturas mencionadas por Leite & Szes (2003) na região norte de Mato Grosso.

Referências Bibliográficas

- CPHM 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Texto, Mapas & SIG*. In: Laiz Augusto Bizio, Carlos Schabbertunes, Roberto Vidotti, João Henrique Gonçalves (ed.). Serviço Geológico do Brasil, 2003, 692 p.
- Leite J. A. D., Sues G. S. 2003. Geoquímica Pb/Pb de Zircões Detriticos e Análise Estratigráfica das Coberturas Sedimentares Proterozoicas do Sudeste do Cráton Amazônico. *Revista do Instituto de Geociências - USP*, 3: 113 - 127
- Reis N.J. 2006. O Quadro Estratigráfico da Bacia Alto Tapajós na Região de Apuí, Amazonas - Implicações sobre seu Status Paleozóico. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 43, Anacapa, Anápolis, p.104
- Reis N.J. 2007. *Relatório do Anse - Amazonas*. Relatório de Viagem. Serviço Geológico do Brasil. Superintendência Regional de Manaus. Janeiro de 2007. Relatório Interno (Inédito), 27 p. (ilustrado).
- Reis N.J., D'Antona R. de J.G., Canaryo M.A. 2007. Uma sucessão vulcano-sedimentar como registro do embasamento da bacia paleozóica do Grupo Alto Tapajós na região dos rios Ariguanã, Juma, Camopi e Sarandari, porção sudeste da Amazônia. In: SBG-Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 10, Porto Velho, RO, Anápolis: 319-323
- Scardelari J.B., Rizzotto G.J., Amorim J.L.de, Quadros M.L.de S.S., Bahia R.B.C. 2001. A Evolução Geológica do Segmento Sudeste do Cráton Amazônico - Estado de Rondônia e Amapá. In: N.J. Reis & M.S.Monteiro (eds.), *Contribuição à Geologia da Amazônia*, v.2, SBG/Núcleo Norte, p. 251-340.
- Tassinari C.G.C., Macambira M.J.B. 2004. A Evolução Tectônica do Cráton Amazônico. In: SBG (ed.), *Geologia do Continente Sul-Americano - Evolução da Obra de Fernando Flórez de Almeida*. Capítulo XXVIII, pág. 471-486

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E METAMÓRFICA DO EMBASAMENTO CAUABURI – LITOFÁCIES TARSIRA – REGIÃO DE SÃO GABRIEL DA CACHOEIRA – AM

Therylle A. Navarro^{1*}, Eriely S. C. da Nascimento¹, Ivaldo R. Trindade¹, Marcelo R. Almeida², Antonio Gilmar H. Souza^{1,2}

¹ DEGBD-LIFAM, Av. Gen. Rodrigo Otávio Jordão Ramos, 3000, Casuarina, 69077-906, Manaus-AM.

* therylle@gmail.com

² CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Av. André Araújo, 3168, Alcaz, 69068-061 Manaus-AM.

Resumo O Complexo Cauaburi, embasamento do Domínio Inari (Província Rio Negro), é subdividido nas litofácies Santa Isabel do Rio Negro e Tarsira. A Litofácies Tarsira, na região de São Gabriel da Cachoeira (AM), compreende rochas ortodivergadas de composição dominadamente granodiorítica, com variável grau de deformação, constituídas por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, biotita, muscovita, epidoto (primário e secundário), albita, titanita, clorita, apatita e zircão. Estudo microtextural indica a situação de um evento tectono-metamórfico na fácies anfibolito superior com indícios locais de migmatização. Feições de muscovitização, cloritização e de sericitização sugerem também a ocorrência de retrorretrometamorfismo em condições da fácies azito verde.

Introdução A região de São Gabriel da Cachoeira (AM) está inserida no contexto geotectônico da Província Geocronológica Rio Negro (Santos *et al.* 2000). Compreende dois domínios tectono-estratigráficos principais, designados de Alto Rio Negro e Inari, com as rochas de seus embasamentos denominadas de Complexo Curati e Complexo Cauaburi, respectivamente (CPRM 2003, 2006 – Figura 1). Este trabalho tem por objetivo avançar no entendimento de questões referentes à caracterização petrográfica e metamórfica das rochas que compreendem o embasamento do Complexo Cauaburi, Litofácies Tarsira, na região noroeste de São Gabriel da Cachoeira – AM (Figura 1).

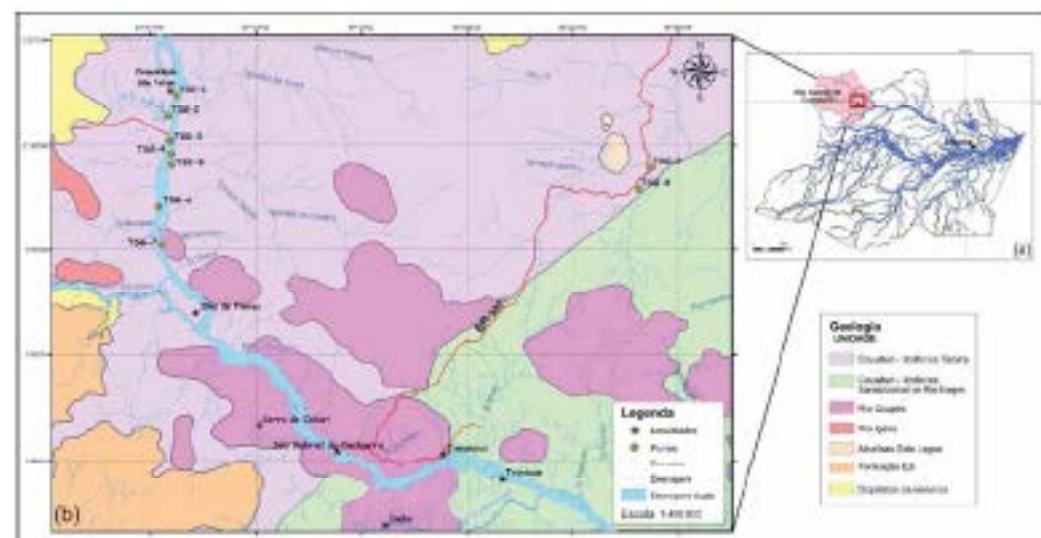


Figura 1: Mapa geológico com a localização da área de estudo identificando os pontos de coleta das amostras (Modificado de CPRM 2006). **compreende (dominadamente) rochas argên-graníticas e megacrônicas trinites de composição dominadamente monogranítica (Melo *et al.* 1993 e Melo & Vilas Boas 1993 e Almeida *et al.* 2002b). A litofácies Santa Isabel do Rio Negro engloba biotita (assemblé) megacrônicas e metacacoxenitos, com raras metatálitas, esclaves quartzo-dioríticos, megacrônicas e**

gneisses com similar variação composicional, além de milonitos grades sob condições de fácies xisto verde (Almeida *et al.* 2002a, 2004a).

Aspectos gerais de campo A área estudada configura a região de abrangência da Litofácies Tarsira, caracterizada por biotita metagranitóides circo (ou perfoliadas) (zonas de baixo *stress*) e *sagen* gneisses (zonas de mais alto *stress*). São rochas mesocráticas de coloração cinza, com porfiroclastos de plagioclásio e feldspato alcalino com até 6 cm (Figura 2a), inseridos numa matriz finocristalina média a grossa composta de quartzo, feldspatos e minerais máficos com biotita. São comuns concentrações de agregados máficos (enclaves) que muitas vezes ocorrem alinhados segundo a foliação. De forma mais restrita, foram observados xenólitos de gneisses com breves submediosidades resultante da assimilação parcial pelo magma granítico hospedeiro.

A deformação, na Litofácies Tarsira atua de forma heterogênea, variando desde zonas pouco deformadas a quase isótropas, onde é possível reconhecer praticamente todas as texturas ígneas preservadas (Figura 2a), passando por zonas de deformação intermediária, representadas por *sagen* gneisses (Figura 2b) até zonas milonitizadas, representadas por gneisses miloníticos migmatizados (Figura 2c). As foliações têm direções gerais com tendência E-W, variando entre 80° e 105°Az, e mergulhos entre 68° e subvertical, em sua maioria para NE, mas mergulhos para NW também foram observados. As zonas de cisalhamento apresentam cinemática dominantemente dextral, em geral concordantes com a foliação, embora zonas de cisalhamento oblíquas, que cruzam a foliação principal, também sejam observadas.



Figura 2: Aspecto de campo: a) Metagranitóides perfoliadas mostrando foliação incluindo porfiroclastos maiores de 6 cm; b) porção fortemente deformada incluindo aspecto de um *sagen* gneiss; c) porções migmatizadas incluindo boudinagem e enclaves.

Petrografia da Litofácies Tarsira Petrograficamente estas rochas foram classificadas como epidoto-biotita metagranodioritos perfoliados e *sagen* gneisses granodioríticos, constituídos por quartzo, plagioclásio, microclínio, biotita e epidoto como minerais essenciais. Alarita, titanita e opacos como acessórios e mica branca (sericita) clorita e epidoto secundário como produto de alteração.

O quartzo ocorre como cristais xenométricos em agregados recristalizados, produto de dissolução e recristalização podendo gerar texturas do tipo *resorb* ou *bulgões* (relictos irregulares nas extremidades dos grãos não assimilados inteiramente pelo grão recristalizado). Os cristais menores são fortemente fraturados exibindo lineas de deformação e texturas tipo "tabuleiro de xadrez" (Figura 3a).

O plagioclásio apresenta-se como porfiroclastos com extinção ondulante, geminação curvilínea ou "em comba", cujas terminações estão voltadas para o interior do grão (Figura 3a). Cristais menores podem exibir contatos retílicos definindo uma textura granoblastica, sem extinção ondulante, ao qual foi atribuída uma origem metamórfica (Figura 3c).

O feldspato alcalino (microclínio) ocorre com contatos suturados, côncavos e retos com tamanho variando de 0,2 mm a pouco mais de 2 mm. Os cristais menores ocorrem límpidos e estão em sua maioria associados a biotita e plagioclásio, ocorrendo nas proximidades de seus contatos (Figura 3d).

A biotita ocorre geralmente alinhada, definindo a foliação principal da rocha, sendo possível identificar mais de uma direção de foliação (Figura 3e). Podem apresentar-se

deformadas com bordas arredondadas e curvadas ou fortemente alteradas para clorita (cloritização; Figura 3f) ou para mica branca (muscovitização; Figura 3g).

Foi identificado epidoto de origem magmática, zonado com albita ou incluído em biotita (tipo II e III - Sial 1990; Figura 3h). Cristais de origem metamórfica estão associados a agregados máficos ou como produto de reabsorção de plagioclásio (Figura 3i).

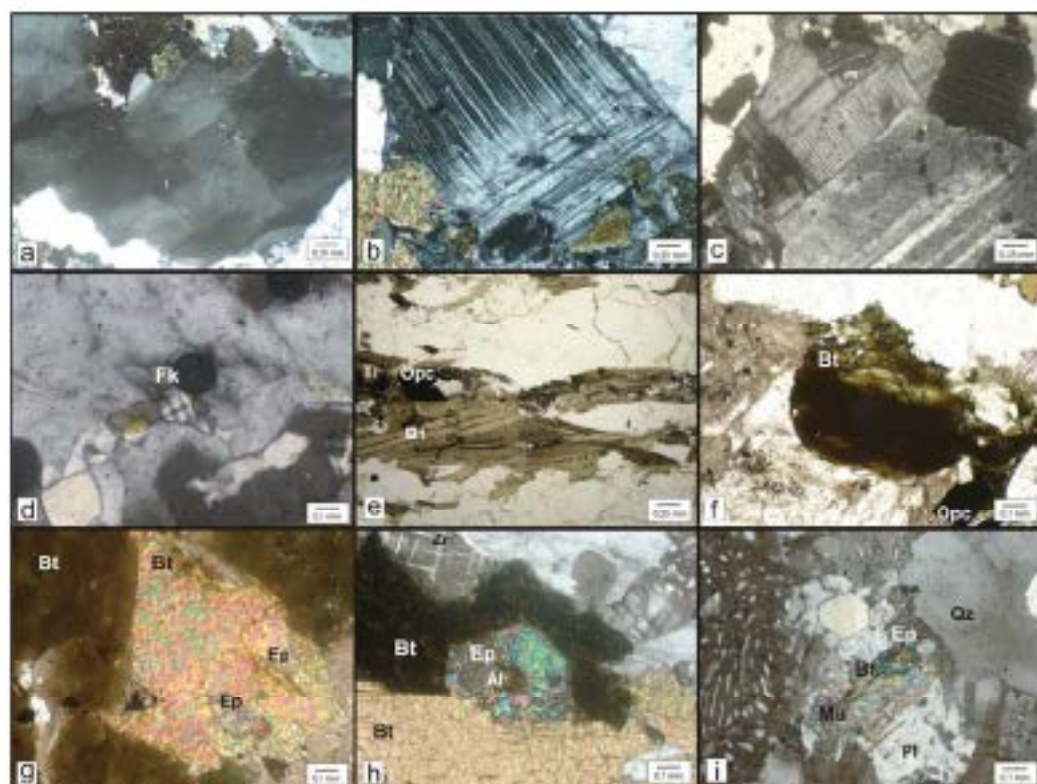


Figura 3: Aspectos microscópicos: a) cristal de quartzo perfurado fortemente lobulado com textura tipo "tabuleiro de xadrez" (NX); b) cristal de plagioclásio exibindo deformação na região de geminação (NX); c) cristais de plagioclásio exibindo contatos arredondados característicos de uma textura granoblástica (NX); d) cristal de feldspato albitino (Fk) reabsorvido no centro de feto, reconstituído, arredondado menor que 0,3 com desenvolvimento no contato do plagioclásio com uma biotita (NX); e) cristais de biotitas alinhados definindo foliação (NP); f) clorita como produto de cloritização da biotita (NP); g) cristais de epidoto (Ep) inseridos por cristal de biotita (Bt) fortemente alterado para muscovita (NX); h) cristal de albita (Al) inserido por cristal de epidoto (Ep) que por sua vez apresenta-se inserido por biotitas (Bt) (caracterizando epidoto magmático tipo II - Sial 1990) (NX); i) epidoto e muscovita (Mu) reabsorvidos pela região plagioclásio + biotita (NX).

Metamorfismo O grau de metamorfismo das rochas estudadas foi determinado como base em estruturas observadas em campo, microtexturas e/ou aparecimento de fases minerais redefinidas, comparando-as com dados da literatura. As microtexturas observadas nas seções delgadas foram as seguintes:

- (1) Cristais de quartzo com evidências de migração de borda de grãos através de contatos lobulados e embasados e feições tipo *bulgöge*, porfiroclastos com extinção ondulante, desenvolvimento de *ribbons*, lamelas de deformação e padrão de extinção em "tabuleiro-de-xadrez" (*chessboard pattern*, Krühl 1996 in Kamini & Machado 2005, Avé-Lallerent & Carter 1971, Krühl 1996 in Kamini & Machado 2005).
- (2) Plagioclásios com geminações curvadas e pontiagudas, cujas terminações estão voltadas para o interior do cristal e textura de subgrãos com direção ortogonal a geminação. Em algumas rochas há recristalização estática gerando textura granoblástica com poligonalização generalizada de plagioclásio e quartzo. Cristais de plagioclásio sem extinção ondulante mostram duas gerações, uma delas ígnea (porfiroclástica) e uma outra gerada durante o último evento metamórfico ao qual estas rochas foram submetidas.

- (3) Presença de micróclino reformatado (metamórfico) indicando que as rochas alcançaram a curva de anastexia (fácies anfíbolito superior).
- (4) Feições indicativas de retro-metamorfismo na fácies xisto verde, observadas pela alteração da biotita para clorita, e alteração de plagioclásio para mica branca e epidoto.

Conclusões Os dados apresentados neste trabalho indicam que as rochas da fácies Tarsira atingiram a fácies anfíbolito superior (em alguns locais ultrapassando a isógrada da anastexia) com indícios de migmatização. As microtexturas descritas são coerentes com regime de deformação dúctil, na presença de uma fase fluida, em condições de temperaturas entre 550° e 700°C (Voll 1976, White 1975, Lister & Dornshopen 1982, Tullis & Yund 1987, Hirth & Tullis 1992 vs Karniol & Machado 2005). Também foram identificadas feições que indicam a ocorrência de retro-metamorfismo em condições de fácies xisto verde como a cloritização e a muscovitização de biotita, bem como a muscovitização de plagioclásio.

Bibliografia

- ALMEIDA M.R., PINHEIRO S. da S., LUZARDO R. 2002a. Reconhecimento Geológico ao longo dos rios Negro, Xié e Içana (Missão Tumi), noroeste do Estado do Amazonas. CPRM, Manaus, Superintendência Regional de Manaus, 16 p., il.
- ALMEIDA M.R., PINHEIRO S. da S., LUZARDO R. 2002b. Reconhecimento Geológico ao longo dos rios Negro, Xié e Içana (Missão Tumi), Noroeste do Estado do Amazonas. CPRM, Manaus, Superintendência Regional de Manaus, 16 p., il.
- ALMEIDA, M.R.; PINHEIRO, S. da S.; LUZARDO, R. 2004. As Rochas do Embasamento no extremo noroeste do estado do Amazonas. In: XLII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2004, Aracá, Aracá.
- AVB LALLEMONT H.G., CARTER N.L. 1971. Pressure dependence of quartz deformation lamellar orientations. *Am. J. Sci.*, 270:218-235.
- CPRM 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Texto, Mapas & SIG. L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, E.M. Viçotti, J.H. Gonçalves (ed.). 693 p.
- CPRM 2006. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas*. Escala 1:1.000.000 Manaus: CPRM, 2006.
- HANMER S. 1982. Microstructures and geochemistry of plagioclase and microcline in naturally deformed granite. *J. Struct. Geol.*, 4:197-213.
- JENSEN L.N. & STARKKEY I. 1985. Plagioclase microfibrics in a ductile shear zone from the Jotun Nappe, Norway. *J. Struct. Geol.*, 5:527-539.
- KARNIOL T. da R. & MACHADO R. 2005. Análise Microestrutural e de eixo-c de quartzo em seção Aimonés (MG)-Colatim (ES). *Rev. Brás. Geoc.* 33(4):493-502.
- LISTER G.S. & DORNISHOPEN U.F. 1982. Fabric transition in the Sessny granulite terrain. *J. Struct. Geol.*, 4:81-93.
- MELLO A.F.F. DE, SANTOS C.A. DOS, VILLAS BOAS, P.F. 1993. *Geologia da região dos Serras Aracá e Duruí (Noroeste do Estado do Amazonas)*. Relatório interno. Manaus: CPRM.
- MELLO, A.F.F. DE & VILLAS BOAS, P.F., 1993. *Projeto Alto Rio Negro*. Relatório preliminar. DNPM/CPRM. CPRM-Superintendência Regional de Manaus. Manaus, 3v.
- PRYER L.L. 1993. Microstructures in feldspar from major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada. *J. Struct. Geol.*, 1:21-36.
- SANTOS, J. O. S., HARTMANN, L. A., GAUDETTE, H. 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*. *Geochron Research*, 3(4): 453-488.
- SIRY A. 1979. *Metamorphic Textures*, Pergamon Press, Oxford. (3ª ed.).
- TULLIS J. & YUND R.A. 1987. Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspar: mechanisms and microstructures. *Geology*, 15:606-609.
- VOLL G. 1976. Recrystallization of quartz, biotite and feldspar from Hestfield to the Lorient nappe, Swiss Alps, and its geological significance. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 56: 641-647.
- WHITE S.H. 1975. Tectonic deformation and recrystallization of oligoclase. *Contrib. Mineral. Petrogr.*, 50:287-304.
- WHITE J.C. & MAWER C.K. 1985. Extreme ductility of feldspar from a mylonite, Perry Sound, Canada. *J. Struct. Geol.*, 7:133-143.

Estudos petrográficos, geoquímicos e isotópicos U-Pb da Suíte Intrusiva Alto Cardeais (RO): Implicações sobre a evolução crustal do SW do craton Amazônico

Luiza A. V. Queiroz¹, Mearir Macambira², Bruno L. Payolla², Marcos L. do R. S. Quadros³ e Mano C. Geraldes¹

1. Faculdade de Geologia - UERI (RJ) (luizave@yahoo.com.br); (geraldes@uerj.br)

2. Laboratório de Geologia isotópica - UFFA (Belém (PA) (meamir@uffpa.br)

3. Eletramente S/A, Brasília, Distrito Federal, DF, Brasil;
(bruno.payolla@eletramente.gov.br)

4. CPRM - Porto Velho (RO) (quadros@gv.cprm.gov.br)

Resumo

A Suíte Alto Cardeais é uma das maiores intrusões graníticas do SW do craton Amazônico. Neste trabalho são reportados resultados de uma investigação sobre as variações composicionais, idades U-Pb (evaporação) e litogeoquímica destas rochas. A suíte é formada por rochas de composição granítica rapakiviática (1350 ± 5 Ma), tonalítica (1348 ± 3 Ma), mesogranítica (1349 ± 1 Ma), gabbroica (1349 ± 3 Ma) e charnockítica (1350 ± 2 Ma). O mesmo padrão de idade permite sugerir uma origem contemporânea para os litotipos encontrados. O tratamento geoquímico das rochas da suíte indica cogeneticidade nos diagramas de RTR, com fontes mantélicas e processo de fracionamento magmático. Porém os diagramas de discriminação tectônica indicam fontes crustais e os diagramas Harker sugerem bimodalidade. A partir dos dados reportados é sugerida que as rochas estudadas podem ser denominadas como uma suíte AMCG com formação sinorogênica.

Introdução

A suíte intrusiva Alto Cardeais é formada por nichas granitoides ácidas a intermediárias, com textura rapakivi interpretada, conforme a literatura, como formada durante o processo de estabilização crustal durante o Mesoproterozóico. A suíte está localizada na porção sudoeste do Craton Amazônico, na província Rio Negro, mais especificamente na região centro-neste do estado de Rondônia. Engloba as cidades de Boritá, Campo Novo, Rio Branco e Jacilândia.

O objetivo principal do trabalho é a caracterização e classificação litológica e temporal das rochas que compõem esta suíte na tentativa de entender os processos crustais que atuaram durante a formação desta importante unidade do SW do craton Amazônico. A modelagem tectônica da parte SW do craton Amazônico no Mesoproterozóico tem sido matéria de debate na literatura. Estes trabalhos em Rondônia são importantes face às características geológicas favoráveis da região, onde ocorrem feições clássicas do Estereom e Tonism, tais como granitogênese tipo A, S e I, plutonismo AMCG, bacias-rift, entre outras feições intraplaca, além de depósitos minerais associados.

Metodologia

Os trabalhos de campo foram realizados em duas etapas, como base a imagem satélite da região de Aniquemes e Banitá do Mosaic Geocover, em escala 1:250.000. A petrografia foi realizada com 31 das 56 amostras coletadas. Foram investigadas as composições geoquímicas de um grupo representativo (31 análises) dos granitoides, foco deste projeto, no laboratório Casadeiro ACTLAHS. Cinco amostras foram escolhidas para datação U-Pb pelo método Kober. As amostras foram moídas, classificadas em pesetas, batidas, passadas em bromofórmio e no separador magnético Frantz. Os concentrados de zircões selecionados foram analisados no laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará - UFFA, Pará-ISO, em Belém. Foi utilizada o Espectrômetro de Massa Finnigan MAT 262 através da técnica de evaporação e ionização pelo método de Kober (1986 e 1987).

Geologia Regional

A Província Rio Negro-Juruá ocorre na porção ocidental do Cráton Amazônico em contato paralelamente às Províncias Ventuari-Tapajós e Rondônia-São-Ignácia. Constituída por uma zona de intensa ocorrência de granitos e gnaioses, desenvolvida através de uma sucção de arcos magmáticos de idades entre 1,8 e 1,55Ga. As unidades formadoras desta província são o Complexo Juruá, Rio Crespo, Sítio Serra da Providência, Complexo Colorado, Nova Brasilândia e Sítios Intrusivos.

Um importante magnetismo é observado na região central de Rondônia com idades U-Pb de 1750 Ma onde ocorrem rochas gnaissicas tonalíticas, granulites endotécticas, paragneisses e gnaioses graníticas e charnockíticas do Complexo Juruá. Em adição, estudos geocronológicos têm indicado a existência do terreno Roosevelt caracterizado por um vulcanismo de idade U-Pb entre 1,74-1,70 Ga. O Mesoproterozóico é caracterizado por quatro importantes eventos magmáticos representados hoje por extensos ínses. A orogénia Rio Crespo ocorreu por volta de 1,56 Ga, caracterizado por um magnetismo granítico. A suite intrusiva Serra da Providência é composta por gabros, charnokitos mangenitas e granitos com idade U-Pb de 1606 ± 57 Ma. Uma importante acreção crustal é representada pela Suite Metamórfica Colorado composta por associação de rochas ígneas (idade U/Pb de 1352 Ma) e sedimentos deformados em condições metamórficas da fácies anfibolito superior.

Os granitoides da Suite Alto Candeias (ca. 1340 Ma) pode ser delimitada através de imagem de radar pela sua textura intrínseca em relação aos terrenos circundantes e é objeto deste trabalho. As suites Santo Antônio e São Lourenço-Caripurus estão localizadas a noroeste de Rondônia e consistem de variedades de granitos rapakivi associados a rochas subvulcânicas e vulcânicas félsicas também com idades U-Pb por volta de 1,35 Ga.

Completando os eventos magmáticos na região ocorreu a Orogénia Nova Brasilândia, representada por um grupo de rochas supracrustais provavelmente contemporâneas (idade U-Pb de 1110 Ma); Os Granitos Jovens de Rondônia (suites Santa Clara e Rondônia) de idade de 1.070 Ma; e a Suite Intrusiva Rondoniense caracterizada por afinidade química subalkalina (de idade de 920 Ma).

Os litótipos da Suite Intrusiva Alto Candeias (Petrologia e idades U-Pb)

A Suite Intrusiva Alto Candeias é composta por uma associação de rochas de composição granítica, charnockítica, gabrítica e tonalítica. Além das variações composicionais, observa-se uma variedade de texturas, mesmo no interior de um mesmo litótipo. Estas variedades são apresentadas a seguir com suas respectivas idades U-Pb.

O Granito Rapakivi geralmente ocorre em afloramentos tipo laje ou em blocos nas encostas de rios. Apresentam textura porfirítica com grãos de feldspato de tamanho até decimétricos, sendo usual textura rapakivi, com os feldspatos envolvidos em plagioclásio. Em lâmina observa-se micróclima e plagioclásio com quartzo e biotitas intersticiais. Localmente o K-feldspato e o plagioclásio apresentam sericitização. A geocronologia U-Pb foi realizada em 6 grãos de zircões selecionados e a idade obtida foi de 1350 ± 5 Ma.

Uma segunda unidade faciológica observada corresponde aos granitoides finos. No campo estas rochas afloram muitas vezes intrudidas no granito rapakivi de forma alongada N-S. Em outras situações observa-se xenólitos de granitoides finos no interior de rochas graníticas rapakivíticas, indicando pulsos mais jovens e mais antigos. A análise em microscópio mostrou a presença de rochas tonalíticas a graníticas, prevalecendo as primeiras. As análises isotópicas para datação U-Pb foram realizadas com 13 grãos de zircões de uma amostra de tonalito e resultou na idade de 1348 ± 3 Ma. Nesta amostra os grãos de zircões apresentavam límpidos e pequenos, o que permitia a análise de mais de dois grãos no filamento. Uma segunda amostra de granitóide fino foi coletada, agora de composição granítica, para análise U-Pb em zircão. Os 31 resultados analíticos indicaram uma idade de 1349 ± 1 Ma.

As rochas máficas ocorrem em afloramentos e geralmente encontradas em cortes de estradas, porém também podem ser encontradas aflorando em blocos, bastante alteradas. Por vezes apresentam textura equigranular com concentrações de minerais máficos, principalmente biotitas e algumas vezes anfibólio. A petrografia indica terrenos gabríticos, às vezes variando

para dioritos, às vezes para granodioritos. Foram realizadas 17 análises no espectrômetro de massa com grãos desta amostra. O resultado indica uma idade de 1349 ± 3 Ma.

As rochas charnockíticas ocorrem de forma mais restrita, sendo coletadas somente na região a oeste de Britita. Os charnockitos foram observados em geral em cortes de estrada (quando mais frescos) e afloramentos em blocos bastante intemperizados. Sua aparência é porfírica, contendo cristais de feldspato com mais de 3 cm e biotitas bem firmadas.

Os estudos petrográficos foram fundamentais para a caracterização destas rochas, uma vez que o pirazênio não foi identificado em campo. Somente observado em microscópio foram identificados os orto e clinopirazênios, sendo esse a principal distinção dos granitos rapakivi. Outra diferença sutil está na maior quantidade de plagioclásio, sendo a microclina em menor proporção. Em microscópio observa-se clinopirazênio com ortopirazênio intercrecidos entre grãos de plagioclásio. Nesta facies foram realizadas 27 análises isotópicas que resultaram em uma idade U-Pb de 1350 ± 2 Ma.

Geoquímica

As 31 amostras analisadas para a composição química foram tratadas buscando a diferenças químicas entre os litótipos observados na petrografia. Os resultados de todas as amostras foram interpretados conjuntamente a partir dos resultados equivalentes entre as idades U-Pb obtidas, que variaram entre 1348 ± 3 Ma a 1350 ± 12 Ma. Desta forma é possível sugerir que as rochas estudadas são contemporâneas e assim definir possíveis cogeneticidade entre elas através dos estudos litogeoquímicos.

Inicialmente foram produzidos os diagramas Harker com os de elementos maiores (K_2O , P_2O_5 , MgO , Na_2O , Al_2O_3 , CaO , TiO_2 , MnO e Fe_2O_3). Os diagramas indicam linearidade entre os pontos analíticos, mas com uma leve tendência a separar as rochas máficas, de forma a sugerir a bimodalidade. Desta forma, os granitos rapakivi e os charnockitos tendem a se agrupar e as rochas máficas tendem a formar outro agrupamento. As amostras de granitos e tonalitos finos tendem a aparecer entre os dois termos anteriores. Os diagramas Harker construídos entre SiO_2 e elementos traços (Rb, Sr, Y, Nb, Zr, Ba e Ga) resultaram em padrões que também sugerem a bimodalidade.

Os diagramas de nomenclatura de rochas apontam para termos desde gabbros, passando por quartzo-diorito, quartzo-monodiorito, tonalito, granodiorito, monzogranito e sienogranito. Esta variação sugere uma suite calcálcica expandida.

Os diagramas de discriminação tectônica, construídos a partir de elementos como Rb versus $Y + Nd$, Rb versus $Ta + Y$, Nd versus Y e Ta versus Yb mostram uma grande preferência dos pontos analíticos para os campos de granitos intra-placa (within plate granites), porém com pontos que foram lançados nos campos de arco magmático (volcanic arc granites).

Os diagramas ternários como $Ta \times Yb \times Ce/10$, $Nb \times Y \times Tb/3$, $Ta \times Yb \times Hf/2$, $Nb \times Y \times Zr/4$ e $Ta \times Yb \times Tb/3$ mostram que as rochas analisadas tendem a mostrar uma origem crustal para os magmas formadores destas rochas.

Por fim os elementos terras raras (ETR) mostram padrões horizontalizados para as rochas básicas, com leve empobrecimento nos ETR leves. Observam-se amostras com anomalias negativas e positivas de Ba, sugerindo a participação de plagioclásio no fracionamento destas rochas. As amostras de granitoides finos apresentam também padrões horizontalizados, porém mais inclinados do que as rochas máficas, indicando maior fracionamento. Também neste caso mostram anomalias positivas e negativas de Ba, indicando a presença de plagioclásio na assembleia fracionante. Nos diagramas de ETR das rochas graníticas rapakivíticas e das rochas charnockíticas o padrão tende a ser mais fracionado, com maior inclinação nos ETR leves e ETR pesados horizontalizados. As anomalias negativas de Ba são mais proeminentes, sugerindo o empobrecimento em plagioclásio.

Discussão e Conclusão

A presença de rochas de diferentes composições no interior da intrusão da Suíte Alto Cardeais permite a elaboração de cartas geológicas com subdivisões na escala 1:250.000. As rochas encontradas variam desde granitos monzoníticos a rochas gabbroicas, passando por termos intermediários como quartzo monzonioritos, tonalitos, granodioritos e alcançando até termos sienogabroíticos. Esta variação composicional permite sugerir que a Suíte Alto Cardeais compreende uma suíte alcalina expandida, permitindo interpretações sobre a possibilidade de esta unidade ter sido formada a partir de magmas mantederivados que, por fracionamento magmático, atingem composições variadas em termos de proporção entre feldspatos alcalinos e plagioclásios, incluindo variações crescentes em sílica.

As idades U-Pb obtidas através do método K-Ar se mostraram extremamente homogêneas, com variações dentro dos erros analíticos, de forma a apresentarem os seguintes valores: granito rapakivi 1348 ± 3 Ma; gabbro 1350 ± 12 Ma, charnockito 1348 ± 3 Ma; granito fino 1350 ± 12 Ma e tonalito fino 1348 ± 3 Ma. Esta patente contemporaneidade permite sugerir que os processos magmáticos responsáveis pela formação destas rochas ocorreram em períodos menores do que a resolução do método U-Pb o que pode também sugerir uma origem co-magmática para os litotipos encontrados. A hipótese de co-magmaticidade não é apoiada pelos resultados geoquímicos obtidos em 31 amostras. O tratamento destes resultados resultou em diagramas Harker e de discriminação tectônica que apontam para fontes crustais e mantêricas para a formação dos magmas formadores destas rochas.

Os diagramas de HTR, porém podem corroborar, no entanto, a hipótese de cogeneticidade na medida em que indica um processo de fracionamento magmático progressivo onde os termos mais primitivos são as rochas gabbroicas e os termos mais evoluídos são as rochas graníticas rapakivíticas.

No contexto regional, as rochas da Suíte Alto Cardeais podem ser correlacionadas temporalmente as rochas das suítes São Lourenço-Caripunas e Santo Antonio, de idades equivalentes e com claras assinaturas de granitos tipo-A. Por outro lado a Suíte Alto Cardeais pode ser correlacionada temporalmente as rochas do Complexo Colorado (em Rondônia) e o Complexo El Pensamiento (na Bolívia). Estes complexos são interpretados como gerados em ambiente de arco magmáticos e apresentam idade do redor de 1350 Ma.

Desta forma podemos correlacionar a origem da Suíte Alto Cardeais a um processo de subducção e geração de rochas granitoides tipo-I na margem do craton Amazônico no período no redor de 1350 Ma. Neste sentido pode-se sugerir que a proximidade deste arco vulcânico tenha permitido o fluxo de calor em direção ao interior da placa o suficiente para a fusão parcial do manto e de parte da crosta inferior. No caso desta hipótese estar correta, a formação de rochas da Suíte Alto Cardeais pode ser denominada AMCG sin-orogênica, igualmente às suítes Santo Antonio e São Lourenço-Caripunas.

MAGMATISMO EORÍACIANO (2,26 Ga) NA PORÇÃO NORTE DO BLOCO ARQUEANO AMAPÁ, REGIÃO CENTRAL DO AMAPÁ: NOVA EVIDÊNCIA E IMPLICAÇÕES GEODINÂMICAS

BARRETO, C.J.S.¹ (cbarreto@ufpa.br); LAFON, J.M.² (jlafon@ufpa.br); ROSA-COSTA, L.T.³ (lrosacos@ge.fgma.gov.br)

¹ - Curso de Geologia - IG/UFPa (Instituto IC - CNPq); ² - Laboratório de Geologia Isotópica Pará-Isa - IG/UFPa; ³ - CPRM/SURBEG Belém.

RESUMO

A Serra do Navio localiza-se na região central do Amapá e representa o limite norte do bloco arqueano Amapá, com o domínio Paleoproterozóico do norte do Amapá e da Guiana Francesa, no sudeste do Estado das Guianas. A caracterização petrográfica e geoquímica de um tonalito desse setor sugeriu um ambiente tectônico de arco vulcânico. A datação pelo método Pb-Pb em zircão forneceu uma idade de cristalização de 2263 ± 2 Ma para esse tonalito, indicando que o mesmo é contemporâneo do magmatismo peraluminoso anteriormente evidenciado na Serra do Navio, com idade de 2,23-2,25 Ga. Os resultados reforçam a existência de um episódio magmático eoríaciano, formado em contexto de subdução, precoce na evolução Transamazônica do sudeste do Estado das Guianas.

INTRODUÇÃO E CONTEXTO GEOLÓGICO

A Serra do Navio localiza-se na região central do Amapá e representa o limite norte do Bloco Arqueano Amapá, com o domínio Paleoproterozóico do norte do Amapá e da Guiana francesa, no sudeste do Estado das Guianas, cuja estruturação principal é relacionada à orogênese Transamazônica, entre 2,26 Ga e 1,95 Ga (Tassinari *et al.* 2000, Delor *et al.* 2003). O Bloco Amapá constitui um extenso fragmento continental meso a neoarqueano composto por complexos granulíticos, gnáissicos e migmatíticos e ortogneisses graníticos (Rosa-Costa *et al.* 2006). Na região da Serra do Navio, além do embasamento arqueano, ocorrem sequências metavolcanosedimentares paleoproterozóicas do Grupo Vila Nova em faixas alongadas segundo uma direção NW-SE, compostas por anfífolitos e rochas metamórficas, e capadas por quartzo-xistos, biotita-xistos e xistos grafitosos. Toda a seqüência é metamorfizada na fácies xisto-verde a anfibolita. Contudo esta seqüência, são observadas várias ocorrências de plutons de composição principalmente monogranítica e granodiorítica. Há bem características geoquímicas de granitos subalcalinos, fracamente peraluminosos e similares aos granitos tipo A2 (Rby 1992), ou natureza cálcio-alcálica, caráter peraluminoso, e semelhante aos granitos do tipo I fracionados. Intrusões de quartzo-dioritos e gabrióis também foram reconhecidas.

Recentemente Tavares (inédito) e Lafon *et al.* (2008) identificaram registros de um episódio magmático precoce na evolução Transamazônica em torno 2,23-2,25 Ga em zircão de granitóides. Com base nesses resultados e nas características geoquímicas das rochas máficas do Grupo Vila Nova e dos granitóides, sugeriram um contexto extensional, provavelmente de bacia arco-arcos para a formação dessas unidades. Este trabalho visa apresentar os resultados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos de uma nova ocorrência desse magmatismo eoríaciano, e discutir o contexto geodinâmico de formação desse magmatismo durante a orogênese Transamazônica.

MATERIAIS E MÉTODOS

Para a realização desse estudo foi utilizada uma rocha proveniente de um corpo de granitóide do setor a norte da Serra do Navio, na porção central do Estado do Amapá (Fig. 1). A amostra (LT-101) foi coletada durante uma campanha de campo realizada em 2006 pela CPRM-Belém para o levantamento geológico da Folha Rio Araguari (1:250.000). O estudo consistiu de uma caracterização petrográfica e geoquímica, comparando com os dados previamente obtidos por Tavares (inédito) em outros granitóides da Serra do Navio, e de uma datação pelo método Pb-Pb em zircão (Kober 1986, 1987), implantada no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (Pará-Isa).

RESULTADOS OBTIDOS

A amostra estudada apresenta textura granular alótrixomórfica com granulação grossa. Em termos modais, consiste essencialmente de plagioclásio (37,7%) e quartzo (29,9%) e como fase varietal ocorre apenas o anfibólio (28,8%). Minerais opacos, apatita, zircão e, mais raramente allanita, são os principais minerais acessórios. As fases minerais secundárias são representadas por argilominerais, sericita, carbonato, clorita e epidoto. Apresenta composição modal de um tonalito e foi traçada no diagrama Q-A-P (Fig. 2), juntamente com os granitoides datados por Tavares (inédito).

Quando comparada com os dados geoquímicos dos outros granitoides da Serra do Navio (Tavares, inédito; Lafim *et al.* 2008), o tonalito apresenta teor de Al_2O_3 (18%) mais elevado, e um conteúdo de K_2O (0,2%) menor que o conteúdo de Na_2O (4,2%), enquanto que os outros granitoides possuem teores de K_2O médio de (6%) e Na_2O de (2,8%). Com relação ao índice de saturação em alumina, o tonalito apresenta caráter metaluminoso, ao contrário dos outros granitoides, com tendência peraluminosa. Nos diagramas Eb vs. (Y+Nb) e Nb vs. Y (Pearce *et al.*, 1984), o tonalito localiza-se no campo dos granitos de arco vulcânico (VAG), enquanto que os outros granitos estão inseridos no campo dos granitos intraplaca (WPG) (Figs. 3 e 4). No diagrama de elementos terras raras (ETR), as amostras dos granitoides (ROE27, INCRA e ROE26A), apresentam um enriquecimento em elementos terras raras leves (ETRL), sendo intensamente fracionados, e os elementos terras raras pesados (ETRP) pouco fracionados. Estes granitoides mostram um padrão de distribuição dos ETR tipo "gaveta" e possuem forte anomalia de Ba ($Ba/Ba^* = 0,001$ a $0,02$). O tonalito exibe teores significativamente menores tanto de ETRL quanto ETRP e são fracamente fracionados, não possuindo anomalia de Ba (Fig. 5).

Para o estudo geocronológico pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão em duplo filamento, foram selecionados 13 cristais de zircão a partir da fração granulométrica 180-125 μm . Os cristais de zircão analisados da amostra LT-101 possuem uma forma sub-aumentada e constituem uma população relativamente homogênea. São geralmente alongados, exibindo prismas bem desenvolvidos, com poucas fraturas e inclusões, e não apresentam sinais de metamictização. Desses treze cristais, oito, com idade similar, foram utilizados para determinar uma idade média de 2263 ± 2 Ma e $USD = 1,7$ (Fig. 6). Esta idade é interpretada como sendo a de cristalização dos zircões durante a formação do tonalito.

INTERPRETAÇÃO E CONSEQUÊNCIAS GEODINÂMICAS

A idade de cristalização de 2263 ± 2 Ma obtida com a datação Pb-Pb em zircão indica que o tonalito pertence a um episódio magmático de idade paleoproterozóica relacionado à orogênese Transamazônica. O tonalito é contemporâneo dos outros granitoides da Serra do Navio, intrusivos no Grupo Vila Nova com idades Pb-Pb em zircão entre 2,23 Ga e 2,25 Ga (Tavares, inédito; Lafim *et al.* 2008). Constitui, portanto, mais um testemunho do evento magmático precoce na evolução transamazônica desse setor do Bloco das Guianas. Em contrapartida, a idade de 2262 ± 2 Ma indica que o tonalito não pertence ao mesmo evento magmático que o diorito com idade de 2181 ± 2 Ma associada às sequências greenstones do setor de Tartagalzinho (Avelar 2002).

As características geoquímicas do tonalito sugerem um contexto geodinâmico de arco vulcânico, diferente do contexto de formação dos outros granitoides orogênicos da Serra do Navio que apontam para um contexto extensional e ambiente de bacia retrorrita. Dessa forma, o tonalito estudado nesse trabalho poderia ser um registro de um arco magmático orogênico aglomerado ao bloco continental Arupá.

Os dados geoquímicos e geocronológicos sugerem que os granitoides da Serra do Navio correspondem a um ambiente geodinâmico diferente dos terrenos granito-greenstones datados entre 2,18 e 2,13 Ga, cujo representante na região é o terreno granito-greenstone do setor de Tartagalzinho. A idade de 2,26 Ga indica que o tonalito está provavelmente relacionada ao evento precoce de abertura oceânica identificado na Guiana Francesa por Vanderhaeghe *et al.* (1998) e Delor *et al.* (2003) e no Grupo Ipitanga por McRostk & Frazee (2006).

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi realizado com recursos do CNPq (projeto Universal) e do Serviço Geológico do Brasil – Belém. JML e CJSB agradecem ao CNPq pela bolsa de produtividade (nº 304291/2008-0) e de Iniciação Científica (nº 504779/2007-9), respectivamente.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aveal 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 de setor oriental do Escudo das Guianas. Tese de Doutorado, CPGG-UFPA, Belém, 213 pg.
- CPEM 2004. Geis do Brasil - Sistema de informação geográfica etapa 1: 1.000.000, Programa Geologia do Brasil, Carta Geológica do Brasil no Milionésimo, folha NA-J2 Macapá. Edição 2004.
- Delor C., Lahardère D., Rgal B., Lafon J.-M., Corcherie A., Guerot C., Rossi P., Truffinet C., Théveniaut H., Phillips D., Aveal V.G. 2003. Transamazonian Crustal growth and reworking as revealed by the 1:500.000 - scale geological map of French Guiana (2nd edition). *Géologie de la France*, 2-3-4-5-57.
- Eby G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20:641-644.
- Bowen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 42:1199-1212.
- Kober B. 1985. Whole-grain evaporation for ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-age investigations on single zircons using a double filament thermal ion source. *Contrib. Min. Petrology*, 93:482-490.
- Kober B. 1987. Single zircon evaporation combined with Pb⁺ emitter-beehing for ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-age investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications to zirconology. *Contrib. Min. Petrology*, 96:63-71.
- Lafon J.-M., Tavares R.P.S., Tassinari C.C.G., Barros C.R.M. 2008. Idade, caracterização geoquímica e isótopos de Nd das anfibólitos do Grupo Vila Nova e granitóides associados na Serra do Navia, borda norte do Bloco Amapá Anapá: Implicações geodinâmicas. In SBG, Cong. Bras. Geol., 44. Curitiba, Anais - CD-ROM.
- McCrath L., Franco M.T.L. 2006. Paleoproterozoic greenstones-Granite Belts in Northern Brazil and the former Guyana Shield - West African Craton Province. *Geol. USP, Ser. Cienc.*, São Paulo, 5(2):49-63.
- Pearce J.A., Harris N.R.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25:956-983.
- Rosa-Costa L.T., Lafon J.-M., Delor C. 2006. Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: further constraints for the geodynamical evolution during Archean and Paleoproterozoic in the southeast of Guiana shield, north of Brazil. *Geochronology Research*, 1:277-300.
- Tavares R.P.S. Granitóides e anfibólitos da Serra do Navia, borda norte do Bloco Amapá Anapá: caracterização petrográfica e geoquímica, geocronologia Pb-Pb em zircão e isótopos de Nd. Dissertação de Mestrado. FPGG - UFPA. (Inédito).
- Streckeisen A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12:1-33.
- Tassinari C.C.G., Bettencourt J.S., Geraldes M.C., Marcondes M.J.B., Lafon J.-M. 2006. The Amazonian Craton. In U.G. Cordani, B.J. Milani, A.T. Filho, D.A. Campos (eds.) *Tectonic Evolution of South America*, p.41-95.
- Vanderhaeghe O., Leduc P., Théveniaut D., Rgal B., Corcherie A., Teggy M., Milési J.P. 1998. Contrasting mechanism of crustal growth. Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana. *French Guiana Research*, 92:165-193.

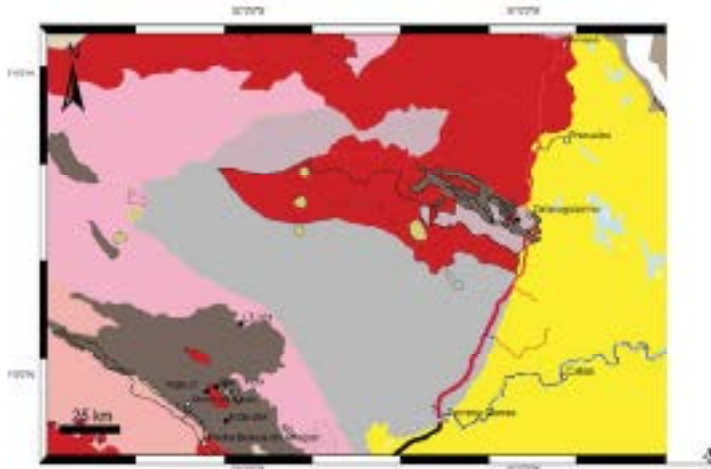


Fig 1 - Mapa geológico simplificado da região central do Estado do Amapá (modificado de CPKM-Sedter, Ed. 2004).

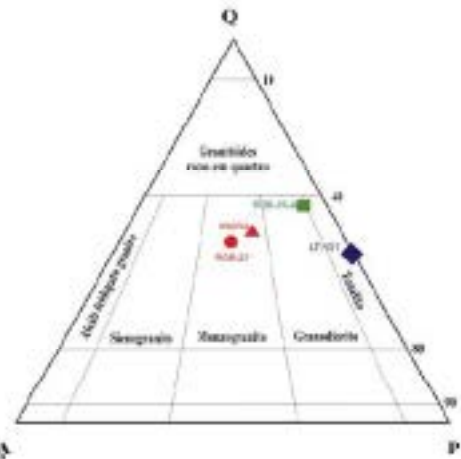


Fig 2- Diagrama QAP (Streckeisen 1976), com o tonalito (LT-101) e as amostras de Tonalitos (ECB-26, ECB-27A e INCRA).

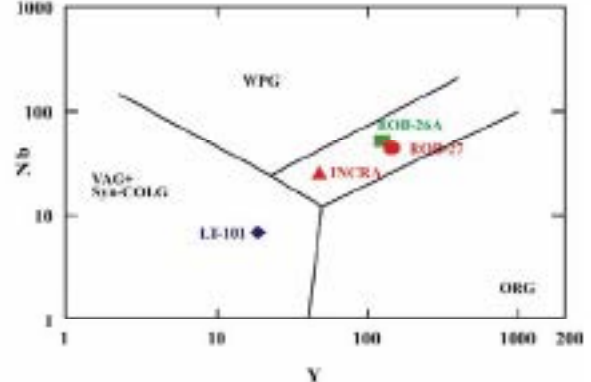
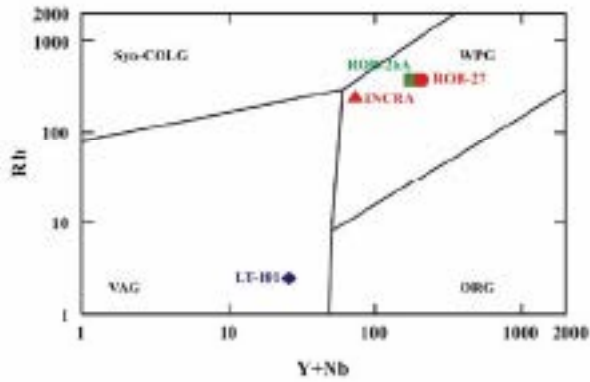


Fig. 3 e 4 - Diagramas Rb vs Y+Nb e Nb vs. Y de Pearce et al. (1984) para discriminação de ambientes tectônicos aplicados ao tonalito e as rochas de Tonalitos (tonalitos).

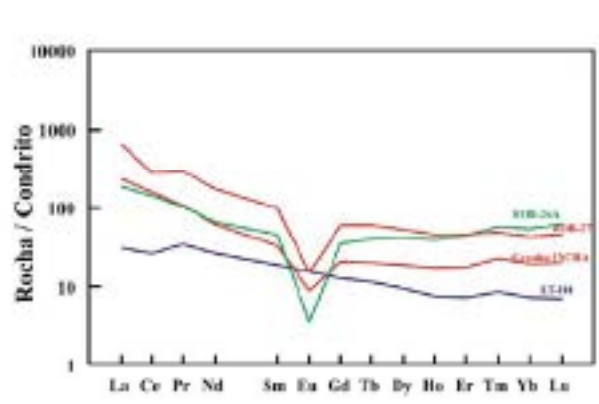


Fig 5 - Diagrama de Elementos Terras Raras normalizadas para os condritos (Evans et al., 1978).

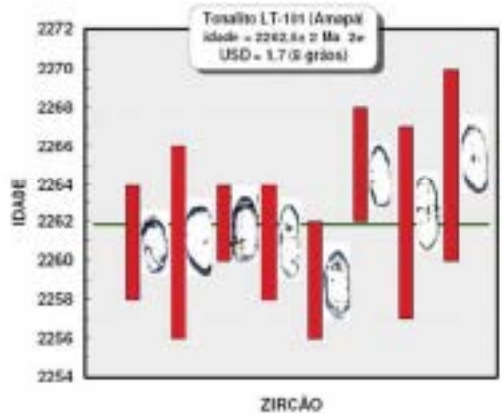


Fig 6 - Diagrama de idade Pb-Pb em zircão. Idade calculada com 3 grãos.

DOMÍNIOS TECTÔNICOS DA PORÇÃO ORIENTAL DO CRÁTON AMAZÔNICO NO PARÁ

Marcelo L. Vasquez, Lúcia T. Rêgo-Costa, Cíntia M.G. da Silva, Brandão L. Klein
Serviço Geológico do Brasil - CPRM, Belém - PA

INTRODUÇÃO

As províncias tectônicas que ocorrem no Pará foram compartimentadas em domínios tectônicos pré-cambrianos no Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Pará (Vasquez et al. 2008a). Esta compartimentação foi baseada em padrões geocronológicos, associações litológicas, *trondhjemites* e assinaturas geofísicas e, conseqüentemente, com evolução geológica particular e distinta em relação a dos domínios adjacentes. Os domínios tectônicos são compostos por associações tectônicas que são unidades que reúnem unidades estratigráficas formadas durante um evento tectônico e ambiente tectônico específico. Os dados petrológicos e geocronológicos usados para classificar as associações tectônicas são apresentados e discutidos em Vasquez et al. (2008b).

Nas províncias arqueanas e paleoproterozóicas da porção oriental do Cráton Amazônico foram individualizados onze domínios para os quais foram adotadas designações já utilizadas em trabalhos anteriores (ex. Santos 2003), ou propostas novas denominações (Fig. 1). Dentre as propostas mais discutidas na literatura recente para a compartimentação do Cráton Amazônico destacam-se a de Santos (2003) e Tassinari e Macambira (2004), que, em linhas gerais, são similares, com algumas discordâncias, sobretudo em relação a limites de províncias tectônicas, mas que admitem que a evolução do cráton é resultante de sucessivos episódios de acreção crustal durante o Paleo- e o Mesoproterozóico, em volta de um núcleo mais antigo, estabilizado no final do Arqueano. Neste trabalho foi adotada a proposta de Santos (2003) para a compartimentação do Cráton Amazônico.

No Pará ocorrem as províncias Carajás, Transamazônicas, Tapajós-Parima e Amazônia Central (Fig. 1). Em função da reavaliação dos dados disponíveis na literatura e na aquisição de novos dados, algumas modificações foram implementadas no modelo adotado, destacando-se a proposição de novos limites entre as províncias Carajás, Transamazônicas e Amazônia Central, o que se reflete diretamente na área de abrangência das mesmas.

DOMÍNIOS TECTÔNICOS ORIENTAIS

Na Província Carajás o Domínio Rio Maria é caracterizado por uma crosta juvenil mesoarqueana (ca. 3,0 Ga) composta por *granostone belts*, complexos máfico-ultramáficos, granitóides e ortogneisses tipo TTG e granitos potássicos de 3,0 a 2,83 Ga. Esse embasamento é recoberto por bacias platformais e intracratônicas de antigais de provável sedimentação paleoproterozóica, anterior ao magmatismo félsico do Orosiriano (ca. 1,88 Ga).

No Domínio Carajás, os ortogneisses e remanescentes de granulitos apresentam protólitos (ca. 3,0 Ga) e metamorfismo de alto grau (ca. 2,86 Ga) mesoarqueanos. Corpos de granitos e charnockitos estão associados a esse embasamento, mas destacam-se os granitos potássicos de 2,76-2,73 Ga, contemporâneos a tardios a tectônica transcorrente de direção WNW-ESE que afetou esse domínio. *Granostone belts* mesoarqueanos (2,76-2,73 Ga), com complexos máfico-ultramáficos associados, marcam uma bacia de riftes continental que em parte apresenta magmatismo de arco magmático, podendo trata-se de uma bacia retro-arco. Esses *granostone belts* são recobertos por uma bacia platformal mesoarqueana (> 2,7 Ga). Entre 2,58 e 2,50 Ga ocorreram pulsos graníticos localizados, eventos de metamorfismo e hidrotermais. Por volta de 2,4 Ga se posicionaram complexos máfico-ultramáficos que marcam um magmatismo intracratônico, mas o magmatismo de ca. 1,88 Ga foi o último evento magmático paleoproterozóico.

Na Província Transamazônica, os domínios Barajá, Paru e o Bloco Amapá se caracterizam pela expressiva ocorrência de granulitos de protólitos arqueanos (3,0-2,6 Ga) e charnockitos e granitos ricasianos (2,1 – 2,07 Ga) que representam associações sin a pós-colisionais. Além do metamorfismo granulítico de ca. 2,07 Ga relacionado ao rebasamento crustal, há evidências de metamorfismo de ca. 2,1 Ga relacionado ao espessamento crustal nesses domínios. As associações pré-colisionais relacionadas aos arcos de ilhas e magmáticos ricasianos (2,2-2,13 Ga) estão mais bem representadas no Domínio Carecira, mas também ocorrem em outros. No Domínio Barajá ocorrem protólitos de rochas de alto e médio grau metamórfico (2,5-2,44 Ga), *granostoma bolts* (2,36 Ga) e granitoides (2,34-2,31 Ga) do Sideriano. Esse domínio possui evidências de acreção juvenil no mesarquesmo (2,7-2,5 Ga). O Domínio Santana do Araguaia, o segmento mais meridional desta província (Fig. 1), se caracteriza por ortogneisses e migmatitos com protólitos arqueanos (3,0-2,7 Ga) retrabalhados durante o Ciclo Transamazônico, com formação de granitoides (2,19 Ga) neste evento. Também apresenta evidências de uma crosta formada há ca. 2,7 Ga e os *granostoma bolts* (< 2,83 Ga) são mais jovens que os do domínio mesoarquesmo adjacente (Domínio Rio Maria). Sobre esse embasamento se depositaram coberturas intracratônicas no início do Orosiriano (< 2,08 Ga). Geralmente, os domínios da Província Transamazônica apresentam uma estruturação de direção NW-SE que contrasta com a E-W dos domínios da Província Carajás.

O Domínio Tapajós é o segmento da Província Tapajós-Parima que ocorre no Pará (Fig. 1), é composto de associações de um ou mais arco magmáticos ou de ilha mesizianos (2,03-1,98 Ga) e bacias relacionadas instaladas na margem do protocráton (províncias Carajás e Transamazônicas). Há controvérsia se os eventos magmáticos posteriores (1,97-1,89 Ga) representam sucessivos arcos magmáticos ou estão relacionados à tectônica transveramente pós-colisional da colagem do arco de ~ 2,0 Ga e a subsequente distensão há 1,88 Ga. Este evento distensivo está mais bem marcado pelas associações relacionadas a bacias de rifte continental e os eventos magmáticos de 1,78 Ga associados.

A Província Amazônia Central está representada pelos domínios Iriti-Xingu e Erepecuru-Trombetas (Fig. 1). Nesses o magmatismo félsico intracratonal de 1,88 Ga é mais expressivo que nos demais domínios do cráton. As associações de magmatismo intermediário orosiriano e as bacias de rifte continental são comuns no Domínio Iriti-Xingu. Evidências isotópicas sugerem mistura de fontes crustais arqueanas e paleoproterozóicas para as rochas ígneas orosirianas. No Domínio Erepecuru-Trombetas são frequentes associações de rochas máficas proterozóicas que provavelmente estão relacionadas a eventos magmáticos intracratonais orosirianos e estaterianos. O embasamento granito-gnáissico é expressivo na porção leste do Domínio Erepecuru-Trombetas, enquanto no Domínio Iriti-Xingu este tipo de embasamento aflora localmente, mas ambos os casos são pouco conhecidos. Neste último domínio destacam-se as ocorrências de coberturas de deposição ricasiana (< 2,08 Ga) que podem corresponder a remanescentes de uma bacia de antepaís de orógenos transamazônicos.

Uma pequena parte do Domínio Juazeira da Província Rondônia-Juazeira aflora no extremo sul do Pará (Fig. 1). Predominam rochas de arco vulcânico estateriano (1,79-1,76 Ga) cortadas por granitos pós-orogênicos um pouco mais jovens. Também ocorre um segmento de uma bacia platablinal de sedimentação estateriana (< 1,73 Ga) que deve estar relacionada ao final da evolução do orógeno.

CONSIDERAÇÕES

A aplicação de uma sistemática que detalha as unidades tectônicas, distinguindo associações e domínios dentro das províncias tectônicas é fundamental para organizar o conhecimento e entender a evolução geológica das grandes unidades tectônicas. Esta sistemática vem sendo usada pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM em seus produtos.

A evolução geológica do Cráton Amazônico se deu a partir dos núcleos arqueanos da porção oriental, marcando assim a passagem do Arqueano e para o Proterozóico neste cráton.

O detalhamento das unidades tectônicas que compõem esta importante parte do cráton permitiu refinar os limites entre as unidades e apresentar os modelos evolutivos propostos para essas unidades.

REFERÊNCIAS

- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo dos Guianas e Brasil-Central. In: Ricci, L.A. et al. (Ed.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: textos, mapas e SIG. Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, p. 169-226.
- Tassinari C.C.G. e Macambira, M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V. et al. (Ed.). Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, p. 471-485.
- Vasquez M.L., Souza C.S., Carvalho, J.M.A. (Orgs.). 2004a. Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará, escala 1:1.500.000. PGB. CPRM: Belém, 1 CD-rom.
- Vasquez M.L.; Rosa Costa L.T., Silva, C.M.G., Klein R.I. 2004b. Compartimentação Tectônica. In: M.L. Vasquez, L.T. e Rosa-Costa (Org.) Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas geológica e tectônica e de recursos minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, p. 99-113.

DISTINÇÃO DE ZONAS PERMO-POROSAS NA CIDADE DE MANAUS/AM POR MEIO DE TÉCNICAS GEOFÍSICAS

Leza Simone Barata Souza, CPGG-IGr/UESP (leza@simonebarata.com.br)
 Ota Franches Verina (otaverina@uesp.br)

Introdução

O sistema de águas subterrâneas vigente na cidade de Manaus (AM) é pertencente ao Aquífero Alter do Chão, o qual é caracterizado por fácies sedimentares arenosa, argilosa, areno-argilosa e "Arenito Manaus" depositadas em ambiente fluvial e flúvio-deltaico. Estima-se que 32.500 km³ de água possam ser exploradas, fornecendo poços confinados a semi-confinados com vazão de até 300 m³/h em poços de aproximadamente 220 m de profundidade (Aguilar et al. 2002). Grandes distorções, contudo, têm sido notadas, e Manaus foco deste trabalho, tem poços com baixo rendimento (de 78 m³/h), devido à má colocação de filtros em consequência da falta de informação sobre os aquíferos. Através do uso integrado das ferramentas: (a) Perfilagem Geofísica de Poço (FGP) (perfil de raio gama, de potencial espontâneo e de resistência elétrica), que foram obtidos utilizando o equipamento 1000C da *Monsie Soprás* analógico com capacidade para perfilar até 400 m; (b) Sondagem Elétrica Vertical (SEV) com uso do equipamento Resistivímetro GEOTEST RD-300A, cujo processamento das curvas de campo da SEV foi obtido através da técnica de inversão com uso do programa ATO desenvolvido por Zohdy & Bisdorf (1989) e, (c) informações litológicas de amostragem de calha, tendo sido mapeadas camadas litológicas permo-porosas com elevado potencial aquífero nos zonas norte e leste da cidade de Manaus (Fig. 1).

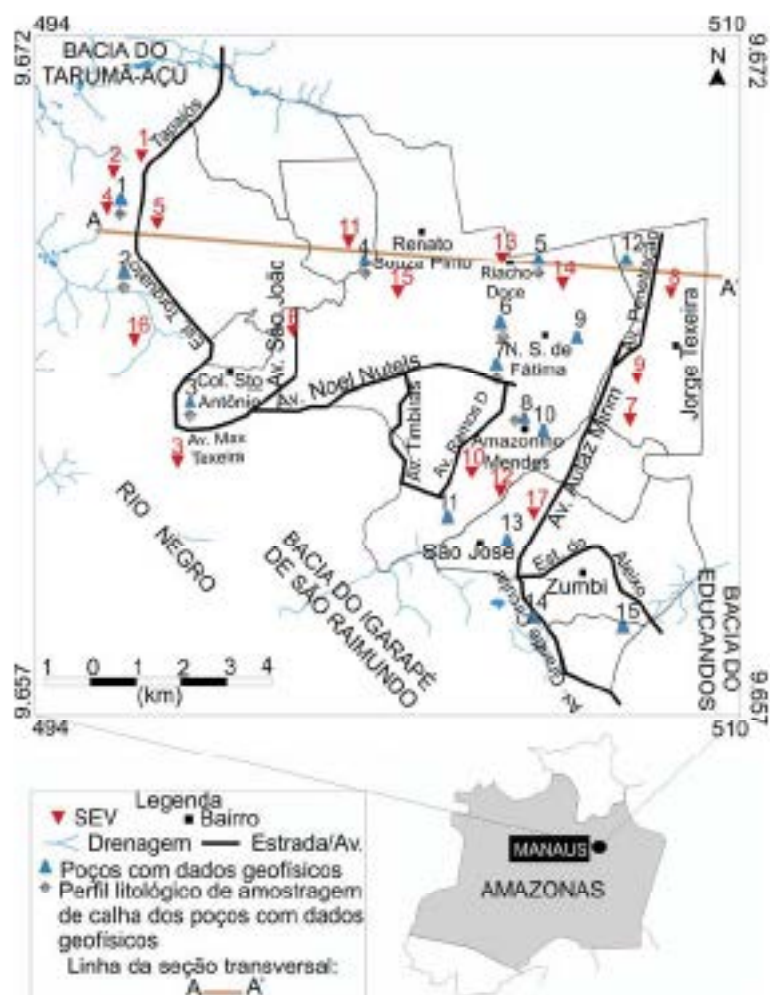


Fig. 1: Mapa de localização da área de estudo.

Aspecto Geológico e Hidrogeológico

Em Manaus a geologia está representada pela Formação Alter do Chão que está inserida no Grupo Javari, sendo encontrada ou em faixas contínuas a sul do município de Presidente Figueiredo ou confinada em estruturas tipo grábens, e datada ao Cretáceo Superior/Terciário Inferior (120 Ma), sendo caracterizada por arenitos argilosos, argilitos, arcósicos, quartzo-arenitos e brechas intraformacionais, com coloração avermelhada. Pelitos são bioturbados, sendo individualizados icnofóssis encontrados principalmente em depósitos de inundação (Nogueira et al. 1997).

O caráter hidrogeológico para Manaus é caracterizado pelo aquífero Alter do Chão, com espessura em torno de 200 m, dos quais 175 m estão saturados. Para uma porosidade efetiva de 15% em uma área de 400 km² tem-se uma reserva de água de 10 km³ (Agnir et al. 2002). O limite inferior do aquífero corresponde ao contato entre as rochas clásticas da Formação Alter do Chão e evaporitos e calcários da Formação Nova Olinda (?). O nível freático médio das águas do aquífero é de 25 m. Valores maiores que 25 m estão nas porções SE e NE, correspondendo a quase toda a parte oriental de Manaus. E os inferiores a 25 m se restringem para oeste, em virtude da topografia, chegando a aflorar em alguns locais, como na parte NW, no bairro de Santa Etelvina. As águas subterâneas em Manaus indicam um fluxo principal na direção NE-SW. Já os fluxos secundários mostram direções diversas, sendo originados principalmente pelo rebaixamento provocado pelos igarapés Quarenta, Mindi e Bolívia, associados à baixa transmissividade e exploração elevada nas imediações dessas drenagens (Agnir et al. 2002). Estas águas mostram-se pouco mineralizadas, com pH na ordem de 4,8 e uma condutividade elétrica de 32,4 S/cm (Silva 2001). Esses dados refletem uma infiltração bastante rápida e um ambiente de circulação quimicamente pobre. As águas são dos tipos sulfatada clorada potássica e clorada sódica. Portanto, são consideradas potáveis, embora, se tratando de um aquífero livre e estando pouco protegidas.

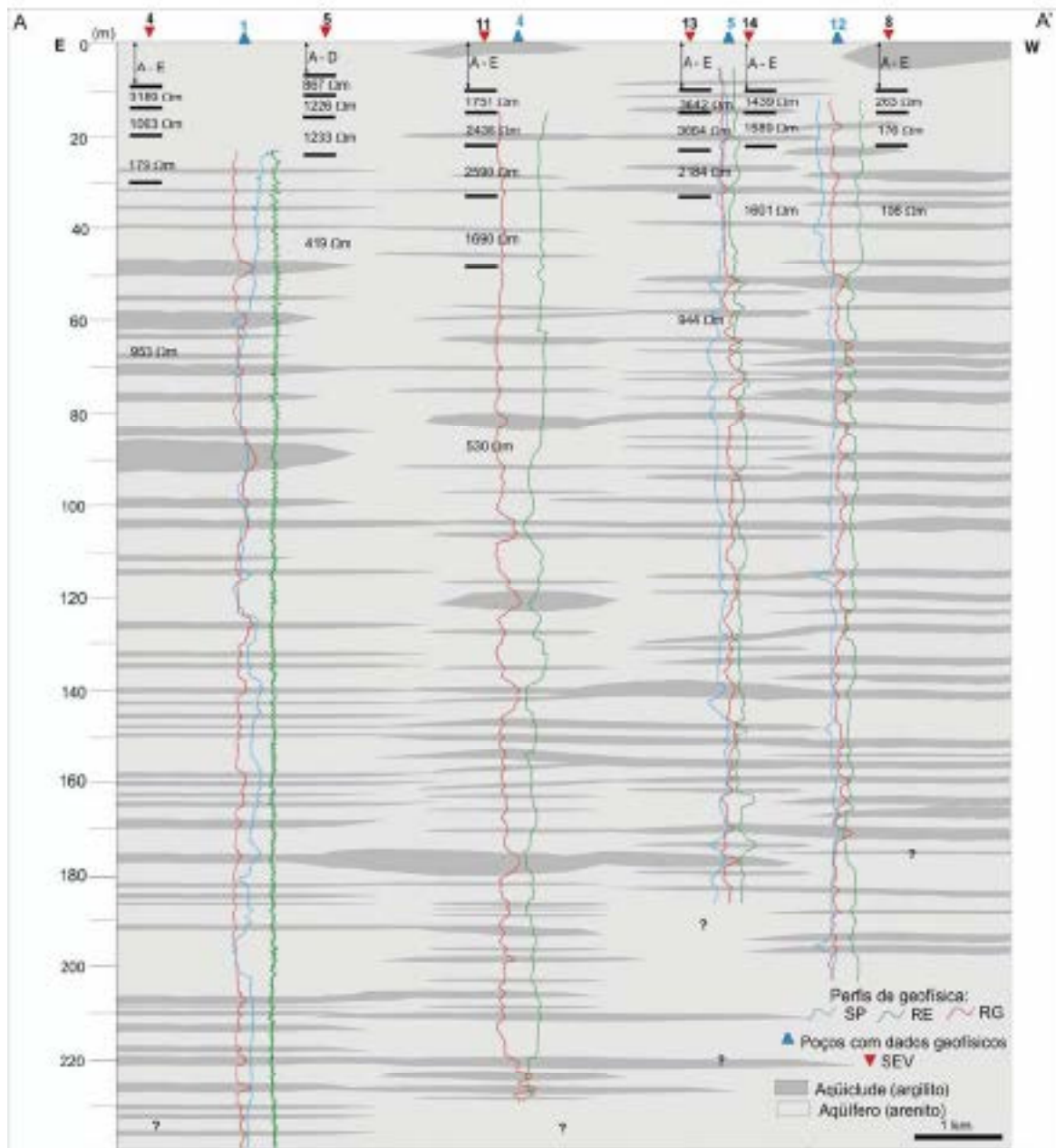
Resultados/Conclusões

Foram identificadas duas zonas aquíferas. A primeira zona é marcada pelos 50 m iniciais de profundidade. Nesta zona distinguem-se três tipos de litologias: argilosa, arenosa e areno-argilosa com as mais variadas dimensões. Estas duas últimas litologias apresentam elevado potencial aquífero. Mesmo assim, nesta zona não há tendência a conter um volume de água considerável, devido à limitada continuidade lateral dos corpos arenosos e estar sujeita aos esturvos antrópicos superficiais. Portanto, não indicada para exploração de água em grandes quantidades. A segunda zona se estende a partir dos 50 m até aproximadamente 290 m de profundidade. É caracterizada por dois tipos de litologias: arenosa e areno-argilosa. Ao contrário da primeira, a esta profundidade há propensão do armazenamento e exploração de água. Apresenta litologias com elevado potencial aquífero, cujos corpos arenosos são mais espessos e possuem uma maior continuidade lateral que os da zona 1; e valores de vazão de quase 300 m³/h. Serve, então, para abastecimento público por causa das boas vazões, garantia de água de boa qualidade protegida de ações antrópicas (Fig. 2).

A análise feita quanto à variação lateral, em mapas, de resistência transversal e condutância longitudinal, revelou que nas porções inferiores a 50 m de profundidade os setores NE e SW correspondem às zonas permeáveis. Portanto, possuem menos faixas argilosas, sendo considerados os setores mais transmissivos do sistema aquífero. Para poços com profundidade maior do que 50 m recomenda-se a locação nas faixas NNW, SW e extremo sul, em virtude dos resultados obtidos através de perfilações geofísicas de poços, as quais delimitam camadas permeáveis de elevado potencial aquífero para a área estudada (Figs. 3 e 4).

Referências Bibliográficas

- Agnir, C. J. B., Horbe, M. A., R. Filho, S. F., Lopes, R. S., Moura, D. F., Andrade, N. M.; Diógenes, H. S., 2002. Carta hidrogeológica da cidade de Manaus. CPRM Manaus, Relatório Interno, 1-4.
- Nogueira, A. C., Souza, V.; Soares, E. A. A., 1997. Contribuição a tectônica Cenozóica da região de Presidente Figueiredo, norte de Manaus-AM. 6. SIMP. NAC. EST. TBCT., Príncipepsia, 123-125.
- Silva, M. L. 2001, Hidroquímica elementar e dos isótopos de wênio no Aquífero Alter do Chão de Manaus – AM. Dissertação de Mestrado, UNESP, 82p.
- Zohdy, A. A. & Bisdorf, E. J. A., 1989. Programs for the automatic processing and interpretation of schlumberger sounding curves in quickbasic 4.0. Open-file report 89-137 A & B, U.S. Geological Survey, 19p.



	SEV4		SEV5		SEV8		SEV11		SEV13		SEV14	
	ρ_i	h_i	ρ_i	h_i	ρ_i	h_i	ρ_i	h_i	ρ_i	h_i	ρ_i	h_i
A	2700	2	4991	2	77	2	126	2	2171	2	771	2
B	4414	1	5811	2	132	1	247	1	4449	1	788	1
C	4880	1	3806	1	205	2	398	2	3196	2	865	2
D	4107	2	1527	3	276	2	658	2	2459	2	1001	2
E	3641	3	867	4	305	3	1100	3	2731	3	1205	3
F	3189	5	1226	5	263	5	1751	5	3642	5	1439	5
G	1003	6	1233	8	176	7	2436	7	3664	8	1589	7
H	179	10	419	-	106	-	2590	11	2184	10	1601	-
I	953	-					1690	15	944	-		
J							530	-				

ρ_i ($\Omega m.m$) e h_i (m)

Fig. 3: Exemplo de seção hidrogeológica inferida com bases nos dados geofísicos. Seção transversal AA'.

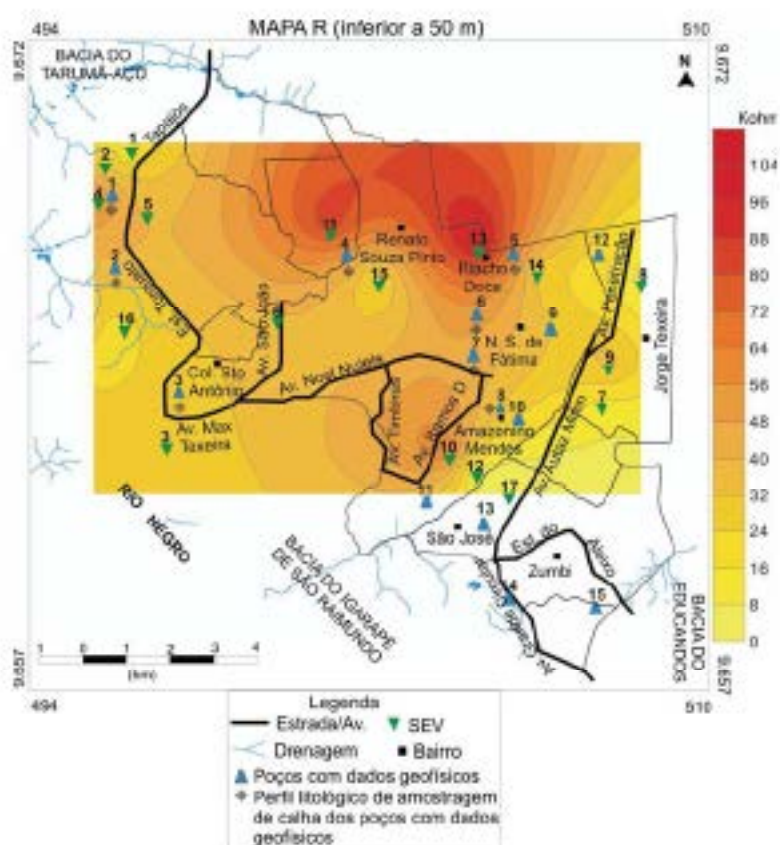


Fig. 3: Mapa de contorno de resistência transversal dos horizontes geotécnicos inferiores a 50 m de profundidade.

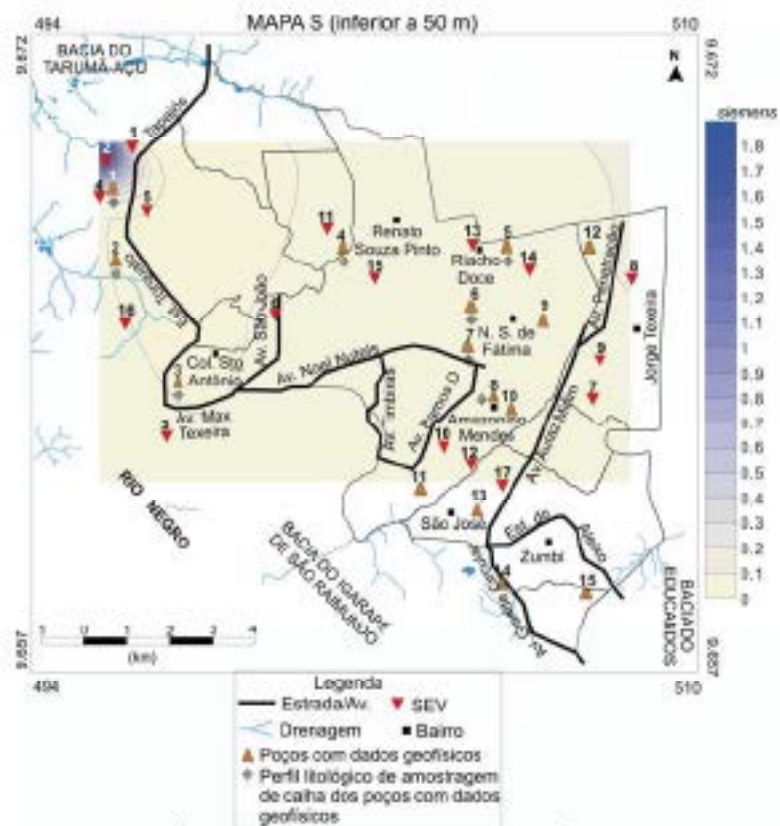


Fig. 4: Mapa de contorno de resistência longitudinal dos horizontes geotécnicos superiores a 50 m de profundidade.

LEVANTAMENTO DA QUALIDADE DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DE POÇOS NO PROJETO DE ASSENTAMENTO NOVA AMAZÔNIA - FANA I

Marcia Felipe Martins de Mello¹, Fábio Luiz Wankler², Roberto Câmara Araújo³

1 - Aluna do curso de especialização em Recursos Naturais – UFRF – marcia@conturbacao.com.br

2 - Departamento de Geologia – UFRF – fwankler@degi.ufrf.br

3 - Departamento de Física – UFRF – rcamara@fisica.ufrf.br

RESUMO

Na região de savana de Roraima, as reservas hídricas superficiais (mananciais e canais fluviais) localizam-se distante de algumas áreas de produção e residência de assentamentos agrícolas, sendo comum a utilização de poços amazons para o abastecimento humano e animal e para irrigação de lavouras, criando-se, assim, uma enorme dependência dos reservatórios subterrâneos, com implicações sanitárias ainda pouco entendidas. Assim, este estudo trata sobre o impacto criado pelas atividades de uma área de produção agrícola na qualidade da água do aquífero. Os dados foram coletados através de levantamentos sócio-ambientais e de dados hidrológicos (pH, temperatura, nível freático, condutividade elétrica e NO_3^-) de poços amazons e tubulares. Os resultados mostram que poços amazons, na forma como são instalados, favorecem a contaminação do aquífero.

Palavras-chave: saneamento; hidrogeologia; Aquífero Boa Vista

INTRODUÇÃO

Nas áreas de assentamento agrícola do estado de Roraima, os poços amazons são locais próximos as residências e sua construção e manutenção por vezes não protegem o reservatório de contaminações superficiais.

Rebouças (1992) considera que uma água subterrânea natural pode sofrer ainda notáveis modificações quanto à sua composição química original, sob circunstâncias que são, em muitos casos, corroboradas por atividades antrópicas prolongadas. Devemos considerar ainda que contaminações nestes reservatórios são agravadas devido ao intervalo de renovação de um lençol freático ser de aproximadamente 1400 anos (Fitts, 2002).

Existe escassez de informações sobre as características das águas subterrâneas na área rural de Boa Vista (Ávila, 2007; Souza, 2007 e CPRM, 2002), portanto são necessários estudos hidrogeológicos que investiguem a contaminação e/ou poluição a água subterrânea. Dados sobre as condições de exploração, medição dos parâmetros físico-químicos, caracterização do uso dos recursos hídricos e possíveis fontes de contaminação são necessários na construção do diagnóstico do meio físico de estudos ambientais (Robde, 2006).

Os resultados deste projeto trazão subsídios para futuros trabalhos de planejamento e ordenamento territorial em termos de recursos hídricos subterrâneos, bem como possibilitarão uma ligação para que os dados coletados possam ser utilizados nos ambientes gerenciados de órgãos públicos.

MATERIAIS E MÉTODOS

O Projeto de Assentamento Nova Amazônia possui uma área de 43.993,60 ha e está situado no município de Boa Vista, estado de Roraima, margem esquerda da BR-174, na direção norte, a 32 km da cidade de Boa Vista. Sua sede administrativa localiza-se nas coordenadas geográficas N 03° 04' 15" e W 060° 48' 44". O estudo foi realizado em 15 poços localizados próximo à BR-174, sendo 13 poços amazons em lotes ocupados e dois poços tubulares desativados, um localizado na área do Campus Mirupçu da UFRF e outro no extremo sul da área, na margem de uma estrada de acesso ao lotes da área de pesquisa.

O aquífero estudado pertence ao Sistema Aquífero Boa Vista (CPRM, 2002). Na área de estudo, a rocha reservatório é a Formação Boa Vista (Barbosa & Andrade Ramos, 1999). Esta rocha é constituída por intercalações de sedimentos de argilosos, siltesos e arenosos de granulação fina a grossa, de espessura média de 40 metros, depositados em um ambiente fluvioaluvionar (CPRM, 2002). Suas águas são predominantemente cloretadas sódicas de acordo com o Diagrama de Piper. Apresentam-se ácidas, o pH variando de 3,6 a 4,9, com média de 4,0 e sua condutividade elétrica varia entre 8,29 e 119,5 $\mu\text{S}/\text{cm}$, com média de 30 $\mu\text{S}/\text{cm}$. (CPRM, *op cit.*)

Durante o trabalho foi feito um levantamento sobre as condições dos poços da área e identificadas as possíveis de contaminação ao lençol. Os dados físico-químicos de água subterrânea (temperatura, condutividade elétrica, pH e NO_3^-) foram coletados com uma sonda multiparâmetro da marca YSI, modelo 6920. As medições foram realizadas no turno vespertino no período de julho de 2008 a fevereiro de 2009 com intervalo de dois meses para cada medida.

RESULTADOS

Levantamento sócio-ambiental

Com exceção dos poços tubulares, executados por empresas particulares a serviço da FUNASA, os poços amazônicos foram construídos pelos próprios proprietários. Sua rusticidade pode ser avaliada pela ausência de elementos que protejam de forma eficiente poço de contaminações como os descritos em HELLER & PÁDUA (2006): 1) impermeabilização de pelo menos três metros da porção superior do poço, 2) a construção de uma parede, também impermeável até a cota de um metro acima da superfície do terreno e a construção de uma tampa de concreto para o poço; 3) na zona saturada, o espaço anelar entre as mamelas (com furos, tipo drenos) e a parede do poço deve ser preenchido com brita, cascalho ou areia; 4) nos primeiros três metros abaixo do nível do terreno, o espaço anelar deverá ser impermeabilizado com calda de cimento ou argila compactada, formando uma capa envoltória de pelo menos quinze centímetros de espessura.

Os poços são escavados a profundidades de 5 a 7 metros. Não tem revestimento e a proteção da boca do poço é um pequeno muro (1,00 a 0,5 m) feito de tijolos ou adaptando um caso de concreto. Apenas 4 poços foram identificados com tampas de proteção, sendo que três eram apenas tábuas soltas e apenas uma apresentava tampa de concreto. Em outros três casos, os proprietários optaram por uma proteção precária, feita de tela fina plástica, e em uma delas, a presença de rasgos possibilitou a invasão do poço por sapos.

Potenciais fontes de contaminação ao lençol freático (fossas sépticas, sanitárias, esgoto a céu aberto) foram localizadas e suas distâncias até o poço determinadas. Os casos mais graves foram identificados nos poços P1, P5, P7 e P8 e P11. Nestes poços observou-se a presença de: A) fossas sépticas localizadas entre 10 a 20 metros de distância (P5, P7 e P8); B) poços localizados dentro da área de cultivo (P7 e P8); C) presença de criação de animais (P1 e P11); contaminação da água pela introdução de peixes (P7 e P12) e D) presença de sapos vivendo nos poços (P8).

Dados Físico-químicos

Os resultados do levantamento dos valores de nitrato, condutividade e nível freático, são apresentados, respectivamente nas figura 2, 3e 4. Os valores de temperatura entre os poços no período de estudo foi de 24 a 26°C e de pH de 4.5 a 6.6.

As fontes de contaminação identificadas foram comparadas com os resultados dos valores de nitrato da Figura 2. A análise destes resultados permitiu perceber que os poços com menor número de fontes poluidoras apresentaram de modo geral menores valores de nitrato. No caso do poço P5, onde foi identificado uma fossa séptica localizada a menos de 20 metros do poço, os valores elevado de nitrato sugerem que esta água sofre influência desta fonte de contaminação.

Um dos fatores que pode estar associado a valores elevados de nitrato dos poços P7 e P8 relaciona-se a própria atividade agrícola, pois estes localizam-se dentro das áreas de cultivo, que envolve o uso de inúmeros produtos químicos, sejam fertilizantes ou defensivos agrícolas. O Nitrato é o composto de nitrogênio mais importante em águas subterrâneas. Sua característica principal é a elevada solubilidade na água. Desta maneira, ele é facilmente transportado pelo escoamento, seja ele superficial, sub-superficial ou de percolação em direção ao lençol freático. A consequência direta desse fenômeno é a sobrecarga de nutrientes nos corpos d'água (REBOUÇAS; BRAGA; TUNDISI, 2002).

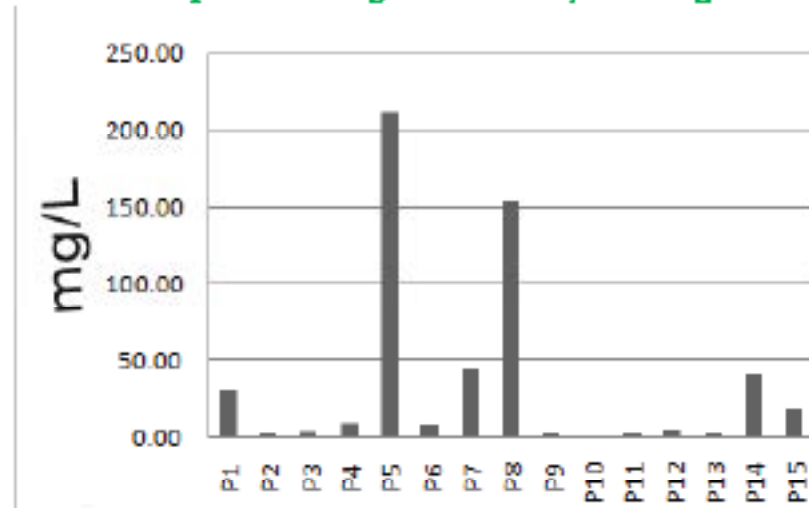


Figura 2 – valores de NO₃⁻ dos poços estudados. Reparar nos poços P5 P7 e P8 todos com valores acima de 50 mg/l, impróprios para consumo humano segundo OMS (1993).

Em relação aos valores de condutividade a Figura 3 mostrou que a maioria dos poços (exceto o 15) apresentou valores similares aos identificados para o aquífero por CPRM (2001). A comparação deste gráfico com o de nitrato não mostrou uma relação direta, o que sugere que os valores de condutividade podem estar associados a fontes de outras fontes.

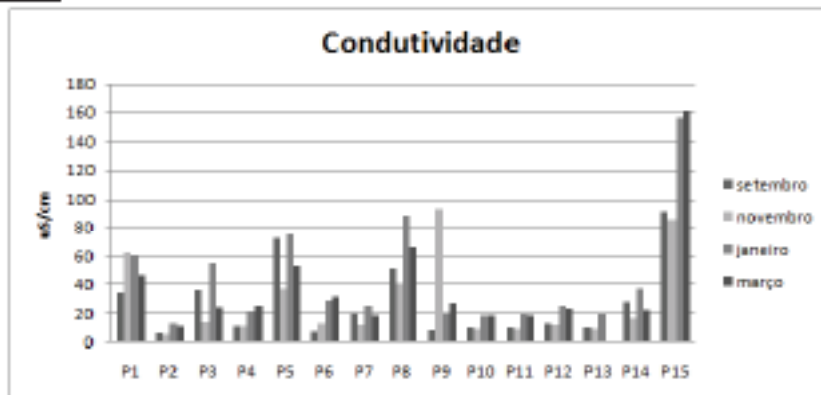


Figura 3 – valores de condutividade elétrica da área de pesquisa.

O resultados do nível freático (Figura 4) mostram que estes poços são rasos, com uma zona de aeração de pequena espessura, vulneráveis a contaminações, pois o tempo de filtragem dos poluentes originados da superfície é muito pequeno.

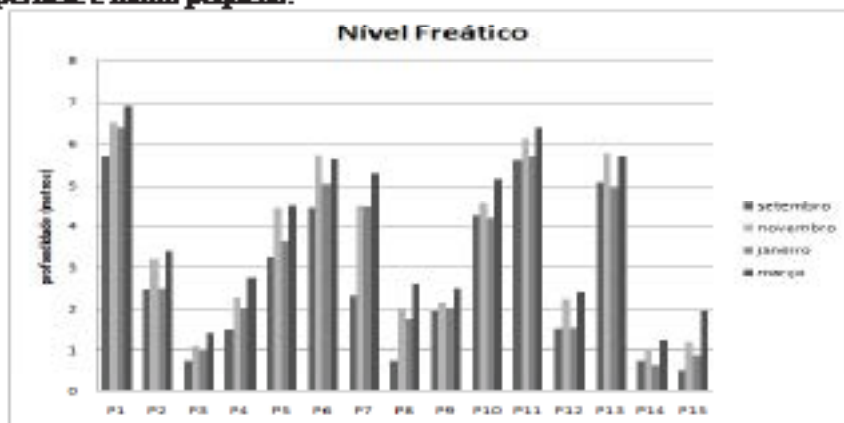


Figura 4 – valores de condutividade da área de pesquisa.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O modelo de poço amazones adotado pelos agricultores na área pesquisada carece de uma série de complementos para a conservação e manutenção da qualidade da água do poço. Para o controle da qualidade das águas é recomendável ações de prevenção, proteção e conservação dos corpos d'água. Quanto aos resultados dos parâmetros físico-químicos (pH e Condutividade elétrica) a água subterrânea não possui restrições maiores a nível de potabilidade. Já em relação ao teor de nitrato encontrou-se valores que merecem atenção, pois existe um risco de poluição, em função da inexistência de saneamento básico, presença de fossas negras e lavouras próximas aos poços e a construção inadequada dos mesmos. As características hidrogeológicas do aquífero, como o nível freático quase aflorante na estação chuvosa e excelente permeabilidade do solo sugerem que o aquífero é bastante vulnerável a contaminação por águas de infiltração, devido o reduzido o tempo de exposição do poluente aos agentes oxidantes e adsorventes na zona de aeração. Por se tratar de um local em processo de ocupação recente, os problemas ambientais identificados poderão ser minimizados e/ou eliminados por serem pontuais e não oferecerem perigo de contaminação ao aquífero freático. Contudo, o desenvolvimento esperado destas áreas, quantidades e concentrações suficientemente elevadas de materiais poluentes são incorporadas, sob condições físicas e químico-bacteriológicas adversas à depuração do meio aquífero, resultando em concentrações que podem ultrapassar os limites permissíveis. Assim, é necessário ações de curto prazo, como de conscientização ambiental e capacitação no manejo de recursos hídricos junto aos moradores locais, do contrário estas fontes de poluição poderão se alastrar, impactando uma área mais larga do aquífero.

BIBLIOGRAFIA

- AVILA, L.C.S.S. Caracterização preliminar do subsolo da área urbana de Boa Vista-RR, a partir de sondagens de simples reconhecimento. 2007. Dissertação (Mestrado em Recursos Naturais). Universidade Federal de Roraima-UFRR, Boa Vista. 88p.
- COMPANHIA DE PESQUISAS DE RECURSOS MINERAIS – CPRM. Zoneamento Ecológico-Econômico da Região Central do Estado de Roraima. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro. 2002.
- CUSTÓDIO, E.G. - Curso de Poluição das Águas Subterrâneas. VII Congresso Bras. de Águas Subterrâneas, ABAS-MG, Belo Horizonte, dez. 1992.
- FITTS, C. R. *Groundwater Science*. London: Academic Press, 2002.
- FRERZE, R. A.; CHERRY, J. A. *Groundwater*. New Jersey (EUA): Prentice-Hall. 1993. 604 p.
- HELLER, Léir, DR PÁDUA, Válder Lúcio. Abastecimento de água para consumo humano. Belo Horizonte: Editora UFMG, 2006. Pgs 392 e 393.
- HERMERS, L.C.; SILVA, A.S. Parâmetros básicos para avaliação da qualidade das águas: análise e seu significado ambiental. *Ingeniería: Boletim Meio Ambiente*, 2002. 32p.
- OMS (Organização Mundial da Saúde). *Guidelines for drinking-water quality*. OMS, Geneva, 1993. vol1, p.52-57.
- REBOÇAS, A. - Impactos ambientais nas águas subterrâneas. Anais, VII Congresso Bras. de Águas Subterrâneas, ABAS, 1 v., p.11-17, Belo Horizonte, dez. 1992.
- RIBEIRO, M.L.; LOURINCHETTI, C.; PEREIRA, S.Y.; MARCHI, M.R.R. Contaminação de águas subterrâneas por pesticidas: avaliação preliminar. *Química Nova*, São Paulo, v.30, n.3, maio/jun. 2007.
- RODHE, G. M. *Geoquímica Ambiental e Estudos de Impacto*. São Paulo: Signus Editora, 2008.
- SOUZA, A. O. . Água e saúde dos povos indígenas Yanomami (região do Tocantins, Roraima, Demini e Parupá) e Wapishana (Matuca da Matucacheta). 2007. Dissertação (Mestrado em Recursos Naturais). Universidade Federal de Roraima – UFRR, Boa Vista. 130 p.

O "ESTADO DE ARTE" DO CONHECIMENTO DO SISTEMA AQUIFERO BOA VISTA: DIAGNÓSTICO E PERSPECTIVAS.

Fábia Luiz Winkler¹, Renato Augusto de Oliveira Bongaletta¹

1 - Instituto de Geociências - Universidade Federal de Roraima, Av. Ezequiel, 2413, bairro Aeroporto, 69.304-000, Boa Vista - RR, (95) 3621-3114/3162, fwinkler@igl.ufr.br ; renato_wfr@yahoo.com.br

Resumo

O Sistema Aquífero Boa Vista fornece água para cerca de 70% do abastecimento urbano e da maioria da área rural limítrofe de Boa Vista, capital do estado de Roraima. Não obstante ser um reservatório de tamanha importância, verifica-se uma escassez de dados fundamentais de suas características, necessárias ao planejamento de sua gestão. Assim, o propósito deste artigo foi fazer um breve diagnóstico do estado de conhecimento do Sistema Aquífero Boa Vista, particularmente do reservatório constituído pela Formação Boa Vista, avaliando a sua vulnerabilidade ambiental, as deficiências e lacunas de informações sobre o sistema e as ações que podem ser implementadas visando melhorar o nível de informação e conseqüentemente, a gestão desse recurso natural, com vistas sua proteção ambiental e sustentabilidade.

1. INTRODUÇÃO

Embora a disponibilidade de água doce em superfície na Amazônia é muito maior que a de diversos países do mundo, a dificuldade de transporte, tratamento e armazenamento dessa água superficial fazem da água subterrânea uma das maiores fontes de água para o abastecimento humano nas principais capitais da região amazônica. O município de Boa Vista, no estado de Roraima, a água subterrânea é utilizada para o abastecimento público tanto na capital Boa Vista como em sua área rural. Cerca de 70% do suprimento de água em Boa Vista é de água subterrânea, principalmente por meio de 82 poços tubulares sob o controle da Companhia de Águas e Esgotos de Roraima (CAER) (Secretaria de Planejamento de Roraima - SEPLAN, 2008). Os 30% do abastecimento restante provém do rio Branco, o principal rio do Estado de Roraima.

Além dos poços da CAER existem também poços particulares, tanto tubulares como do tipo amazonas, sendo utilizados tanto no abastecimento humano como na irrigação em pequenas e médias propriedades do município, fundamental para viabilizar a utilização de áreas distantes ou tecnicamente onerosas para serem abastecidas por fontes surgentes de água doce.

A cidade de Boa Vista tem uma população de aproximadamente 243.500 habitantes e cresce rapidamente, com média de crescimento populacional maior que a média regional e nacional (INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE, 2007). Em função disso, há um rápido aumento da demanda de serviços de saneamento básico. Os efeitos deste rápido crescimento populacional na qualidade da água destes reservatórios, necessários para o planejamento e gestão destes recursos, tem sido dificultada escassez de dados fundamentais de suas características.

O propósito do presente artigo foi fazer um breve diagnóstico do estado de conhecimento do Sistema Aquífero Boa Vista, particularmente do reservatório constituído pela Formação Boa Vista, avaliando a sua vulnerabilidade ambiental, as deficiências e lacunas de informações sobre esse sistema e o que ações podem ser implementadas visando melhorar o nível de informação e conseqüentemente a gestão desse recurso natural, com vistas sua proteção ambiental e sustentabilidade.

2. O SISTEMA AQUIFERO BOA VISTA

O Sistema Aquífero Boa Vista é do tipo integrantilar, apresenta uma área de ocorrência de aproximadamente 14.000 km², sendo composto pela Formação Serra do Tucano (Cretáceo), Formação Boa Vista (Terciário), Formação Areias Brancas (Quaternário) e além de depósitos coluvionares e aluvionares do Quaternário (CPRM, 2002).

Não obstante a Formação Serra do Tucano se mostrar o melhor reservatório do sistema, pois apresenta maior espessura de sedimentos arenosos, principalmente dentro do Hemigabon do Tucano, contudo não há indícios de ocorrência dessa formação sob a área urbana e boa parte da área rural do

município de Boa Vista. Quanto a Formação Areias Brancas e depósitos colúvianos, a distribuição esparsa e pequena extensão lateral e vertical destes reservatórios no município de Boa Vista os tornam pouco relevantes com reservas hídricas. Assim, a Formação Boa Vista com sua área de abrangência e suas características geológicas é o principal aquífero que abastece o município.

A Formação Boa Vista ocorre praticamente em toda a extensão do sistema. Considerada de idade terciária e de origem fluvio-aluvionar, é constituída por intercalações de sedimentos de argilosos, silteosos e arenosos de granulção fina a grossa. Sua espessura média na área urbana e proximidades é cerca de 40 metros. Rochas basálticas e andesíticas pertencentes ao Complexo Vulcânico Apotei do Triássico, compõem a base do aquífero e da deposição dos sedimentos mesozóicos e cenozóicos na área do Hemigraben Tacutu (CPRM, 2002).

Ávila (2008) estudou o subsolo de Boa Vista, visando avaliar a sua vulnerabilidade a poluição, tendo por base 75 de sondagens a percussão (ensaio SPT) distribuídas na área urbana. Em geral os perfis de sondagem mostraram que os primeiros níveis são silte-arenosos, passando silte-arenosos e/ou silte-argilosos nos níveis médios, terminando em níveis de concreções lateríticas, os quais normalmente são os limites das sondagens a percussão. Em praticamente todas as áreas o subsolo de Boa Vista apresenta esses horizontes de concreções lateríticas.

Para realização do Zoneamento Ecológico-Econômico de Roraima a CPRM analisou perfis geológicos de poços acompanhados durante a perfuração e obtidos nas empresas de perfuração e observou que geralmente o perfil geológico inicia-se com material silte-arenoso a areia fina, passando para areia grossa em profundidade, constituindo um aquífero livre em grande parte da área urbana. Na porção leste da área urbana o perfil geológico é francamente arenoso, enquanto na porção oeste, há uma ocorrência maior de camadas argilosas. A produtividade dos poços reflete essas anisotropias. Também foram realizados estudos e avaliações preliminares do sistema aquífero, com base em dados dos poços tubulares da CAPR, indicando que na zona urbana de Boa Vista este aquífero comporta-se predominantemente como livre a semiconfinado, mas pode se apresentar como confinado (CPRM, 2002).

A CPRM realizou amostragem e análises físico-químicas para caracterização hidrogeoquímica e avaliação da qualidade da água. Os resultados mostraram que as águas do Sistema Aquífero Boa Vista são predominantemente cloretadas sódicas de acordo com o Diagrama de Piper. Apresentam-se ácidas, o pH variando de 3,6 a 4,9, com média de 4,0 e sua condutividade elétrica varia entre 8,29 e 119,5 $\mu\text{S}/\text{cm}$, com média de 30 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Os valores maiores, acima de 50 $\mu\text{S}/\text{cm}$, foram registrados na zona leste da área urbana de Boa Vista, onde ocorre maior densidade populacional. Os altos valores foram interpretados como indicativo da contaminação devido à infiltração de águas servidas e das fossas domésticas para o aquífero subposto, uma vez que este apresenta nível d'água elevado e, predominantemente, condições freáticas, o que aumenta a sua vulnerabilidade à contaminação. Corroborando com essa afirmação, na referida zona também foram registrados os valores mais elevados de nitrato (acima de 2 mgN/L), embora abaixo do máximo permitido (10 mgN/L).

Por outro lado, o estudo realizado por Ávila (2008) mostrou que as zonas da cidade mais vulneráveis a poluição do subsolo são a sul e sudoeste, uma vez que ali o subsolo se apresenta permeável e o nível do lençol freático é mais raso (1,35 a 4,00 metros de profundidade no período de estiagem). Deve-se ressaltar que estas zonas são de expansão mais recente da área urbana e as mais afetadas por alagamentos intermitentes durante o período de chuvas, refletindo a elevação e muitas vezes o afloramento do lençol freático. A agravante é que essas zonas não têm serviços de coleta de esgoto e são nem por cento abastecidas por água de poços ali situados.

Estudos voltados às ocorrências na zona rural do Aquífero Boa Vista estão sendo desenvolvidos por pesquisadores da UFRR¹. Os resultados preliminares de 15 poços amazônicos em uma área na margem direita do Rio Murupú mostra que seis deles apresentam valores de nitrato acima dos recomendados em BRASIL (2004) e estes resultados estão sendo associados à contaminação do lençol subterrâneo devido à presença de fossas sépticas e atividades agrícolas.

¹ Projeto "Estado do aquífero em área de produção agrícola no estado de Roraima: construção de um sistema de informações geográficas" financiado pelo edital FEMACT / MCT/ CNPq/ CT-IRRA Nº 002 / 2006.

3. AÇÕES NECESSÁRIAS

A importância do Sistema Aquífero Boa Vista, particularmente do reservatório constituído pela Formação Boa Vista para o abastecimento da capital do estado de Roraima, somada a sua alta vulnerabilidade ambiental e a exploração desordenada impõe a necessidade de uma série de estudos para a produção de conhecimentos sobre suas características. Destacam-se a seguir aqueles que se consideram mais fundamentais.

Caracterização da rocha reservatório

O estudo da geologia da rocha reservatório é fundamental para compreender o comportamento hidrogeológico de aquífero. Feições geológicas podem afetar o comportamento do fluxo de várias formas, tais como: 1) falhas regionais, cujos rejeitos compartimentam o aquífero em segmentos hidrogeologicamente distintos; 2) estratos e camadas horizontais cujas características faciológicas resultam barreiras impermeáveis ou anisotropias na permeabilidade e condutividade; 3) os padrões texturais das litofácies, afetam localmente os padrões de fluxo dentro das camadas; e, finalmente, 4) existência de cimento nos poros da rocha afetando a porosidade e causando efeitos hidrogeoquímicos. (FREEZE e CHERRY, 1991; GALLOWAY e SHARP, 1998).

Deste modo, a caracterização geológica da rocha reservatório implica que se tenha à mão um conjunto de técnicas cujas resoluções permitam a análise da escala estratigráfica, deposicional e faciológica do aquífero. Assim, ao se adotar uma abordagem multiescalar pode-se reconhecer e hierarquizar diferentes escalas de heterogeneidade do aquífero.

Estudos de Balanço Hídrico Climatológico e da Capacidade de Recarga

Estudos de balanço hídrico climatológico devem ser realizados nas bacias hidrográficas que compreendem a zona do aquífero, visando avaliar seu potencial de recarga. Estes estudos devem envolver cálculos e medidas de evapotranspiração, de vazão dos principais cursos d'água e de precipitação pluviométrica. Para isso é necessária a instalação nas bacias de alguns instrumentos de medidas, inclusive de pluviômetros e pluviógrafos, uma vez que existem pouquíssimos desses equipamentos instalados na região. Atualmente os docentes e pesquisadores do Departamento de Geologia da UFRR vêm realizando medidas de vazão de rios e igarapés na área urbana e peri-urbana de Boa Vista, visando à caracterização hidrológica dessas bacias.

Caracterização de Parâmetros Hidrogeológicos e de Vulnerabilidade

Caracterizar de modo mais consistente e confiável parâmetros hidrogeológicos como permeabilidade e transmissividade é necessário a definição da capacidade de produção. Já a estudo da vulnerabilidade envolverá estudos como topografia, tipo de solo, profundidade do nível freático, natureza da zona não saturada, recarga, litotipo e estrutura do meio aquífero e permeabilidade, deverão ser considerados.

Avaliação de Produtividade dos Poços

É importante estabelecer uma avaliação sistemática da produtividade dos poços, por meio de ensaios de vazão e medição do nível dinâmico ao longo do tempo, de modo a acompanhar possíveis variações da produtividade dos poços. Faz-se necessário uma série de ações e medidas administrativas dos gestores no tocante a exploração e uso da água subterrânea em Boa Vista, entre as quais se relacionam a seguir as mais prementes:

- a - estabelecimento de instrumentos legais, de normas técnicas e de uma estrutura técnico-administrativa que garanta a eficácia na exploração e controle desse recurso;
- b - disciplinamento pelas autoridades competentes das perfurações de poços, de modo que os mesmos não se tornem vetores de contaminação do aquífero devido à construção inadequada;
- c - definição técnica do perímetro de proteção de poços, dada a presença de fossas, postos de gasolina, cemitérios, termelétricas, curtumes, dentre outras fontes potenciais de contaminação, que representam sério risco de contaminação da água;
- d - estabelecimento de poços de monitoramento que deverão ser devidamente aparelhados;
- f - gestão integrada da água subterrânea com a água superficial;

g – Expansão e aperfeiçoamento de SIAGAS da CPRM em Roraima.

Por fim, é necessário desenvolver campanhas de informação e educação, para sensibilizar e mobilizar a sociedade sobre a importância da água subterrânea e dos cuidados básicos para sua proteção e sustentabilidade, além de capacitar tecnicamente gestores privados e públicos (municipais, estaduais e federais) que lidam com este recurso essencial.

4. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O conhecimento sobre os impactos na qualidade da água subterrânea em Roraima encontra-se ainda em estágio inicial quando comparado a outros estados da Federação. A identificação de áreas potencialmente contaminadas ainda é incipiente, decorrente de uma histórica falta de políticas públicas para a gestão de águas subterrâneas acoplada ao desconhecimento da população e do governo sobre a importância dos aquíferos para o abastecimento público.

A importância do Aquífero Boa Vista para abastecimento público e atividades agrícolas, é um tema que merece investigações sistemáticas e a longo prazo. É necessário estudos de monitoramento ambiental, pois estudos desta natureza possibilitam identificar os processos de contaminação dos reservatórios e determinar as práticas de remediação. Tais avaliações podem ser efetuadas pelo monitoramento de áreas piloto ou pela caracterização do aquífero. Os resultados desses estudos podem ser utilizados para alertar sobre o potencial de mobilidade dos contaminantes nas águas subterrâneas, fornecendo subsídios para planejamento e implantação de políticas públicas pelos órgãos governamentais.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AVILA, LC.S.S.. Caracterização preliminar do subsolo da área urbana de Boa Vista-RR, a partir de sondagens de simples reconhecimento. 2007. Dissertação (Mestrado em Recursos Naturais). Universidade Federal de Roraima-UFRR, Boa Vista. 88p.
- COMPANHIA DE PESQUISAS DE RECURSOS MINERAIS – CPRM. Zonamento Ecológico-Econômico da Região Central do Estado de Roraima. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro. 2002.
- BRASIL. Ministério da Saúde. Estabelece os procedimentos e responsabilidades relativos ao controle e vigilância da qualidade da água para consumo humano e seu padrão de potabilidade, e dá outras providências. Portaria Nº 518, de 25 de Março de 2004. DOU 28/03/2004, seção 1, p 286.
- FACCINI, U. F.; GIARDIN, A.; MACHADO, J. L. P.. Heterogeneidades litofaciológicas e hidroestratigrafia do Sistema Aquífero Guarani na Região Central do Rio Grande do Sul. In: Paim, P. S. G.; Faccini, U. F.; Neto, R. G. Geometria, Arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares – um estudo de casos. São Leopoldo, Editora Ursinus (convênio RR.98.0750.00 – RADCT III), p. 147-173. 2003.
- FRERZE, R. A.; CHERRY, J. A. Groundwater. New Jersey (EUA): Prentice-Hall. 1993. 604 p.
- GALLOWAY, W. R.; SHARP Jr., J. M. Characterizing aquifer heterogeneity within terrigenous clastic depositional systems. In: Fraser, G. S. & Davis, J. M. (Eds.). Hydrogeologic Models of Sedimentary Aquifers. Tulsa (EUA): SEPM Special Publications, p. 91-106. 1998. (Concepts in Hydrogeology and Environmental Geology nº 1)
- GIARDIN, A.; FACCINI, U. F. Complexidade hidroestratigráfica e estrutural do sistema aquífero guarani: abordagem metodológica aplicada ao exemplo da área de Santa Maria-rs, Brasil. Rev. Águas Subterrâneas, n. 18, p. 39-54, 2004.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. Contagem da população. Disponível em <http://www.ibge.gov.br>. Acesso em 27 jun. 2008.
- SECRETARIA DE ESTADO DE PLANEJAMENTO E DESENVOLVIMENTO DE RORAIMA – SEPLAN. Roraima: conjuntura e oportunidades. Boa Vista. SEPLAN-RR. 2008. 156p.
- WANKLER, F. L.; FACCINI, U. F.; SILVA, P. L. Contribuição ao estudo do Aquífero Puro das Trucas, na região de Santa Maria, RS: compartimentação estrutural e sua influência no comportamento hidrogeológico. In: XV ENCONTRO NACIONAL DE PERFURADORES DE POÇOS/ SIMPÓSIO DE HIDROGEOLOGIA DO SUL-SUDESTE. 2007, Gramado - RS. Anais, CD-ROM.

O AQUIFERO ALTER DO CHÃO E O CULTIVO DE SOJA NO PLANALTO DE SANTARÉM-PA

Ariolino Neres Souza¹

RESUMO

No ano de 2002, teve início no planalto de Santarém, no norte do Estado do Pará, a mais nova fronteira de produção de soja e grãos do Brasil. Os problemas sociais surgidos, além do alto custo pago pela natureza, através de um desmatamento desmedido, aliado ao uso intensivo de fertilizantes e agrotóxicos, aplicados sobre sedimentos da formação Alter do Chão, não sensibilizaram ainda, o poder público, com a perspectiva dos riscos de contaminação dos recursos hídricos superficiais e subterrâneos. Este trabalho tem o intuito de mostrar que o uso de insumos aplicados diretamente aos solos do aquífero Alter do Chão, pode ter iniciado o processo de modificação da qualidade da água desse aquífero, fato este, já observado em poços cadastrados na região.

INTRODUÇÃO

A porção norte dos municípios de Santarém e Belterra é considerada, área prioritária para o cultivo de soja e grãos. Isso é justificado, pela proximidade ao porto de embarque da Cargil, em Santarém e, pela influência do Planalto do Tapajós-Xingu - feição morfológica elevada, de topo plano e pelo Planalto Rebaixado da Amazônia, com superfícies pediplanadas em domínios de sedimentos da formação Alter do Chão, sobre as quais se desenvolve o referido polo de soja.

É grande a preocupação rural que se estabeleceu em Santarém e Belterra, com relação à perspectiva de contaminação dos mananciais superficiais e subterrâneos. Este trabalho, que não tem a pretensão de fazer denúncias, sobre o desenvolvimento agrícola da região tem apenas, o objetivo de manifestar a preocupação sobre os riscos de contaminação, pelo uso de insumos agrícolas na unidade hidrogeológica Alter do Chão.

A Formação Alter do Chão, representa a unidade da cobertura Terciária da Bacia do Amazonas e, predomina em toda à área do pólo de soja de Santarém e Belterra. É constituída por clásticos continentais, representados por argilitos, siltitos e arenitos, além de conglomerados subordinados onde, na região do Planalto de Santarém, predomina a interface argilosa, ao passo que no Planalto Rebaixado, o predomínio é da interface arenosa, interessamente ocupadas por fazendas de soja.

MATERIAIS E MÉTODOS

No ano de 2005, o SIAGAS-BE, (CPRM - 2005), cadastrou no Planalto Santarém 30 poços tubulares, entre 140 e 272 metros de profundidades para o atendimento dos objetivos do projeto ZEE da BR-163 (EMBRAPA - 2005). Com o intuito de expandir o Banco de Dados, o SIAGAS-BE (op.cit), cadastrou em 2008, 100 poços, com profundidades entre 48 e 220 metros no Planalto Rebaixado. Dados hidrogeológicos e geofísicos foram obtidos dos poços tubulares e da unidade Alter do Chão, através dos poços 1-TU-1-PA e, 1-AC-1-PA, perfurados pela PETROBRÁS.

RESULTADOS

Com o advento do cadastramento de poços realizados durante o trabalho de campo, na área do planalto rebaixado de Santarém-Belterra, foi possível perceber modificações na qualidade da água em alguns poços, existentes em áreas de plantios de soja.

DISCUSSÃO

O uso da água não é utilizada para fins de irrigação na região, apenas, na pulverização de pesticidas. No Planalto de Santarém, não foi constatado nenhum indicio de mudanças na qualidade das águas em poços tubulares, como ocorreu no Planalto Rebaixado. Comunidades tem denunciado modificações na qualidade das águas superficiais, após a implantação dessa atividade agrícola.

¹ Geólogo/Hidrogeólogo; CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais); Av. Dr. Freitas, 3045; (01)3182-1318; e-mail: ariolino@cpr.gov.br



Figura 1. Áreas Diretas de Atuação do Projeto Soja. IBAMA 2007. Modificado por CPT_2008. A figura 1 [CPT-2008], representa áreas ocupadas pela soja, em domínios do Planalto de Santarém, com avanços sobre os municípios de Monte Alegre e Parícuta.



Figura 2 e Figura 3. Fotos cedidas pelo IBAMA/Santarém.

À figura 2 [3], cedidas pelo IBAMA de Santarém à Comissão Pastoral da Terra antara desses domínios, mostra evidências do descarte no meio ambiente com relação às águas superficiais, onde nascentes e cursos de água se encontram destruídos por lixo de agricultores, o aquífero Alter do Chão, em Santarém.

CONCLUSÕES

Em razão dos dados obtidos de poços ocorridos nos anos de 2005 e 2008 este relatório, tem o objetivo de alertar autoridades sobre eventuais mudanças que porventura estejam ocorrendo na qualidade das águas de poços do município de Santarém, sobre domínios arenosos do aquífero Alter do Chão e, em áreas de plantação de soja. Nossa preocupação, está voltada para a vulnerabilidade da unidade hidrogeológica Alter do Chão em decorrência do largo uso de insumos agrícolas em domínios do Planalto Rebaixado.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CPRM – SERVIÇO GEOLOGICO DO BRASIL. Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS). Versão 2.1. 2009. Base de Dados Disponível em: <http://siagas.cprm.gov.br/wellbrow/index.asp?w=1280&h=768&info=1>. Acesso em: 22 abr. 2009.

- IBAMA. Mapa áreas diretas de atuação projeto soja. In: COMISSÃO PASTORAL DA TERRA. Diocese de Santarém. Os Impactos Sociais da Soja no Pará. 2008. Disponível em: <http://www.observatoriodesociedade.org.br/page41/files/soja_para.pdf>. Acesso em: 22 abr. 2009.
- SCUZA, A. N. Mapa de Potencialidades Hidrogeológicas do Projeto ZEE BR. 163. In: VENTURIERI, Adriano (Ed.). Zonamento ecológico-econômico da área de influência da rodovia BR-163 (Cuiabá-Santarém). Belém: Empresa Amazônia Oriental, 2007. vl.2p.189-216. Cap. 10. Projeto Zonamento Ecológico-Econômico da Área de Influência da Rodovia BR-163.

DINÂMICA SAZONAL DOS PARÂMETROS ABIÓTICOS DO RIO PARACAUARI, ILHA DO MARAJÓ-PA

Monteiro, S. M.¹; El-Robrini, M.²; Alves, I. C. C.³; Carvalho, C. A.⁴

¹ Estudante de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica - UFPA, sarymonteiro@yahoo.com.br¹; isacchaves@ufpa.br²; ³ Pesquisador - UFPA, robrini@ufpa.br³; chscarvalho@gmail.com⁴

RESUMO

Este trabalho tem como objetivo avaliar a dinâmica sazonal e longitudinal dos parâmetros abióticos em águas superficiais do rio Paracauri, o qual se situa na porção leste da ilha do Marajó, durante o ano de 2008. Este rio é influenciado por um clima tropical úmido, com dois períodos sazonais (chuvoso e menos chuvoso); por um regime de maré a macromarés (3 a 4m), semi-diurna. Foram realizadas três campanhas (período chuvoso - março, intermediário - junho e menos chuvoso - setembro), adotando uma malha de 10 estações distribuídas ao longo deste rio. Realizaram-se medições *in situ* dos parâmetros físico-químicos e coletaram-se amostras de água para posterior análise de material em suspensão em laboratório. As águas superficiais desse rio não apresentam amplas variações sazonais nas concentrações destes parâmetros. Entretanto, os resultados analíticos mostram que esse rio é influenciado principalmente por águas continentais durante o período chuvoso e intermediário e por águas marinhas durante o menos chuvoso.

Palavra-chave: Parâmetros físico-químicos, Maré e macromaré, Variação sazonal, rio Paracauri.

INTRODUÇÃO

A região do rio Paracauri é muito complexa e dinâmica, fortemente influenciada pelas variações sazonais, descarga hídrica e sólida das drenagens regionais, marés, ventos e correntes. Situa-se na porção leste da ilha do Marajó - PA, divide os municípios de Soure e Salvaterra, e é influenciado por um clima tropical úmido, com temperatura média anual de 27°C, pluviosidade média de 2.566 mm/ano (Ferreira, 2001; Lima, 2002) e dois períodos sazonais distintos (chuvoso que ocorre de dezembro a maio e menos chuvoso de junho a novembro); e apresenta um regime de maré a macromarés (3 a 4m), semi-diurna. Na região do rio Paracauri ocorrem principalmente os sedimentos do Grupo Barreiras e são identificadas duas unidades morfotestrônicas: o planalto costeiro predominante no município de Salvaterra e a planície costeira em Soure. Nas suas margens há predominância de manguezal e restinga, sendo o manguezal associado a espécies de várzea.

Essa ecossistema apresenta uma heterogeneidade e dinâmica de condições físico-químicas que determinam diferenças importantes no estabelecimento da flora e fauna associadas a essa área. Este rio é uma importante fonte de alimento e sustento econômico das comunidades humanas, promovendo abrigo e manutenção à rica e diversificada fauna associada, constituída principalmente de peixes, moluscos e crustáceos (Almeida, 1995), além disso, apresenta uma complexa rede biológica tendo como estuário principal o Amazonas.

Apesar da enorme representatividade e importância do rio Paracauri no contexto da região marajoara, há uma carência de conhecimento científico no que diz respeito à caracterização das águas desse rio. Assim, este trabalho tem como objetivo avaliar a dinâmica sazonal (2008) e longitudinal dos parâmetros abióticos em águas superficiais do rio Paracauri (Ilha do Marajó-PA).

MATERIAIS E MÉTODOS

Foram realizadas três campanhas em períodos sazonais distintos: chuvoso (março), intermediário (junho) e menos chuvoso (setembro), sempre em maré de sizígia. Na área em estudo adotou-se uma malha de 10 estações distribuídas ao longo deste rio, sendo o Ponto 1 (P1) na foz e o Ponto 10 (P10) a montante do rio (Figura 1). Realizaram-se medições *in situ* dos parâmetros físico-químicos: temperatura, pH, oxigênio dissolvido, salinidade e condutividade elétrica utilizando uma sonda multiparametro da marca HANNA, modelo 9828, transparência através do disco de Secchi e, em laboratório, material em suspensão, através do método gravimétrico, segundo a metodologia de Strickland & Parsons (1972).

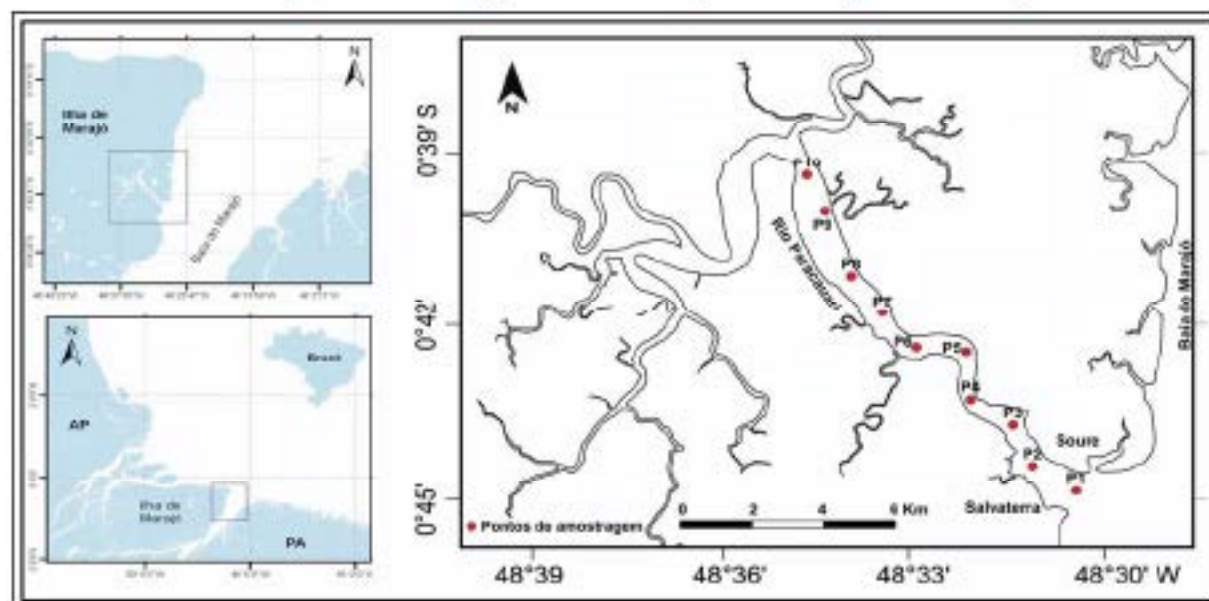


Figura 1: Mapa de localização da área e dos pontos de coleta (P1 a P10).

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados analíticos das amostras coletadas ao longo do rio Paracatuari demonstram que essas águas superficiais apresentam tanto variações sazonais quanto longitudinais nas concentrações dos parâmetros estudados. A temperatura da água mostrou-se constante com média de 28,80°C e variação de 1,0°C nos três períodos (Figura 2), confirmando a homogeneidade térmica dessas águas, a qual é consequência das grandes volumes de água descarregada, das turbulências causadas pelos ventos e das correntes de marés (Santos *et al.*, 1986).

O pH foi ácido, com médias de 6,17 e 6,98 durante o período chuvoso e intermediário, respectivamente, o que pode estar associado ao processo de decomposição dos elevados teores de matéria orgânica que é lixiviada para os rios durante esses períodos (Möller, 1987); e alcalino, com média de 7,53, durante o período menos chuvoso (Figura 3), refletindo a influência das águas marinhas que possuem pH em torno de 8,0.

A transparência dessas águas apresentou média de 8,6 cm durante o período chuvoso em consequência da grande carga de material em suspensão, na ordem de 93,72 mg/L, que produz um aspecto barrento nas águas dessa região; já durante o intermediário e menos chuvoso, a concentração de material em suspensão foi de 37,19 e 15,18 mg/L (Figura 5), respectivamente, o que ocasiona médias de transparências mais elevadas, em torno de 52 cm (Figura 4).

A concentração de oxigênio dissolvido (OD) revelou que as águas estancadas são mal oxigenadas durante o período chuvoso e intermediário, com teores médios de 3,51 e 2,47 mg/L, respectivamente, e bem oxigenadas durante o menos chuvoso com média de 6,38 mg/L (Figura 6). No período chuvoso e intermediário as concentrações de OD encontram-se abaixo dos descritos na resolução 357 do CONAMA (Conselho Nacional do Meio Ambiente) (> 5,0 mg/L), o que pode ser associado ao consumo de oxigênio dissolvido na água pela ação redutora da matéria orgânica proveniente do efluente que é despejado naturalmente no rio. Em contrapartida, as elevadas concentrações de OD durante o período menos chuvoso são decorrentes da elevada produtividade fotossintética e da turbulência provocada pelos fortes ventos que acompanham esse período.

A condutividade elétrica apresentou médias de 213,60 e 2582,40 $\mu\text{S}/\text{cm}$ no período chuvoso e intermediária, respectivamente, e 12782,00 $\mu\text{S}/\text{cm}$ de na menos chuvoso (Figura 7). As médias de salinidade foram 0,10 e 1,20 no período chuvoso e intermediário, respectivamente, e 7,21 no menos chuvoso (Figure 8). Ambos os parâmetros, durante o período chuvoso, apresentaram os mínimos na foz (132 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e 0,15) e os máximos (346 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e 0,15) na montante do rio, devido a provável exportação de sais retidos na várzea para o rio, causada pela elevação do nível d'água do rio e consequente alagamento da várzea. Já nos períodos intermediária e menos chuvoso, condutividade elétrica e salinidade demonstraram um gradiente decrescente da foz em direção ao montante do rio, com os valores máximos encontrados na foz, devido a maior influência das águas marinhas, e os mínimos a montante como resultado da influência das águas continentais.

Considerando os índices de salinidade, é possível classificar as águas do rio Paracatuari em oligohalinas, com salinidade inferior a 5 durante o período chuvoso e em mesohalinas, com salinidade variando entre 5 e 18, durante o período menos chuvoso, segundo Smayda (1983); Kennish (1994).

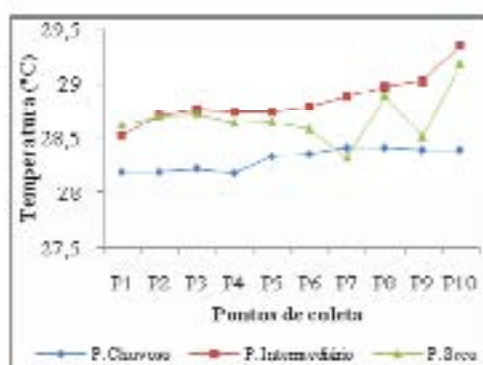


Figura 3: Variação longitudinal e sazonal de temperatura da água

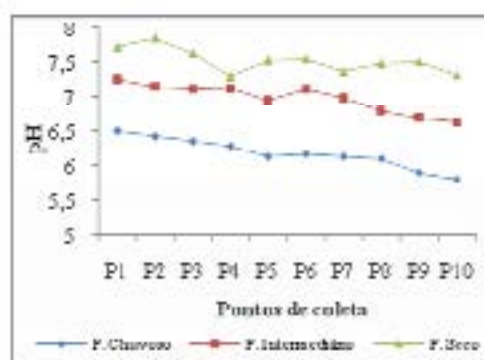


Figura 2: Variação longitudinal e sazonal de pH

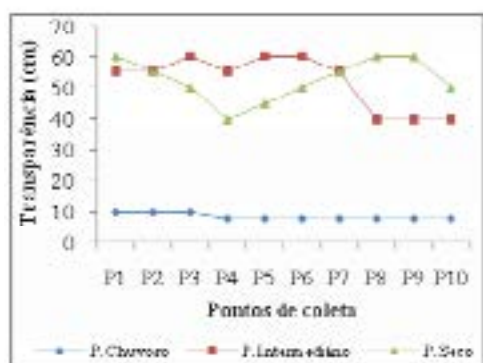


Figura 5: Variação longitudinal e sazonal de transparência da água

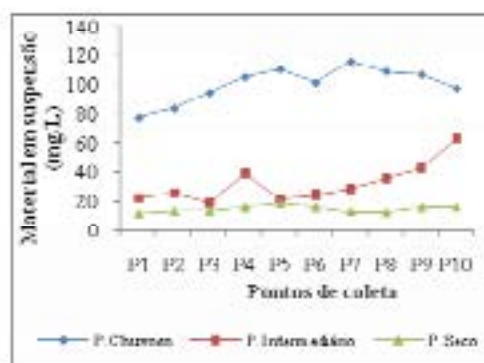


Figura 4: Variação longitudinal e sazonal de material em suspensão

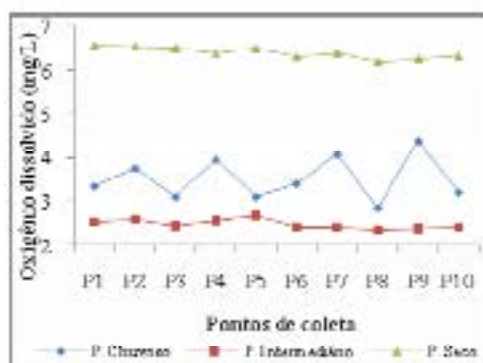


Figura 7: Variação longitudinal e sazonal de oxigênio dissolvido

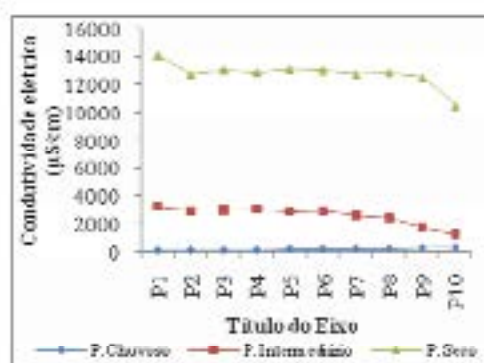


Figura 6: Variação longitudinal e sazonal de condutividade elétrica

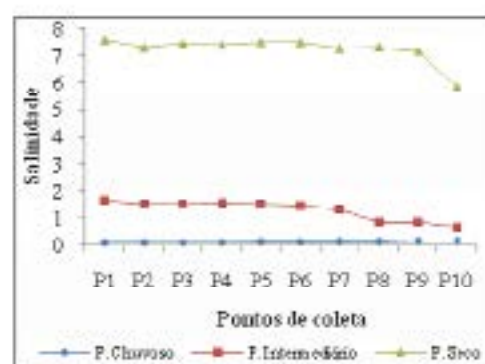


Figura 8: Variação longitudinal e sazonal de salinidade

CONCLUSÕES

Durante os períodos chuvoso, intermediário e menos chuvoso há tanto uma variação sazonal quanto longitudinal nos índices dos parâmetros analisados no rio Paracuruari. A temperatura apresentou uma variação de 1,0°C, confirmando a homogeneidade térmica desses águas. O pH foi ácido durante o período chuvoso e intermediária e alcalino durante o menos chuvoso, porém, nos três períodos, há alterações ao longo do rio, em geral aumentando à medida que se aproxima de áreas com maior influência de águas marinhas. A grande carga de material em suspensão provoca um aspecto barrento nos águas desse estuário além de influenciar diretamente na transparência da água. Considerando os índices de salinidade, é possível classificar as águas em oligohalina durante o período chuvoso e intermediária e em mesohalina durante o menos chuvoso. Assim, as águas do rio Paracuruari são influenciadas pelas águas continentais durante o período chuvoso e pelas oceânicas durante o intermediária e menos chuvoso.

AGRADECIMENTOS

Os autores deste trabalho agradecem aos pesquisadores do Grupo de Estudos Marinhos e Costeiros (GEMC) pelo apoio nos trabalhos de campo e laboratório.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, S. S. Ecossistemas de manguezal na Amazônia: Uma abordagem ecológica sobre a presença humana, a flora e a fauna. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi*, n. 1, p. 1-15. 1995.
- COMPANHIA DE TECNOLOGIA DE SANEAMENTO AMBIENTAL (CETESB). *Variáveis de Qualidade das Águas*. São Paulo. 2007. Disponível em: <<http://www.cetesb.sp.gov.br/Agua/rios/variaveis.asp>>. Acesso em: 05 de outubro de 2007.
- FERRIRA, D. B. *Varições sazonal e intra-região da vento em superfície nos ecossistemas de floresta, manguezal e campo*. 2001. 26 f. TCC (Trabalho de Conclusão de Curso), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2001.
- KENNISH, M. J. *Practical Handbook of Marine Science*, 2nd Edition, Boca Raton, Florida, CRC Press, 1994.
- LIMA, K. *Varições sazonal da precipitação pluviométrica, temperatura da ar e umidade relativa do ar em ecossistemas de manguezal, floresta e pasto na leste da Amazônia, no período de agosto/2000 a dezembro/2001*. 2002. 43 f. TCC (Trabalho de Conclusão de Curso), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2002.
- MAIER, M. H. *Ecologia da bacia do rio Jacaré Pepira (47°55' - 48°55'W; 22°30' - 21°55'S - Brasil): qualidade da água do rio principal*. *Ciência e Cultura*, São Paulo, v. 39, n.2, 1987.
- SANTOS, A.; TANCREDE, A. C. N. S.; SILVA, M. S. *Limnologia da Amazônia Oriental: caracterização biogeoquímica da parte sal do estuário do rio Aramazas*. *Acta Limnológica Brasiliensis*, v. 1, p. 113-126. 1986.
- SMAYDA, T.J., 1983. In : KETCHUM, B.H. *Ecosystems of the World: Estuaries and Enclosed Seas*. Elsevier Scientific Publishing Company.
- STRICKLAND, J. D. H. & PARSONS, T. R. *A practical handbook of seawater analysis*. 2ed. Ottawa, Fisheries Research Board of Canada, 1972. 310 p (Bulletin 167). 1972.

O PARÁ NA CADEIA PRODUTIVA DO ALUMÍNIO NO BRASIL

Raimundo Augusto Correa Martins,
Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM
Ministério de Minas e Energia - MME

Resumo Há 150 anos o alumínio é comercializado, durante esse período essa indústria experimentou expansão, estando presente na África, América do Norte, América Latina, Ásia, Europa e Oceania. Em 2007, 46 países produziram 38 milhões de t de alumínio primário (*World Metal Statistics, 2008*). Atualmente, o Brasil aparece como o sexto maior produtor mundial do metal com 1,65 milhão de toneladas. Desse total, a produção no Estado do Pará responde por 85%, numa escala em que a China, Rússia, Canadá, Estados Unidos e Austrália apareceram como os principais produtores em ordem decrescente.

A importância da cadeia produtiva brasileira do alumínio para o mundo está na sua participação no mercado global. No cenário mundial o Brasil ocupa a quarta posição dentre os maiores detentores de reservas de bauxita e é o segundo maior produtor mundial desse bem mineral (24,8 milhões de t), onde mais de 90% das reservas conhecidas encontram-se no Estado do Pará.

Introdução De acordo com a Associação Brasileira do Alumínio - ABAL, "o Brasil tem vocação para produzir alumínio", indo mais longe dizíamos que o Brasil dispõe de reservas (além dos recursos) e estrutura (com novos investimentos na cadeia energética), para desenvolver ainda mais sua cadeia produtiva, mantendo-se os níveis atuais de demanda global pelo metal.

No mercado doméstico, grande parte do alumínio e seus derivados são aplicados principalmente em dois segmentos: embalagens e transportes. Na sequência, aparecem os segmentos de eletricidade, construção civil, bens de consumo, máquinas e equipamentos e outros. A distribuição geográfica da produção de semimanufaturados de alumínio no país está concentrada na região sudeste do Brasil. Nos estados de Minas Gerais, São Paulo e Rio de Janeiro encontram-se as principais empresas produtoras de chapas, folhas, extrudados e cabos. Parte da cadeia produtiva do metal encontra abrigo também em outros estados como o Pará, Maranhão, Ceará, Pernambuco, Bahia, Mato Grosso, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul.

Materiais e métodos. Na elaboração do trabalho foram desenvolvidas pesquisas bibliográficas, além de visitas às Minas e Usinas das Empresas instaladas no Pará como a Mineração Rio do Norte S/A no Município de Oriximiná, da Empresa Vale em Paragominas, bem como do Complexo Albras - Alumorte. Também foram feitas consultas a Associação Brasileira do Alumínio - ABAL em www.abal.org.br/; Instituto Brasileiro de Mineração IBRAM em www.ibram.org.br/; em www.world-aluminium.org/.

Resultados. Verificou-se que como os principais produtores mundiais, no Brasil a produção de bauxita é destinada em quase sua totalidade (98%) a produção de alumínio, enquanto que o restante é utilizado em refratários e produtos químicos. As empresas produtoras de bauxita (gran metalúrgico) são integradas verticalmente. No Pará ocorre desde a produção do minério (bauxita) como na Mineração Rio do Norte S/A (Fig. 1), que segue para a refinaria (alumina) representada pela Alumorte (fig.2) e posteriormente à fundição na Albras (alumínio primário). No quadro 1 são apresentadas as empresas verticalizadas instaladas no Brasil

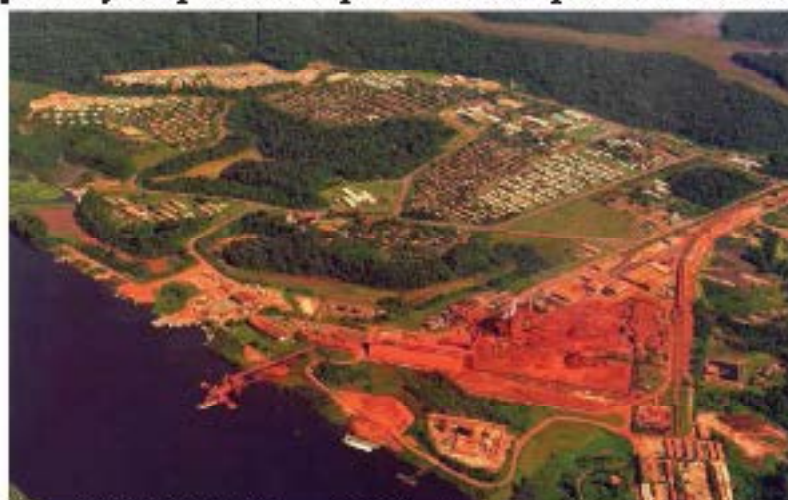


Figura 1: Vista aérea da Mineração Rio do Norte S/A, associação de várias empresas integradas produtoras de bauxita, é atualmente o maior produtor mundial com produção de 1,8 milhões de toneladas/ano (Relatório Anual MME, 2008).

A integração vertical, caracterizada pela produção desde a bauxita até o produto final e seus transformados, é uma necessidade estratégica na estrutura de mercado tendo em vista que as empresas devem sempre reduzir suas exposições a riscos e custos e de não enfrentar a falta de suprimentos. Essa estratégia utilizada deverá continuar marcando as estratégias dos produtores envolvidos na cadeia.



Figura 2: Vista aérea da Alumar é a maior refinaria de alumínio do mundo com produção de 4,5 milhões de toneladas/ano.

Tabela 1: Empresas verticalizadas na cadeia produtiva do alumínio no Brasil 2008

ALCDA ALUMÍNIO S.A.

Produtos e Serviços:

- matérias-primas: Bauxita, Alumina, Alumina Primária, Ligas Primárias, Targos
- construção civil: Chapas, Faltas, Perfis, Tubos, Revestimentos, Fachadas, Esquadrias, Telhas
- transportes: Chapas, Faltas, Perfis, Tubos, Rodas
- embalagens: Chapas, Faltas
- bens de consumo: Chapas, Faltas, Perfis
- eletricidade: Chapas, Faltas, Perfis, Tubos
- máquinas e equipamentos: Chapas, Faltas, Perfis, Tubos
- outros segmentos: Chapas, Faltas, Fô
- serviços: Anodização

HPB RILLYON METAIS S.A.

Produtos e Serviços:

- matérias-primas: Bauxita, Alumina, Alumina Primária, Ligas Primárias

COMPANHIA BRASILEIRA DE ALUMÍNIO - CBA

Produtos e Serviços:

- matérias-primas: Bauxita, Alumina, Alumina Primária, Ligas Primárias, Vergalhões, Targos
- construção civil: Chapas, Faltas, Perfis, Tubos, Telhas
- transportes: Chapas, Faltas, Perfis, Tubos
- embalagens: Chapas, Faltas, Flexíveis
- bens de consumo: Chapas, Faltas, Perfis, Fios, Discos
- eletricidade: Chapas, Faltas, Perfis, Tubos, Fios, Cabos
- máquinas e equipamentos: Chapas, Faltas, Perfis, Tubos
- outros segmentos: Chapas, Faltas
- serviços: Anodização

COMPANHIA VALE DO RIO DOCE

Produtos e Serviços:

- matérias-primas: Bauxita, Alumina, Alumina Primária, Ligas Primárias, Targos

NOVELIS DO BRASIL LTDA

Produtos e Serviços:

- matérias-primas: Bauxita, Alumina, Alumina Primária, Ligas Primárias, Targos;
- construção civil: Chapas, Faltas, Fachadas
- transportes: Chapas, Faltas
- embalagens: Chapas, Faltas
- bens de consumo: Chapas, Faltas, Discos
- eletricidade: Chapas
- máquinas e equipamentos: Chapas
- outros segmentos: Chapas, Faltas

A integração horizontal ocorre como meio de crescimento rápido ou de auto-defesa das empresas, isto é, através de fusões e/ou aquisições.

Discussão. A demanda mundial e nacional de bauxita tem 98% de seu uso na fabricação de alumina. A produção de alumina tem 92% de consumo nos *smelters* de alumínio.

O índice de reciclagem de latas de alumínio no País vem batendo recordes sucessivos atingindo 94%, sendo o mais alto do mundo. O consumo *per capita* do metal atinge 37 kg nos EUA, 31kg no Japão, 19kg na Europa Ocidental e ainda, apenas 3,9kg no Brasil.

A demanda mundial por semi-acabados mostrou que o setor de transporte foi o mais importante, seguido dos setores de construção, eletricidade e embalagem, máquinas e equipamentos e outros, enquanto que na China, de longe o maior consumidor mundial, seguido da Índia e da Coreia do Sul, a urbanização e a crescente demanda por bens duráveis estimulam o crescimento do consumo *per capita* de alumínio primário, comprovado na demanda mais forte presente no setor de construção civil, seguido dos transportes, eletricidade e outros.

A Associação Brasileira do Alumínio – ABAL divulgou o desempenho do mercado brasileiro do alumínio em 2007 e apresentou a previsão de consumo doméstico e balança comercial do setor para 2008. Esse desempenho demonstra que o consumo doméstico de produtos transformados de alumínio apresentou crescimento pelo quarto ano consecutivo, encerrando 2007 com 919 mil toneladas (aumento de 9,7% em relação ao ano anterior). Os setores que mais contribuíram para esse quadro foram as Chapas e Lâminas (16,4%), Estrusão (13,3%) e Fundição (6,4%). Por outro lado, o setor de Fios e Cabos foi o único que apresentou queda no consumo (13,9%), em razão da postergação dos investimentos do setor elétrico em linhas de transmissão e no Programa “Luz para Todos” de acordo com a ABAL.

A previsão da ABAL para o ano de 2008 aponta para novo recorde, onde o consumo interno de produtos transformados de alumínio podem ultrapassar a marca de 1 milhão de t.

Conclusão. Foi diante dessa estrutura verticalizada da indústria brasileira do alumínio mostrou excelente comportamento quando se observa os momentos da balança comercial onde o setor mostrou que em 2007 as vendas externas totalizaram US\$ 4,8 bilhões (FOB), representando 3% das exportações do país. O saldo entre exportações e importações foi de US\$ 3,8 bilhões (FOB) o que significa 9,6% do saldo da balança comercial brasileira (quadro 2). As exportações de alumínio e seus produtos totalizaram 1.066 t.

**Quadro 2: Balança Comercial Indústria de Alumínio
(Milhões US\$ FOB)**

Ano 2007	Exportação	Importação	Saldo
Brasil	160.649	120.624	40.025
Indústria do Alumínio ⁽¹⁾	4.759	934	3.825
Participação (%)	3,0	0,8	9,6

Fonte: Reproduzida de ABAL 2007

(1) Alumínio e seus produtos, incluindo bauxita e alumina.

Bibliografia

ANUÁRIO ESTATÍSTICO ABAL. São Paulo, ABAL, 2007.

ANUÁRIO MINERAL BRASILEIRO-AMB. Brasília, Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM, 2008.

RAMOS, Carlos Romano. Perfil Analítico do Alumínio. Brasília, Departamento Nacional de Produção Mineral, 1982. 152p. il. (BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. Boletim.).

RELATÓRIO ANUAL. Mineração Rio do Norte, 2008.

WORLD METAL STATISTICS. World Bureau of Metal Statistics. 2008.

www.abal.org.br/

www.abram.org.br/

www.world-aluminium.org/

OS RECURSOS MINERAIS PARAENSES: IMPLICAÇÕES POLÍTICAS E ECONÔMICAS

Xafé da Silva Jorge João - CPRM – Belém (e-mail: xafe@be.cprm.gov.br)

RESUMO Os indicadores econômicos da indústria de base mineral do Estado do Pará, mostram a alta performance do setor mineral estadual, no cenário amazônico e nacional, denunciando a fertilidade do seu substrato geológico, o qual reflete uma abundância mineral que contrasta com o crescimento econômico e com o desenvolvimento social do Estado. O diagnóstico construído é indicativo de uma significativa contribuição do setor mineral paraense para a lógica do desenvolvimento nacional, porém, com uma participação mínima para a lógica do desenvolvimento estadual, estabelecendo-se um aberrante paradoxo, envolvendo uma relação entre as abundantes recursos minerais como riqueza e os escassos índices sociais como pobreza.

INTRODUÇÃO O paradoxo da abundância mineral paraense – o 2º maior produtor nacional – fica evidente quando da comparação dos indicadores econômicos e sociais do Estado, aos demais estados da Região Amazônica, com destaque para a produção, o valor de comercialização, a pauta de exportações e a balança comercial, em contraste com as taxas de crescimento, PIB Real estadual, PIB Per Capita e Índice de Desenvolvimento Humano. Os principais atores sociais do Estado do Pará vêm, historicamente, discutindo o geodestino paraense, baseado na economia dos seus recursos minerais, mostrando que políticas públicas dirigidas ao Estado, centradas no extrativismo e no enclavismo mineral, não colocam o Pará no eixo do desenvolvimento. O Estado do Pará tem seu traçado geográfico, sobre um substrato crustal, em que a fenomenologia geológica possibilitou a formação de concentrações e reconcentrações de minerais metálicos, não-metálicos, energéticos e gemológicos, provocando uma alta fertilidade mineral, com mais de 1200 pontos mineralizados. É essa geologia hospedeira de depósitos minerais com viabilidade econômica e tecnológica, que faz com que o Pará tenha a dinâmica da sua economia centrada no seu reino mineral. Foi esse substrato geológico que possibilitou nas décadas de 60 e 70, que empresas nacionais e multinacionais descobrissem e bloqueassem um conjunto de reservas minerais, que dotam o Estado, com um pujante patrimônio mineral, cuja produção e comercialização fazem a dinâmica da economia estadual. Além dessas reservas minerais conhecidas, algumas em fase de exploração, e outras aguardando viabilidade econômica e tecnológica, há um grande potencial mineral, ainda a ser descortinado, tendo em vista, a grande e já comprovada vocação mineral do subsolo paraense, bem como o entendimento de que não apenas o Pará, mas a Amazônia, como um todo, é uma das últimas fronteiras do planeta a hospedar recursos minerais de classe mundial.

MATERIAIS E MÉTODOS Esta pesquisa tem caráter descritivo/explicativo, apresentando o Estado do Pará como uma área de importância global, sobretudo como fornecedor de bens minerais primários e, secundariamente de bens minerais transformados. Da mesma forma, são apresentadas as principais angulações políticas do Estado para o setor mineral, com destaque para a atividade industrial de base mineral. O início da pesquisa foi dirigido a uma busca por material bibliográfico, relacionado aos empreendimentos minero-metalúrgicos implantados no Estado do Pará. Não obstante, a relevância da economia mineral estadual e, considerando o interesse estratégico para a nação, ficou evidente que a bibliografia relacionada ao tema era muito restrita. Os principais trabalhos encontrados foram produzidos pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), pelo Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), pelo Instituto Brasileiro de Mineração (IBRAM), pelo Núcleo de Altos Estudos da Amazônia (NAEA), pela Secretaria de Estado de Planejamento, Orçamento e Finanças (SEPOF-PA) e da Secretaria de Estado da Fazenda (SEFA-PA). Adicionalmente, foram consultados e utilizados livros-texto, anais de congressos, simpósios, *workshops*, entrevistas e seminários.

RESULTADO Ao longo do tempo geológico, o substrato crustal paraense, contempla o Estado com um patrimônio mineral que o posiciona como o 2º maior produtor mineral do País, devendo alcançar o topo até meados da próxima década. Dessa forma, pode-se declarar que o Estado hospeda vários empreendimentos minero-metalúrgicos em produção (MRN, Albas, Alumite, Alhar,

CIBRASA, VALE Paragominas, PPSA, Imerys, Buritama, B Gueiras, GlobeVale-Ferro, VALE-Manganês, VALE-Cobre, Floresta do Araguaia, Serabi, Caima e D'gold) sendo comercializados por empresas de médio e grande porte, os quais respondem pela grande performance do setor mineral. Até o início da próxima década, cerca de quatorze novos empreendimentos minero-metalúrgicos (Alcoa, Alumina-CAP-VALE, usina de placas-VALE-Marabá, Ni-Vermelho, MOP, Ferro Serra Sol, Cobre Cristalino, I18, Alemão e Salobo, Reinarda, Cu-Carailha e Ni-Anglo American), estarão iniciando o seu processo produtivo, ampliando o portfólio mineral e consagrando, ainda mais o Estado no cenário mineral nacional. A expressividade da atividade industrial de base mineral no Estado é denunciada pela sua significância na contribuição do PIB estadual (32%), pelo alto percentual de arrecadação nacional da Compensação Financeira pela Exploração Mineral - CFEM (30%), pelo bom posicionamento no Saldo Comercial do Brasil (2°); pelo exuberante volume de produção mineral beneficiada destinada à exportação (2° maior produtor mineral do País) e pela densidade da contribuição na composição da pauta de exportações (80%) no ano de 2007. Convém destacar, que esses indicadores quantitativos e expressivos contrastam com o seu crescimento e desenvolvimento, e que esse paradoxo, se deve à fraca capacidade de retenção e reprodução da renda no Estado, gerada pelo aproveitamento dos nossos recursos minerais. No ano de 2007, o Estado do Pará continuou produzindo, principalmente ferro, bauxita, manganês, caulim, calcário, cobre, argila, quartzito e ouro, com volumes sempre crescentes, em relação aos anos anteriores, à exceção da produção de argila e ouro de garimpo que tiveram um leve decréscimo. O volume de bens minerais primários, produzidos no ano de 2007 teve a sua comercialização valorada em US\$7.9 bilhões, gerando tributos e encargos no valor aproximado de R\$ 250.000.000,00 recolhidos ao cofre estadual. Nesse contexto, vale ressaltar que o expressivo desempenho da indústria extrativa mineral paraense, está centrado geograficamente, em apenas nove municípios (Paraupebas, Oriximiná, Itiúba do Pará, Casaã dos Carajás, Paragominas, Brejo Branco, Capangema, Floresta do Araguaia e Itaituba), devendo, contudo, ter uma ampliação com a inserção de quatro novos municípios (Juruti, Omlândia, São Félix do Xingu e Curuçópolis), pela entrada em operação de novas minas de níquel, bauxita e cobre até o ano de 2012. As projeções construídas como cenários para 2012, indicam que o estado do Pará terá o seu perfil extrativista ampliado, agilizando ações e políticas públicas para suavizar a perda de agregação de valor econômico, para maior geração de emprego e renda no território paraense. Uma realística transformação mineral está fortemente dependente de uma oferta abundante de insumo energético, tendo em vista, que os minerais produzidos no Estado são eletro-intensivos. Contudo, a oferta de hidroenergia para verticalizar os minérios paraenses provoca reações na área ambiental, assim como, os empreendimentos hidroviários - dâdiva natural dos paraenses - são obstaculizados por argumentos e posturas fundamentalistas de intocabilidade. A passividade e a percepção tardia do Pará e dos paraenses já resultaram numa intervenção territorial federal de cerca de 70% do espaço paraense, uma brutal perda da autonomia dimínial do Pará e dos paraenses sobre a sua própria geografia.

DISCUSSÃO Ao estado do Pará se impõe, um modelo mineral meramente extrator e exportador de bens minerais primários, cuja comercialização tem participação desprezível na internalização da renda mineral. Dissociada de um modelo endógeno de desenvolvimento, a configuração da atividade mineral no estado do Pará está segmentada nas vertentes do garimpo e da grande empresa. O garimpo estimulado como uma atividade econômica alternativa e a grande empresa atraída pelas vantagens comparativas, proporcionadas pela dimensão e qualidade de suas jazidas de classe internacional, atendem a um modelo mineral desenhado pelas políticas minerais dos anos 70 e 80. Essas políticas permanecem dirigidas ao apoio de grandes projetos minerais, objetivando a geração de divisas e atendimento aos interesses de segmentos do setor privado. A ausência de políticas públicas de fomento ao pequeno minerador tem contribuído para a exclusão do garimpo do setor mineral formal da região, com conseqüente marginalização de milhares de pequenos produtores. O grande desafio paraense está centrado na capacidade de se evoluir do forte perfil extrativista para uma fase industrial de transformação mineral com maior agregação de valor econômico, fortalecendo a reprodução e a retenção de renda gerada pelo aproveitamento de seus recursos minerais. O desenvolvimento do Estado, alicerçado na indústria de base mineral, dependerá da verticalização em seu próprio território, sendo imperativa a oferta abundante de hidroenergia e outros empreendimentos de infra-estrutura, tendo em vista a natureza eletro-intensiva dos minerais produzidos. O estado do Pará exportando bens minerais primários como ferro, manganês, bauxita, cobre e caulim, exporta também, a geração de

empregos e rendas, eternizando uma situação de pobreza regional e cristalizando um inaceitável paradoxo. Outro grande desafio ao desenvolvimento mineral, objetivando a agregação de valor econômico, é respeitante às áreas restritivas ou impeditivas representadas pelas Unidades de Conservação - UC. Em 2006, o Governo Federal definiu zonas de restrições ambientais decretando oito UC no Tapajós, colocando as atividades de exploração e competitividade crescentes num contexto de regulamentação ambiental parcialmente equivocada e contraproducente para com a maior vocação de Desenvolvimento Sustentável do Tapajós, que é a Mineração, uma atividade que se destaca como um segmento econômico produtivo com benefícios sociais apensados. Esse modelo de criação de UC tem produzido pouco ou quase nenhum benefício às sociedades locais, firmando o seu pleno desenvolvimento humano.

CONCLUSÃO Lideranças políticas deveriam mentalizar e trabalhar mecanismos compensatórios para os estados amazônicos exportadores de bens minerais primários ou semi-elaborados, tendo em vista, a desmercado tributária e o acúmulo de créditos tributários pelas empresas exportadoras contra o Estado, quando da aquisição de insumos para a produção de bens exportáveis. A exclusão do Estado do Pará – por ser exportador – dos benefícios tributários, impede o crescimento econômico e o desenvolvimento social da região, *assegurando a pobreza e a marginalização de grupos vulneráveis da geração presente e, sobretudo, a qualidade de vida das gerações futuras*. Lideranças técnicas e políticas do setor mineral necessitam estimular uma ampla discussão, envolvendo todas as partes interessadas sobre a questão das áreas impeditivas ou restritivas ao desenvolvimento da produção mineral paraense. O autor deste trabalho defende e partilha da ideia de que as Unidades de Conservação tenham sua decretação após trabalhos de *zonamento ecológico-econômico* com inventário do patrimônio mineral e outros bens que fazem o capital natural da região. Por iniciativa do executivo estadual, criar mecanismos para que Governos, Empresas e Sociedade Civil possam enfrentar os desafios da criação da riqueza, da distribuição da riqueza, do desafio macroeconômico e político, assim como, o desafio dos investimentos ao setor mineral, objetivando *dar sustentabilidade econômico-social-ambiental* aos recursos minerais paraenses, que por serem não-renováveis, são finitos. Ao Governo Federal, é imperativo através do Serviço Geológico do Brasil, seu braço geológico operacional, desertinar a potencialidade mineral do subsolo paraense, gerando e disseminando informações geológicas, em escala adequada, para atração de investimentos em exploração mineral, possibilitando, dessa forma, o autodomínio e a gestão do seu capital natural com base na *sustentabilidade econômico-social-ambiental*, assim como, o controle e a posse da região como soberania nacional. O Governo do Estado precisa tirar da marginalização a mineração paraense, sendo de grande utilidade e altamente oportuno criar um núcleo de especialistas com excelência de conhecimento para assessorar o próprio governo nas suas tomadas de decisões. O Estado necessita se instrumentalizar de forma institucional para gerenciar a sua riqueza mineral em benefício do Pará e dos paraenses. É imperativa a construção de uma política mineral clara, sólida com visão de futuro e blindada contra possíveis governanças despreparadas para administrar os recursos minerais paraenses e administrar os benefícios gerados. Para internalizar os benefícios da mineração é preciso encarar alguns desafios diante do modelo brasileiro de “extrair para exportar”, a começar pela construção de uma equação que possa transformar o colosso exportador do Pará em resultados que modifiquem positivamente o geodestino do seu povo .

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- DNPM – DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL (Brasil) 2006. *Análise Mineral Brasileira*. Brasil: DNPM, parte II
- DNPM – DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL (Brasil). 2008. SIGMINE. Disponível em <http://sigmine.dnpm.gov.br>. Acesso em 31 maio de 2008
- DNPM – DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL (5º Distrito do DNPM, Belém – PA) 2008. *Atividades Minerais*. Belém – PA
- ENRÍQUEZ, M. A. R. 2007. Mineração no Pará: uma agenda pré-ativa para ampliar e potencializar os benefícios regionais. Belém. *Favoreção às Indústrias do Estado do Pará – FIEPA*
- FIEPA – FIEIRAÇÃO DAS INDÚSTRIAS DO ESTADO DO PARÁ. CENTRO INTERNACIONAL DE NEGÓCIOS 2008. *Desenvolvimento do Comércio exterior do Estado do Pará em 2007*. Belém – Pará
- SEFA – SECRETARIA DA FAZENDA DO GOVERNO DO ESTADO DO PARÁ 2007

XI Simpósio de Geologia da Amazônia, 2 a 5 de agosto de 2009, Manaus - AM

SEPOF - SECRETARIA DE ESTADO DE PLANEJAMENTO, ORÇAMENTO E FINANÇAS DO GOVERNO DO ESTADO DO PARÁ 2007. *Produto Anual do Estado*.

Jorge João X. S., Rodrigues I. L. B. 2006. A Economia Mineral dos Distritos Minerais do Estado do Pará. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 43, Anacáji, SE, Anais.

Jorge João X. S., Rodrigues I. L. B., Pires R. S. 2007. *Projeto ZEE BR-168 Sustentável. Capítulo Recursos Minerais*. CPREM, Belém, PA, Relatório Final. (no prelo).

Jorge João X. S., Rodrigues I. L. B. 2006. Pará Mineral: Realidade e Expectativas. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 43, Anacáji, SE, Anais.

Jorge João X. S., Rodrigues I. L. B. 2006. Tapajós Mineral: Presente e Futuro. In: SBG, Núcleo Norte, Simp. Geol. Anax., 9, Belém, PA, *Recursos Especiais*: CD-ROM.

Jorge João X. S. 2007. A Região do Vale do Tapajós: Realidade e Expectativas. In: SBG, Núcleo Norte, Simp. Geol. Anax., 10, Porto Velho, RO, *Recursos Especiais*: 167, CD-ROM.

Jorge João X. S. 2007. A Mineração no Pará e suas Implicações Econômicas e Sociais. In: In: SBG, Núcleo Norte, Simp. Geol. Anax., 10, Porto Velho, RO, *Recursos Especiais*: 164, CD-ROM.

MINERALNEGÓCIOS NA AMAZÔNIA: Fatores determinantes e efeitos multiplicadores.

Antonio Fernando da Silva Rodrigues (DRPM-DF)

RESUMO

A exploração mineral nos diversos domínios ambientais da Terra está condicionada a eventos geológicos estreitamente relacionados ao 'ciclo das rochas' ao promover a concentração econômica do mineral-minério.

Históricamente os recursos minerais têm sido inseridos nos planejamentos estratégicos de governos, a partir da identificação das vantagens comparativas das jazidas/minas, com o objetivo de assegurar a provisão doméstica de insumos minerais e minimizar a dependência do subsolo alheio, sempre associadas ao resultado superavitário da balança comercial do País.

É sob essa perspectiva que se observa a orientação estratégica do Governo Federal na ênfase à retomada de ações de levantamentos aerogeofísico e geológico básico para o adensamento do conhecimento geocientífico da Amazônia, condição fundamental para a descoberta de novas jazidas de classe internacional e a promoção do desenvolvimento regional sustentável, com inclusão social.

INTRODUÇÃO

Admite-se como 'Grandes Eldorado' e fronteiras remanescentes de desenvolvimento do Planeta Terra:

1. Os 'Arecalhos Oceânicos' (não regulamentado);
2. A Antártida (compartilhada entre países-potências mundiais); e
3. A Amazônia (domínio de soberanias individuais da América do Sul).

Associa-se ao Amazônico as seguintes dimensões:

1. Geopolítica (soberania estratégica);
2. Sócio-ecológica-ambiental: geodiversidade, biodiversidade e sociodiversidade.

A Amazônia Legal representa cerca 61% do território nacional (8,5 milhões km²). O interesse internacional pela região está associado aos atributos únicos de maior reserva florestal tropical do planeta e por encerrar em seu domínio expressiva geodiversidade e rica biodiversidade. Em decorrência, observa-se o acirramento do embate entre conservacionistas e desenvolvimentistas nas últimas décadas.

A região sempre foi reconhecida por sua exuberante biodiversidade, notadamente pelo vigor da floresta tropical com mais de 33 mil espécies de plantas superiores e pela possante fitodiversidade. Argumentos como '*pulcão do mundo*', '*maior captadora de carbono*' ou '*controladora do ciclo das águas*' e '*reguladora do clima mundial*', ainda que equivocados, continuam sendo utilizados de forma simplista em função das polémicas científicas que implicam, quer seja na dimensão antropogênica, geogênica ou cosmogênica.

Admite-se, entretanto, que em função da amplitude do domínio político-geográfico brasileiro sobre a maior parte da região e a complexidade de seus ecossistemas que encerram riquezas associadas à Geodiversidade, à Biodiversidade e à Sociodiversidade, tornam o *monitoramento remoto* uma tecnologia imprescindível para a pesquisa dos recursos ambientais e o monitoramento rápido, e de baixo custo, na Amazônia.

Com efeito, este artigo tem duplo objetivo: identificar os principais fatores de atração de investimento e efeitos multiplicadores da mineração, sempre na perspectiva da ocupação dos vazios demográfico e econômico, da rentabilidade e sustentabilidade do mineralnegócio na região Amazônica.

SOBRE OS FATORES DE ATRAÇÃO

Perspectiva da Geodiversidade da Amazônia

A reconhecida geodiversidade da região associada ao potencial mineral que encerra — não obstante os desafios e riscos inerentes à mineração, sob o agravante das restrições de ordem logística e de infraestrutura — apresentam-se como principais fatores de atração de investimentos no Mineralnegócio. A Amazônia é por natureza 'bauxítica' e, portanto, repositório de óxidos, além de

expressivas anomalias de ouro, cobre, manganês, níquel, tântalo e até potássio são destaques, sem desconsiderar os não-metálicos (caulim).

Perspectiva do Conhecimento Científico

Mesmo com uma cartografia geológica cobrindo menos que 5% da Amazônia Legal, na escala 1:100.000, a região também é conhecida pela esmagante geodiversidade e potencial mineral associado.

A propósito, a vocação mineral da Amazônia está associada à Província de Carajás (PA), RENCA (AP-PA), Província Aurífera do Tapajós (PA-AM), Província Mineral do Mapuera (AM), Província Estanífera de Rondônia (RO), Província Diamantífera Roosevelt-Juína (RO-MT) e Províncias Petrogênicas do Solimões/Amazons.

Remonta à década de 50 o aproveitamento de importantes jazidas na Amazônia: o manganês da Serra do Navio (1957-1998; KOMB), no Amapá; o ouro dos garimpos da bacia do rio Tapajós (1959); e a cassiterita da Província Estanífera de Rondônia (1953).

A região tem expressiva participação na produção mineral do País com destaque em 2008 para: alumínio (86%); caulim (93%); cobre (82%); estanho (98%); ferro (26%); manganês (59%); crômio (26%), tântalo (100%) e zircônio (100%).

O Setor Mineral Amazônia caracteriza-se pelas dimensões moderna e precisa na extração, associadas à natureza geo-econômica instável às minas e às razões sociais, que impõem à reprodução e permanência desses modos operados na Amazônia. Bens minerais, como o ferro, o cobre, o níquel, o crômio, o manganês, o caulim e o alumínio, por exemplo, exigem grande aporte de capital e tecnologia nos fases de pesquisa mineral, desenvolvimento da mina, lavra e beneficiamento do minério, demandando longo período de maturação do mineroempreendimento, com o agravante de ser eletro-intensivo, em prevalência.

Por outro ângulo, minerais de elevados valores intrínsecos, ditos garimpáveis, como os metais preciosos (ouro) e os metais-base (cassiterita, columbita, tantalita etc.), as pedras preciosas (diamante e gemas de cor) podem ser extraídas com equipamentos rudimentares e máquinas sem muita agregação de tecnologia, sendo comercializadas com pouco ou nenhum beneficiamento, o que favorece a lavra por pequenos produtores.

Neste contexto, entretanto, existem mineroempreendimentos que participam em diversos níveis das cadeias produtivas dentro e fora do país, de firma articulada com outros segmentos comerciais e industriais de fornecedores e consumidores de produtos e serviços, que têm como referência a maximização da rentabilidade dos seus investimentos com responsabilidade ambiental e social, no que não se diferenciam dos outros segmentos econômicos na sociedade capitalista.

SOBRE OS EFEITOS MULTIPLICADORES

Perspectiva do Desenvolvimento Regional

Na dimensão do desenvolvimento regional, é inegável o papel da mineração na medida em que as características instáveis às jazidas de rigidez locacional e de singularidade das minas impõem que os projetos sejam implantados aonde ocorrem essas anomalias geológicas, verdadeiros caprichos da natureza.

É nessa perspectiva que se adroga que a antiga *Teoria de Pólos de Desenvolvimento*, preconizada por Celso Furtado e pela CEPAL, ainda é válida e se aplica muito bem à Amazônia Mineral — na perspectiva mais moderna dos arranjos produtivos locais/regionais: APLs - Base Mineral — tendo na mineração um importante vetor para a equalização dos vazios econômicos e das desigualdades regionais, gerando riqueza, trabalho e renda para o povo da região Norte do Brasil.

Perspectiva da Relação de Dependência e Sustentabilidade: Agrosegócio e Mineralogócio

O estigma de 'grande vilã ambiental' imposto de forma generalizada à mineração é no mínimo injusto, na medida em que ao assegurar a provisão da trínglia NPK (+S) à agricultura moderna, promove o aumento da produtividade por hectare e inibe o avanço indiscriminado da fronteira agrícola, em particular sobre a Amazônia. Por outro, ângulo contribui significativamente para a sustentabilidade da Política Pública de Combate ao Déficit Alimentar ao oferecer rochas e minerais de grande apelo social: agregados (areia e brita) e argilaminerais para a fabricação de tijolos e telhas cerâmicas.

Perspectiva de Desenvolvimento Social

Os royalties derivados da produção mineral têm assegurado uma expressiva fonte de receita aos municípios com vocação mineraloeconômica.

Não obstante as adversidades Amazônicas, os municípios com vocação mineraloeconômica apresentam IDH-M no patamar de médio-alto (0,750-0,799). Adverte-se, contudo, que os índices ora usados remontam ao ano 2000, sendo razoável admitir um salto na qualidade de vida das cidades amazônicas quando da nova aferição do PNUD em 2010 (Fig. 1).

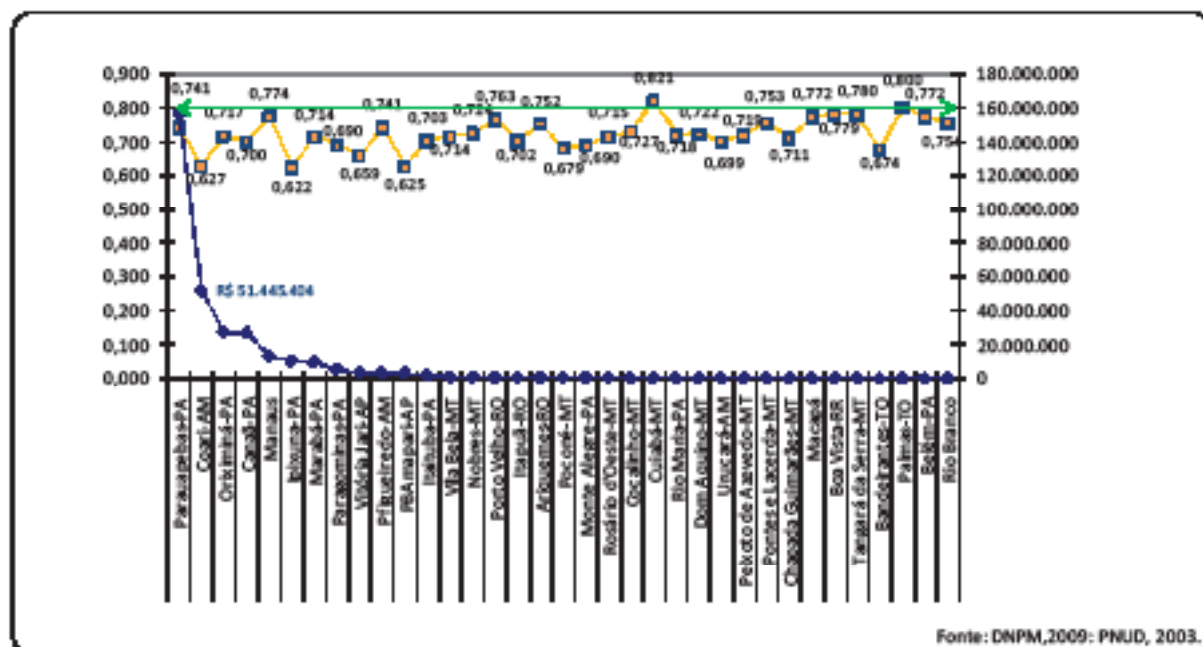


Figura 1 – Municípios beneficiários de royalties: relação CFEM VS IDH-M.

Na Amazônia, a título de exemplo, pode-se destacar o jovem município de Parauapebas (PA), em cujo domínio político-administrativo estão inseridas as ricas jazidas/minas da Serra de Carajás, onde somente o minério de ferro gerou uma receita de CFEM – *Contribuição Financeira sobre a Exploração de Recursos Minerais* da ordem de R\$ 156,5 milhões, cerca de 8 (oito) vezes o valor do FPM – *Fundo de Participação do Município* (R\$ 19,4 milhões). Ainda no Pará, destacam-se Oriximiná (minério de alumínio: R\$ 27,2 milhões) equivalente a 2,3 vezes o FPM e Canaã dos Carajás: R\$ 26,9 milhões (cobre), 4,1 vezes o FPM.

Perspectiva de Desenvolvimento Nacional – Balança Comercial

O Brasil, enquanto país em desenvolvimento (PED), depende fortemente do Setor Primário da Economia, particularmente dos recursos ambientais, onde se inclui o extrativismo mineral (Fig. 2).

É neste ambiente que o mineraloecômico ao assegurar a provisão de diversos insumos básicos para o parque industrial doméstico contribui para minimizar a vulnerabilidade externa do sobeúdo alheio, ao mesmo tempo em que as vantagens comparativas das minas garantem a inserção competitiva das empresas brasileiras no mercado internacional exportando o excedente produtivo das commodities minerais, o que significa um adicional de receitas para o uma balança comercial superavitária.

Nessa perspectiva, observa-se que no fluxo de comércio mineral internacional as exportações têm batido recordes consecutivos nos últimos anos. Em 2008 o ingresso de divisas foi da ordem de US\$ 19,5 bilhões (base primários-BP) e US\$ 23,7 bilhões (base manufaturados-BM), cerca de 53% e 22% superiores ao ano de 2007, respectivamente.

A Amazônia Mineral participou com US\$ 6,4 bilhões (BP) e US\$ 5,9 bilhões (BM), representando 33,0% e 25,0%, respectivamente. (<http://alica.web.developpement.gov.br/>)

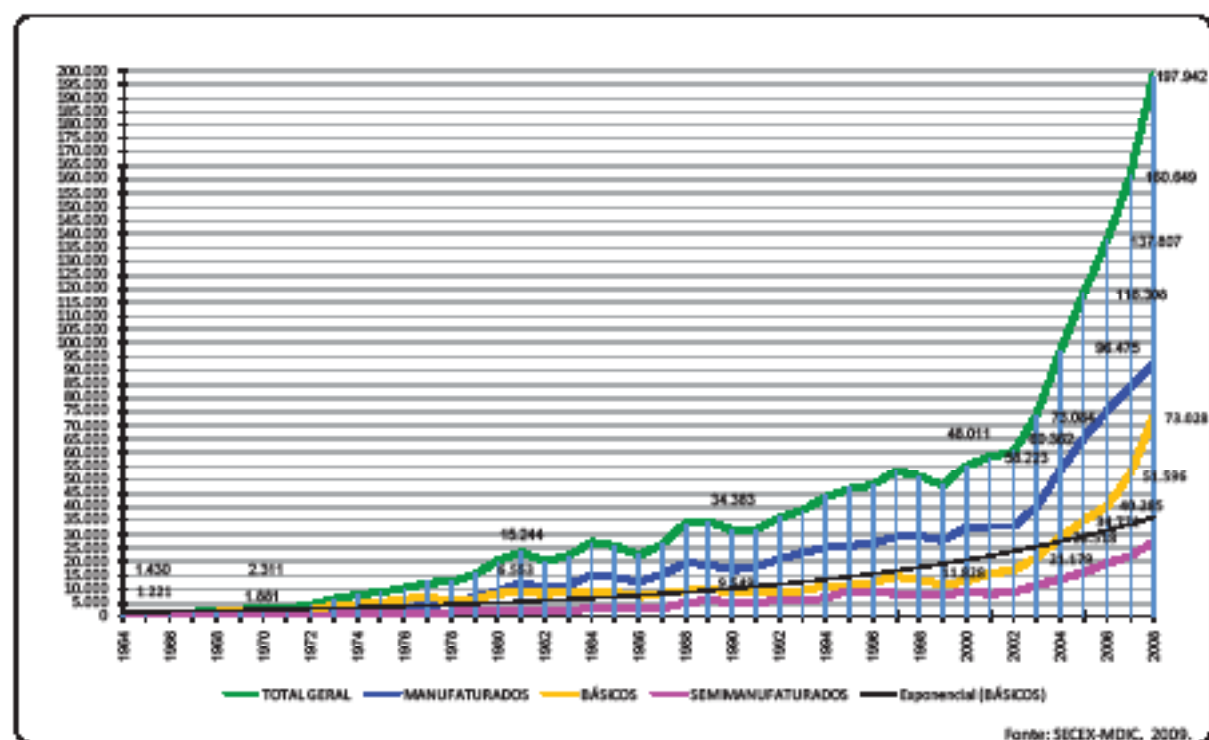


Figura 2 – Evolução das exportações brasileiras por setor agregado: 1964-2008 (US\$ milhões - PDB). Fonte: SECEX-MDIC, 2009.

Importa enfatizar as perspectivas altamente favoráveis do mineralnegócio na região, associadas aos investimentos governamentais da ordem de R\$ 350 milhões na Cartografia da Amazônia. Diversos projetos minero-metalúrgicos estão em pleno desenvolvimento, tais como: minério de ferro, cobre, casim, bauxita, urânio, níquel, cromo, assim como gás natural de petróleo (GNP). Ademais, reservas expensivas de potássio, cobre, gemas de cor, níquel, nióbio, tântalo, zircônio e outros bens minerais são recursos potenciais que, no médio e longo prazos, tornar-se-ão realidades na economia da Região. O grande desafio que se apresenta é enfrentar a crise econômica internacional, que interrompeu abruptamente, em meado de 2008, um ciclo de prosperidade setorial alavancado pelo *bocou* dos preços das commodities minerais iniciado em 2003.

Enfim, impõe-se implementar políticas públicas que articulem a *vastogose comparativa natural* da Amazônia Mineral — ou seja, a combinação do uso responsável dos recursos minerais na perspectiva da atenuação do desequilíbrio sócioeconômico da Região — de maneira a tornar duradouro e sustentável o desenvolvimento regional, rejeitando o pseudo-paradigma da *Medição dos Recursos Naturais*.

BIBLIOGRAFIA

DNPM. Informe Mineral da Amazônia. Disponível em <http://www.dnqm.gov.br/>

DNPM. Informe Mineral: Desenvolvimento & Economia Mineral. Disponível em <http://www.dnqm.gov.br/>

MDIC. <http://abicewebi.desenvolvimento.gov.br/>. Acesso em: 12março2009.

PNDD-OND. <http://www.pnnd.org.br/ond/>. Acesso em: 10março2009.

STN. http://www.tesouro.fazenda.gov.br/estudos_municipios/transferecias_constitucionais.asp. Acesso em: 13março2009.

SOIL MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY IN A HIGH FLAT PLAIN IN AMAZON TROPICS: THE TEPEQUEM CASE

Marcos dos Lima da Costa, IG-UFFA, CNPq, mlc@uffa.br, Luiza Camara Bezerra Neto, IG-UFRJ, luizcb@uffa.br

Abstract

The soils of the high flat plain Tepequem Mountains in Roraima State have been developed on elastic proterozoic formations, being *in situ* or transported. They show low cation exchange, light color and high content of quartz, some flakes of muscovite and kaolinite, locally gibbsite. Laterites occur *in situ* and as fragments of stone layer inside of the soil profiles. The very high contents of SiO₂, some of K, and very low contents of Ca, Mg and Na display the close relationship to the clastic parent rocks and together with the mineral composition and low cohesion explain the high soil susceptibility for linear erosion and low fertility.

Introduction

In the wide spreading flat lowland of the Amazon region in Brazil some isolated mountains and plateaus come out and may reach up to 3000m ael, however most of them are situated below 1000m. They have been developed over archaic to proterozoic sedimentary to metasedimentary rocks, proterozoic ultramafic rocks and even Paleozoic sedimentary rocks and somewhere over old lateritic iron crusts derived from any kind of such rock formation. These high land surfaces can be well covered by grass land, savanna and rain forest, directly over rocks or ongoing through narrow to deep soils. In the northern part of the Amazon region, in the well known lavrado landscape the Serra do Tepequem constitute a very sightseeing mountain landform developed over elastic sedimentary rocks of the Early Proterozoic. Further its beautiful landscape the Serra do Tepequem has become well known after its diamond richness, exploited in the last 50 years by garimpeiros, who set strong changing in the drainage, in the soil stability and the in the vegetation cover probably. After closing of the diamond garimpos in order to keep the natural landscape as part of a national reserve the human population decreased and set down alone in the unique village called Tepequem. The soils have been empirically proved not to be assigned to agriculture and other anthropogenic activities. This research has been developed with the aim to understand the high sensitivity of these soils for human occupation and then supporting to find a new way how to improve the human life in this sightseeing landscape.

Material and Methods

After mapping the distinct soils expositions along the linear erosion channels, river valleys and pipings, soil profiles have been select for descriptions and sample collecting. For soil color establishment in the field the Munsell chart was used. The samples have been submitted to grain size analyses, grain morphology description supported by optical microscope, mineral identification by xrd and chemical analysis in bulk samples carried out by ICM-MS.

Results and discussion

Eight distinct soil profiles have been identified in high flat plain Tepequem. They are either autochthonous or allochthonous and all are strong sandy, light color and not cohesive, deep developed, up to 3.0 m at the top of C horizon. Quartz is the main mineral in sand fraction. Some profiles were erosion truncated and displayed a young saprolite (C horizon), locally by stone layer and colluvium covered. After the soil horizon succession the following soil profiles have been distinguished: 1) *in situ* and well evolved profiles: Ap (10YR 4/1), B₁, B₂; Ap, AB, BA and C; A and B; 2) hydromorphic modified: Ap, E (7.5YR 7/1) and B_g (7.5YR 4/1); E, B_h and B_g; 3) erosion truncated: B₁, LP, B_t and C; colluviums and saprolite; colluviums, LP and saprolite (7.5YR 8/4, 7.5YR 5/3 until 10YR 8/1). Thin stone layer constituted of quartz pebbles and fragments of lateritic iron crusts are frequent and always related to profile truncated. Colluvium deposits are well spread and show that the erosion activity is still taking place over a rocky landscape.

The soil grain size is mostly sandy with small silt contribution along the Barata drainage. There isn't a dominant grain size distribution pattern, what reflect the heterogeneity of the geological material,

changing strongly upward-downward. However a sand enrichment to the top and fine sand to silt downward can be observed. The clay fraction is limited and concentrated at B horizons. The sand grain sizes show poor sorting, are asymmetric positive and platykurtic to high leptokurtic. All these data show the soil profile materials have been transported at short distance by earthy sliding and mass flux.

The all soil profiles studied are mainly composed by quartz (Figure 1) beside some contribution of kaolinite and sub-millimeter flake size muscovite. Quartz constitutes the sand to silt fractions, together with muscovite flakes. Kaolinite in clay fraction evolves the quartz grains and set the light color of the fine matrix. Gibbsite, goethite and hematite can be found, especially when the stone layer occurs, since much of the pebble and fragments carry lateritic materials. Lateritic rocks have been observed close to stone layer carrying soil profiles as well as muscovite-bearing siltstones and sandstones, which form the parent rocks of the laterites. The quartz grains display chemical corrosion and may reach 43 to 98 % and muscovite up to 45 % in the fine sand and silt profiles and in the saprolites. It's not frequent in the sand domain. Kaolinite is most frequent in B horizons reaching up to 18%. Since most profiles show similar mineralogy one may conclude they have mostly developed from same sedimentary rock group with laterite exposition, at meantime by erosion affected.

As expected from the mineral composition the soil profiles studied are basically constituted of SiO_2 (35.84 up to 98.67%), Al_2O_3 (0.15 up to 20.62%), Fe_2O_3 (0.16 up to 28.36%) and K_2O (0.01 up to 5.36%). MnO , MgO , CaO , Na_2O , TiO_2 and P_2O_5 are very low, < 1%. The contents of SiO_2 increase upward and highest values are found where the sand fraction domains, specifically at E horizons, where spodosols are forming. The sharp changing of SiO_2 contents normally correspond to lithological variation, including the stone layer occurrence. The increasing contents of Al_2O_3 , K_2O and TiO_2 detach the contribution of siltstones and argillites to soil profile formation, close related to the presence of muscovite and rutile/anatase further kaolinite. Lateritic fragments also play an important role by increasing the contents of such chemical elements and Fe_2O_3 additionally as well.

Conclusions

The high flat plain located between hill scraps of sightseeing Tepequem Mountains at 575 to 670 m asl has been developed over deep and sandy soil profiles, either *in situ* or transported. The soil parent rocks are fine to coarse elastic sedimentary rock of Proterozoic age, which have been partly transformed into immature laterites before soil profiles and erosion took place. The *in situ* laterite profiles can be still mapped in the area. The well spreading of stone layers and colluviums show how strong has been the erosion and mass flow in developing this flat plain. The soil profiles clear detach very well the sand to silt grain size lacking cohesion and its poor sorting. They show also the domain of quartz beside muscovite and kaolinite too, and locally the lateritic minerals gibbsite, goethite and hematite. Kaolinite its time occurs as typical mineral of the restrict matrix. This constitution of soil profiles Tepequem explain why they are erosion sensitive (Bessera Neta et al., 2009), since they are sandy, lacking binding matrix and of course cohesion. Furthermore the high contents of muscovite may also contribute to diminish the cohesion and to increase the sliding susceptibility. The wide domain of SiO_2 as quartz sand and absence of Mg, Ca, P and presence of K_2O bound to muscovite and the lacking of cohesion are contributing to develop poor soil for agriculture purpose and even for large human settlements. On the side the region presents itself as a nice sightseeing landscape for ecological tourism.

Acknowledgments

Thanks are going to CAPES and CNPQ for financial supports by means of scholarships and research projects and to peoples from village Tepequem for kindly field helping.

References

- Bessera Neta, L.C. 2006. Análise evolutiva da paisagem da serra Tepequem - Roraima e o impacto da atividade antrópica. Tese de doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geopélica, Instituto de Geociências Universidade Federal do Pará, Belém, 2007. 190p il.
- Bessera Neta, L.C. Costa, M.L. & Torres Junior, S.S. 2009. Vulnerabilidade física-ambiental do solo na Serra do Tepequem-RR: análise da atividade erosiva linear (Formação de voçorocas). In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, XI, Manaus-AM, SBG (no prelo).

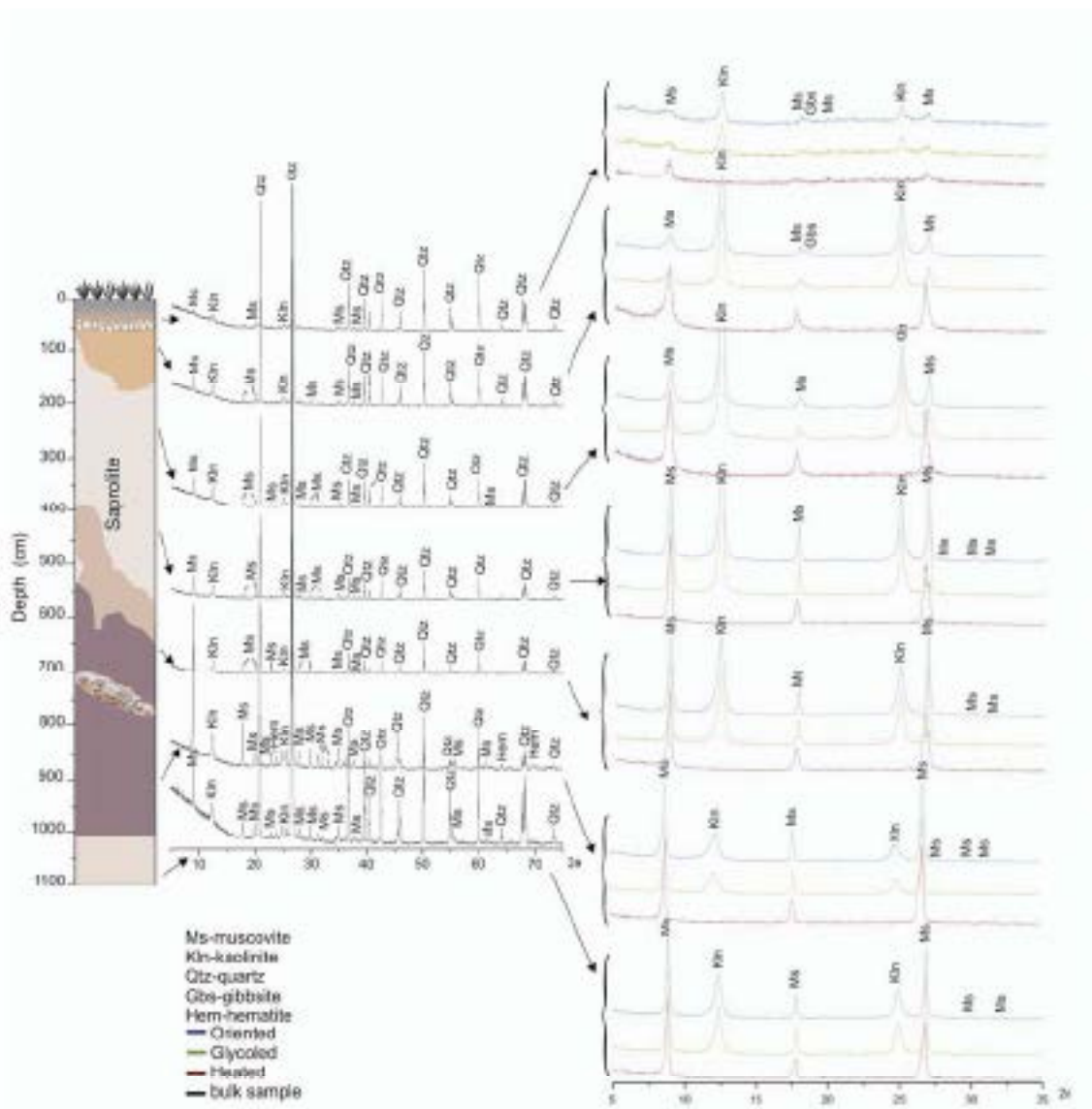


Figure 1 – The xrd-identified main minerals of an *in situ* soil profile in Tepequém high flat land. Modified after Bezerra Neto (2007). Ms: Muscovite; Kln: kaolinite; Qtz: quartz; Gbs: gibbsite; Hem: hematite.

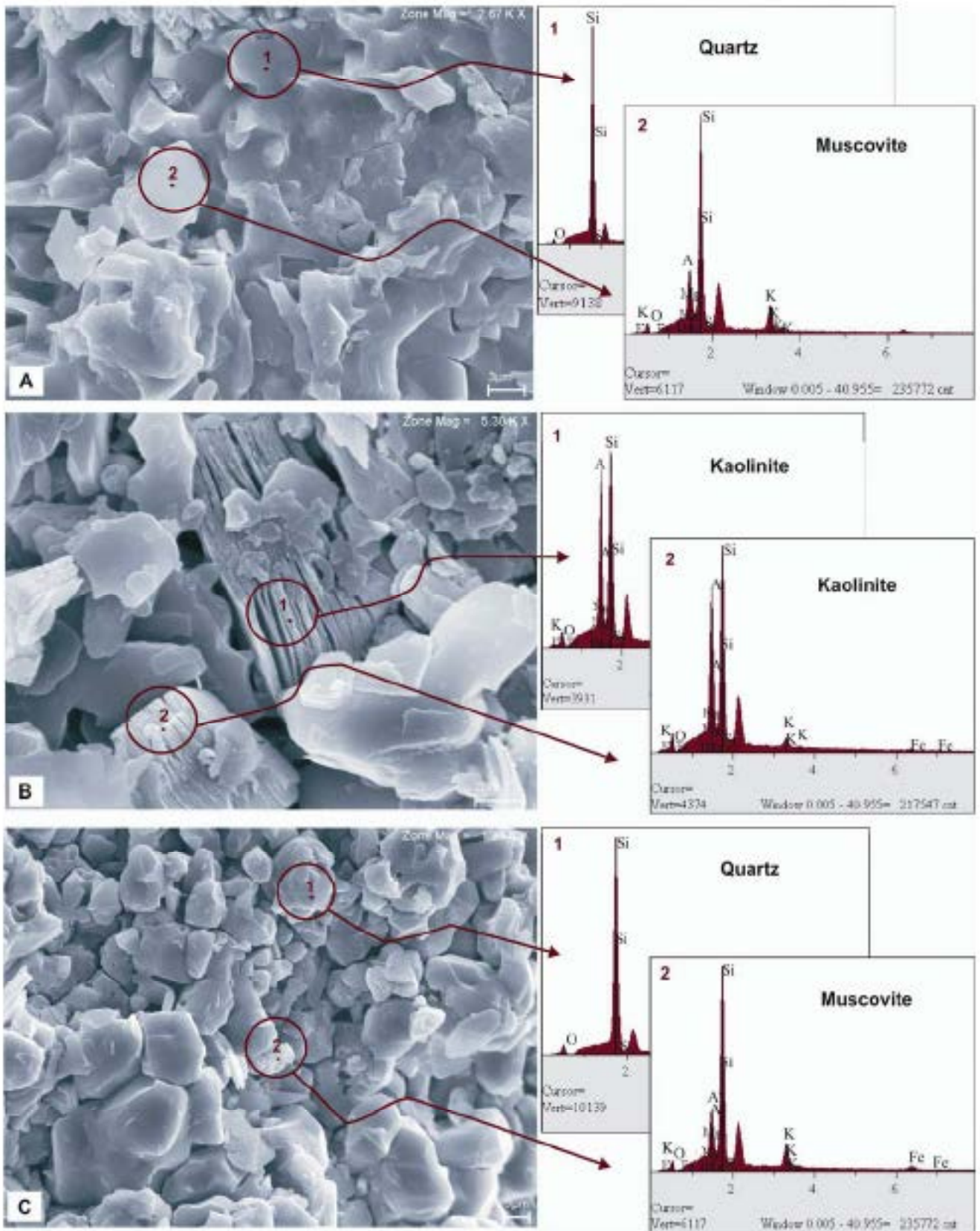


Figure 2 – SEM photomicrographs for muscovite and quartz in soil profiles from high flat plain of Tepequem mountains. Modified after Bessera Neto (2007).

ASSINATURAS GEOQUÍMICAS EM UM SÍTIO COM TERRA PRETA NO VALE DO AMAZONAS

Jacileme Amarim Costa - jacosta@ufpa.br; Marcondes Lima da Costa - mlo@ufpa.br
Díane Clara Kerr - kerra@marcon-guedi.br

RESUMO

Nas margens dos rios da Amazônia há registros de inúmeros sítios arqueológicos com Terra Preta Arqueológica (TPA). As TPA apresentam altos teores de Ca, Mg, P, Cu, Zn e Mn, C orgânico, fragmentos cerâmicos e fertilidade alta a moderada em relação às áreas circunvizinhas. O presente trabalho propõe-se verificar as alterações geoquímicas impostas pela ocupação humana no sítio arqueológico Terra Preta 2, localizado na margem direita do rio Amazonas, no Município de Juruti, no Estado do Pará. A ocupação humana pré-colonial implicou em intensas modificações no solo resultando em assinaturas geoquímicas específicas para cada área de assentamento: na TPA, predominou a associação dos elementos Ba, Ca, Cu, Zn, Mg, Co, Ni, Mn, Sr, Fe, K e P; na Terra Preta 1 prevaleceram teores moderados de P, Sr, e K. No Latossolo da área adjacente sobressai a associação geoquímica Al, Pb, V, Li, La, Zr, Na, Ti, Cr e Y, que apresenta similaridade com as demais áreas abordadas.

INTRODUÇÃO

No século XVI a várzea amazônica surpreendeu os primeiros viajantes com uma população numerosa, intensamente estratificada e assentada em povoados extensos, produzindo excedentes que alimentavam um significativo comércio intertribal de produtos primários e manufaturados (PORRO, 1996). Nas margens desses grandes rios como o Amazonas e Tapajós há registros de inúmeros sítios arqueológicos com TPA (NIMUENDAJU, 1949; HILBERT, 1955; HILBERT & HILBERT, 1980; ROOSEVELT, 1991). De modo geral, as TPA apresentam altos teores de elementos como Ca, Mg, P, Cu, Zn e Mn, C orgânico, diversidade microbionológica e apresentam-se mais estáveis e melhor estruturados em relação às áreas circunvizinhas. Embora ocorram sobrepostos a diversas classes de solos, é comum nos Latossolos, devido seu predomínio nas zonas tropicais. Este trabalho busca verificar as alterações geoquímicas impostas pela ocupação humana no solo do sítio arqueológico Terra Preta 2, região do baixo Amazonas.

MATERIAIS E MÉTODOS

O sítio arqueológico Terra Preta 2 (UTM 21M 599557E e 9759353N), situa-se na margem direita do rio Amazonas, no Município de Juruti, no extremo oeste do Estado do Pará. A área está inserida na Depressão do Amazonas e na Planície fluvial e flúvio-lacustre do rio Amazonas, especificamente nas superfícies não inundáveis (terra firme), onde ocorrem predominantemente Latossolos Amarelos de textura média (AB'SABER, 1996).

Os perfis de solo foram descritos e coletados seguindo os procedimentos propostos por Lemos & Santos (2002) e Munsell (2000). As amostras de solo foram secas ao ar, desestrudadas, pulverizadas em gran de ágata e peneiradas (<125 mesh). Foram selecionadas 18 amostras, correspondente aos 3 perfis de solo, com representatividade no interior (TPA), periferia (IM) e área adjacente (AD) do sítio arqueológico, para fins de análise química clássica, por via úmida, dos teores totais dos elementos: P, Mg, Ca, Cu, Zn, Mn, K, Na, Ti, Al, Fe, Ba, Co, Ni, Sr, Zr, Cr, Pb, V, Y, Li, La. Para a extração dos elementos foi aplicado o método de digestão total multiácida, que consiste em uma solução extratora de ácido fluorídrico (HF) e ácido clorídrico (HClO₄), determinado por ICP (induced coupled plasma), realizado na Geotol Laboratórios. As análises de agrupamento (cluster) foram realizadas utilizando o softwares Statística 6.0.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

As características morfológicas do solo no interior do sítio Terra Preta 2 caracterizam um solo de Terra Preta de Índio ou Terra Preta Arqueológica (KERN & KAMPE, 1989). A camada de ocupação constituída pelos horizontes A1, A2 e A3 apresenta grande variabilidade na espessura, devido à deposição irregular de resíduos em alguns pontos chega à profundidade de 80 cm, entretanto a média geral do sítio é de 45 cm. A cor do solo varia de preto (7,5YR2/1) ao marrom escuro (7,5YR3/2), concentrações de fragmentos de cerâmica e carvão nos horizontes A1 e A2. Nos horizontes AB e BA, o solo é mais claro, varia do marrom escuro (10YR3/3) ao marrom amarelado (10YR4/6), com ocorrência esporádica de cerâmica e carvão, demonstrando não ter sofrido grandes alterações de suas propriedades morfológicas. Na periferia do sítio, o solo apresentou a sequência de horizontes A1, A2, A3, AB, BA, B₁, B₂, com características de solo bem desenvolvido, boa drenagem, profundo (+1,80cm), ausência de artefatos. A sua coloração varia de cinza muito escuro (10YR3/1) ao marrom acinzentado escuro (10YR3/2) e espessura de 40cm no horizonte A, indicando ser um solo antropico denominado de Terra Mulata (TM). Para Sombroek et al., (2002) as Terras Mulatas, são solos de cor marrom escuro, contendo pouco ou ausência de vestígios arqueológicos, porém ainda apresentam teores elevados de matéria orgânica. Segundo os autores, esses solos parecem ser o resultado do intenso uso agrícola por comunidades indígenas pré-colombiais. O solo de fora do sítio apresentou a sequência de horizontes A1, A2, AB, BA, B₁ e B₂ trata-se de um solo bem desenvolvido, bem drenado, boa porosidade. A espessura do horizonte A é de 21 cm e coloração marrom acinzentado (7,5YR3/2). Todos os perfis de solo apresentam textura arenosa indicando tratar de um mesmo substrato.

Os dados geoquímicos dos solos apontam o interior e periferia do sítio, com elevadas concentrações de elementos químicos contrastando com os baixos teores para a área adjacente (AD). Os teores mais elevados de fósforo registrados no horizonte A2, que compreende também a maior densidade em material cerâmico, foram de 2.800, 1.420 e 555 ppm de P na TPA, TM e AD, respectivamente (Figura 1). Conforme Kämpf & Kern (2005), teores elevados de fósforo e cálcio estão associados à ocupação humana pré-histórica, haja vista, que esses elementos podem ser encontrados em resto de vegetais (mandioca, açaí, bacaba, etc), animais (ossos e excrementos) e resíduos de alimentos.

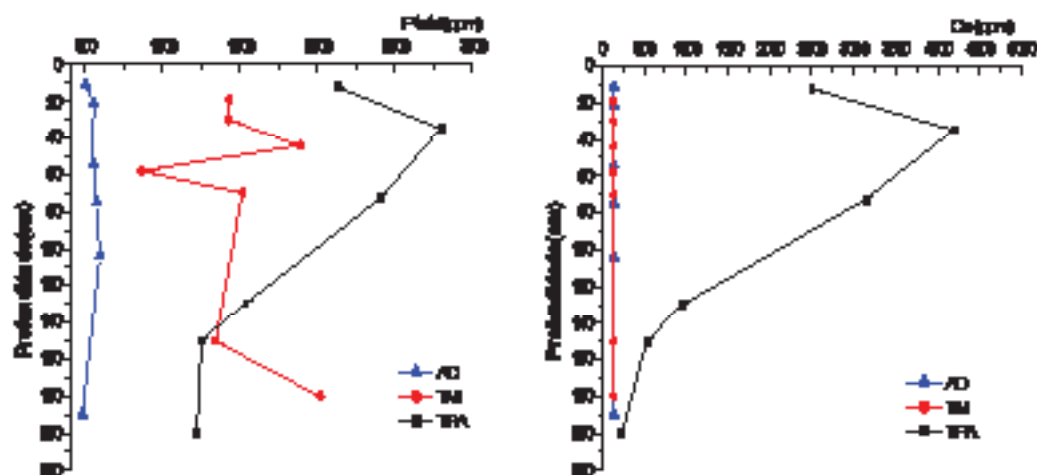


Figura 1: Distribuição dos teores de P e Ca nos perfis de solos de TPA, TM e AD no Sítio Terra Preta 2.

Os teores de Ca, Cu, Zn e Mn mostram forte relação em sua distribuição ao longo dos perfis (Figuras 1 e 2). Na TM esses elementos se assemelham ao solo da área adjacente, enquanto que no solo de TPA, a concentração elevada indica deposição de matéria orgânica rica nesses elementos, resultando na fertilidade elevada. As folhas de palmeiras utilizadas na cobertura e paredes das habitações, que são renovadas periodicamente, pode ser fonte importante de magnésio, manganês e zinco para o solo (KERN et al., 1999). No horizonte B, o solo de TPA se aproxima quimicamente (Ca, Cu, Zn e Mn) da

área de periferia e de fora do sítio, indicando que esses solos foram originados do mesmo material rochoso, sendo que o diferencial foram os usos aplicados pelas populações pré-colombiais (Figuras 1 e 2).

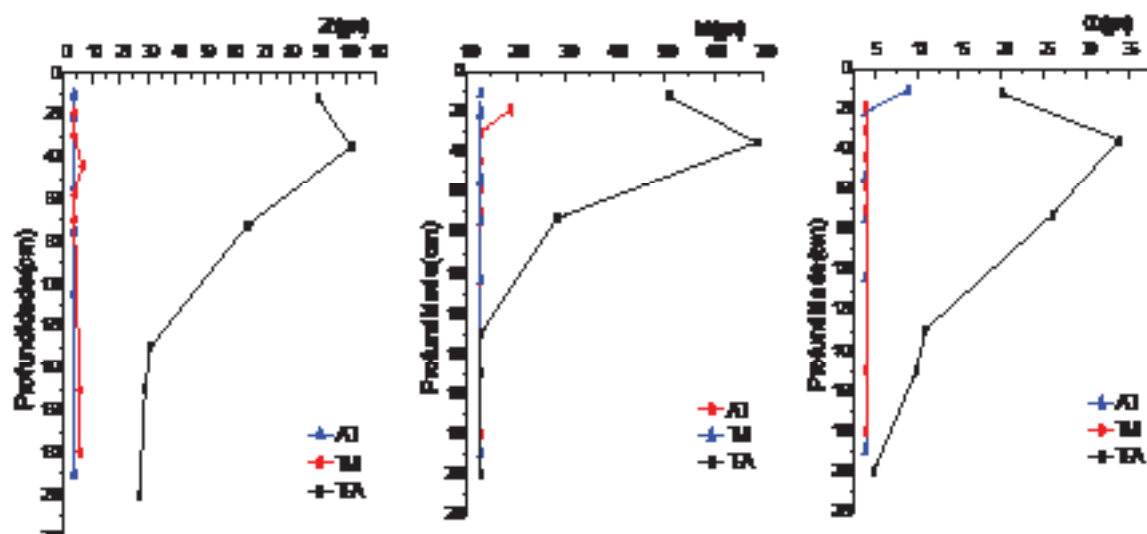


Figura 1: Distribuição das teores de Zn, Mn e Cu nos perfis de solos de TPA, TM e AD no Sítio Terra Preta 2.

A análise de agrupamento confirma associações geoquímicas no horizonte A da TPA e dos Latossolos (Figura 3). O grupo 1 (Ba, Ca, Cu, Zn, Mg, Mn, Co, Ni, P, Sr, K, Fe) está relacionado às atividades humanas que levaram as alterações geoquímicas do substrato natural. Todavia em uma análise mais refinada observa-se que o subgrupo Ba, Ca, Cu, Zn, Mg, Fe, Co, Ni e Mn, está intimamente ligado à TPA típica do interior do sítio, pois concentra os maiores teores destes elementos, enquanto que o subgrupo formado pelo P, Sr, e K apresentam teores alto a moderados na TPA (interior) e na Terra Mulata (periferia). O grupo 2 (Y, Pb, V, Li, La, Zr, Na, Ti, Cr, Al) corresponde à assinatura do substrato, o Latossolo Amarelo, em geral formado a partir de minerais de cassiterita, quartzo e oxidrônicos de Fe. Esta associação geoquímica indica que os teores destes elementos não sofreram modificações significativas.

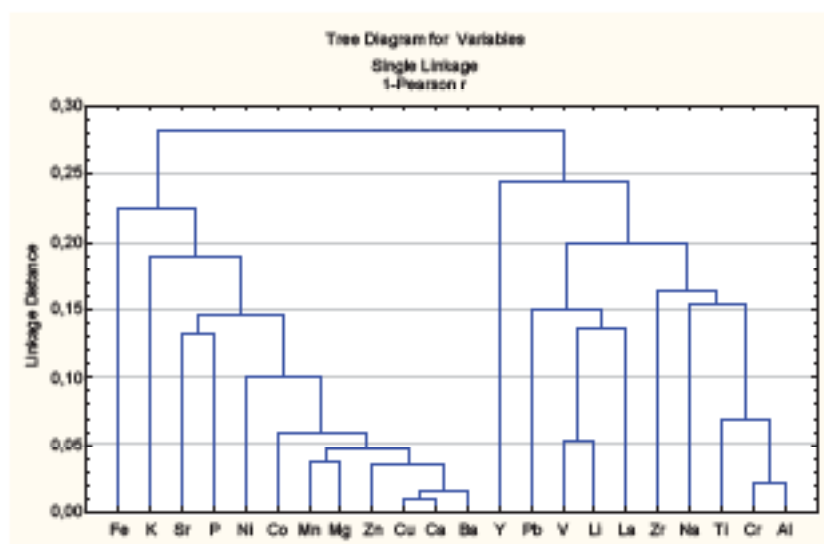


Figura 3: Dendrograma das análises químicas do horizonte A do sítio Terra Preta 2

CONCLUSÃO

As correlações das características morfológicas, físicas e químicas referente aos solos do interior, periferia e áreas vizinhas ao sítio arqueológico corroboram no sentido de que se trata do mesmo substrato, o Latossolo Amarelo. Todavia, a ocupação humana pré-colonial implicou em intensas modificações no solo resultando em assinaturas geoquímicas específicas para cada área: na TPA, área mais habitada e de maior deposição de matéria orgânica, predominou a associação dos elementos Ba, Ca, Cu, Zn, Mg, Co, Ni, Mn, Sr, Fe, K e P; na Terra Molata, provável área de cultivos, prevalecem teores moderados de P, Sr, e K. No Latossolo Amarelo, área adjacente, a associação geoquímica Al, Pb, V, Li, La, Zr, Na, Ti, Cr e Y indica que os teores destes elementos não sofreram modificações significativas entre as áreas abordadas.

REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A. Domínios morfo-climáticos e solos do Brasil. In: O solo nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e o desenvolvimento sustentável. Viçosa-MG:SBCS; UPV, DPS. 930p. 1996.
- HILBERT, P. P. A cerâmica arqueológica da região de Oxiximimá. Belém: Instituto de Antropologia e Etnologia do Pará, 1955. 76p.
- HILBERT, P.P. & K. HILBERT – Resultados Preliminares da Pesquisa Arqueológica nos Rios Nhamburá e Trombetas: Baixo Amazonas. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, 75:1-15, 1980.
- KÄMPF, N. & KERN, D.C. O solo como registro da ocupação humana pré-histórica na Amazônia. In Trópicos em ciência do solo. Vol. 4, julho, viçosa, MG: Sociedade brasileira de ciência do solo. 2005.
- KERN, D.C. & KÄMPF, N. O efeito de antigos assentamentos indígenas na formação de solos com terra preta arqueológica na região de oxiximimá-Pa. Rev. Bras. Ci. Solo, Campinas, 13:219-25. 1989.
- KERN, et al. A influência das palmeiras como fonte de elementos químicos em sítios arqueológicos com Terra Preta. SBG/NO, Resumos, VI Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus. 1999.
- LEMOS, R. C. de & SANTOS, R. D. dos. Manual de descrição e coleta de solo no campo. Viçosa, 4. ed. SBCS, 83p, 2002.
- MUNSELL COLOES COMPANY. Munsell soil colors charts. Baltimore, 2000.
- NIMUENDAJU, C. Os Tupujós. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, 10:93-106. 1949.
- POERO, A. O povo das águas: essências de etno-história amazônica. Petrópolis: Vozes, 1996.
- ROOSEVELT, A. Moundbuilders of the Amazon: Geophysical archeology on Marajo Island, Brazil. San Diego, Academia Press. 1991.
- SOMBRONK, et al. Terra Preta and Terra Molata: pre-Columbian Amazon kitchen middens and agricultural fields, their sustainability and their replication 17th World Congress of Soil Science, Bangkok, Thailand. 2002.

CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA DE BASALTOS INTEMPERIZADOS DA FORMAÇÃO MOSQUITO (MA) E POSSIBILIDADES DE USO COMO BENTONITA

Simone Patrícia Araújo da Paz e Rômulo Simões Angêlica

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica – PPGG, Instituto de Geociências, UFPA

Resumo: Próximo ao município de Formosa da Serra Negra (MA), as margens da Rodovia (MA 006), ocorrem basaltos bastante intemperizados, que se apresentam com textura argilosa, coloração marrom avermelhado e amígdalas estranquiadas. Foram caracterizados química e mineralogicamente por FRX, DRX e MEV, mostrando-se serem compostos predominantemente por esmectita com traços de hematita, feldspato e caulinita. Por se tratar de saprólitos com grande expressão areal e grande quantidade de esmectita-montmorilonita, avalia-se neste trabalho a possibilidade de uso desse material como Bentonita.

Palavras-chave: *Basaltos intemperizados, caracterização mineral, esmectita, bentonita*

INTRODUÇÃO

Importantes depósitos esmectíticos podem estar associados ao intemperismo de rochas basálticas, de idade mesozóica, que ocorrem na forma de derrames, soleiras ou diques, e cortam a seqüência sedimentar paleozóica na Bacia do Parnaíba (MA). Essas rochas estão relacionadas a duas unidades litostratigráficas principais, que são: A Formação Mosquito, do Jurássico Médio, constituída predominantemente de basaltos com intercalações irregulares de rochas sedimentares; e a Formação Sardinha, do Cretáceo Superior, constituída predominantemente de diabásios.

Em trabalhos de mapeamento geológico e pesquisa para argilas especiais realizados pela CPRM (REZENDE, 1997), foi ressaltado a presença de esmectitas nesses basaltos intemperizados. Tratam-se de saprólitos com espessuras que podem ser superiores a 10m e com grande potencial para aplicações tecnológicas.

As bentonitas - termo genérico das argilas compostas predominantemente por esmectita-montmorilonita (60-80%), independente de sua origem ou ocorrência (ELZEA e MURRAY, 1994) - fazem parte da classe dos minerais com maior interesse industrial. Suas multiplicações na indústria são devidas as suas propriedades físico-químicas, tais como: grande área superficial e alta capacidade de troca catiônica. São tradicionalmente aplicadas na indústria petrolífera (agente tixotrópico nas perfurações dos poços de petróleo ou como catalisadores no processo do refino); indústria siderúrgica (pelotização de minérios de ferro); indústria de fundição (aglomerante nos processos de moldagens de peças críticas de ferro fundido, aço e ligas não-ferreas); indústria de tintas e vernizes (espessante); indústria da construção civil (impermeabilizante de barragens, metrô, aterros sanitários); indústria farmacêutica e de cosmético entre outras.

Segundo DNPM (2006), o E.U.A é o maior produtor de bentonitas do mundo, e o Brasil figura entre os dez principais produtores mundiais, explorando depósitos relativamente pequenos, mas os mais importantes estão localizados no município de Boa Vista, no estado da Paraíba e representam cerca 96% da produção nacional. Sabe-se que depois de 40 anos de exploração das jazidas bentoníticas da Paraíba alguns tipos já estão esgotando e outras ficando raras, como a argila CHOCOLATE de boas propriedades tecnológicas. Outras como as argilas BOFE e VERDE-LODO existem em boa quantidade, porém com qualidade inferior (AMORIM et. al, 2004).

O desafio de encontrar novas jazidas de bentonitas no Brasil está lançado. Assim sendo, buscou-se caracterizar mineralogicamente os basaltos intemperizados argilosos que ocorrem próximo ao município de Formosa da Serra Negra (MA) como um primeiro passo na procura por novos depósitos.

MATERIAIS E MÉTODOS

Origem do material argiloso

A amostra é proveniente de um afloramento de basalto intemperizado da Formação Mosquito, (Coordenadas 06°25'12" S 46°10'52" W), situado as margens da Rodovia (MA 006), sul do Maranhão (Figura 1). Trata-se de saprólito de basalto amígdalaidal, com mais de dois metros de

espessura, intercalado com níveis de arenitos associados a esta unidade ou a Formação Curda (Figura 2).



Figura 1: Localização da área de coleta (Fonte: Google Earth)



Figura 2: Perfil do depósito de coleta do material

Técnicas de Caracterização

A composição química foi obtida por análise em espectrômetro FRX modelo Axios da PANalytical, com tubo de raios X cerâmico, modo de ródio (Rh) com máximo nível de potência 2,4KW e amostra no modo de pastilha fundida com tetraborato de lítio. As fases mineralógicas foram identificadas em difratômetro modelo X'PERT PRO MPD (PW 3040/60) da PANalytical, com goniômetro PW3050/60 (Teta/Teta), tubo de raios X cerâmico e modo de Cu (K α =1,789 Å), modelo PW3373/00 com foco fino longo (1800W- 60kV) e filtro K β de ferro e amostras no modo pó total, saprolito bruto (SAP) e fração argila, e lâminas orientada, gliculada e aquecida (somente fração argila). As micrografias foram obtidas por um MEV modelo LEO-1430, sendo as condições de análises para as imagens de elétrons secundários: corrente do feixe de elétrons = 90 μ A, voltagem de aceleração constante = 20 kv, distância de trabalho = 10 mm. Utilizou-se dados da composição química da bentonita CHOCOLATE (NEUMANN et. al., 2002) para efeito comparativo.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

A composição química da amostra SAP não indicou grandes diferenças comparando-a com a bentonita CHOCOLATE, que é uma das melhores do Brasil. SAP apresentou uma quantidade um pouco maior de ferro, em que grande parte desse valor pode está associado à presença de hematita (identificada na difratometria de raios X) e outra a substituições isomórficas na estrutura da esmectita. Quanto aos cátions trocáveis (Ca, Na e K), pode-se dizer que, por apresentar o maior valor de potássio, SAP seja uma esmectita potássica, enquanto CHOCOLATE é sódica. Porém, podem se equivalerem após ativação sódica, procedimento usual para se obter bentonitas sódicamente tratadas. O menor teor de sílica apresentado por SAP pode ser explicado pela ausência de quartzo, o que é ótimo.

Tabela 1: Análise química por FRX (% massa)

Amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P.F
SAP	44,26	17,26	14,59	0,29	3,47	0,05	1,97	18,3
CHOCOLATE*	54,3	15,8	10,4	0,6	2,8	0,7	0,4	12,7

P.F: perda ao fogo; * fonte: NEUMANN et. al. (CETEM 2002)

Foi identificado pela difratometria de raios X em radiação K α de cobalto (Figura 3), a presença predominante de esmectita-montmorilonita (15,4; 4,47 e 1,49 Å) e traços de caulinita (7,2; 2,56 e 2,34 Å), plagioclásio (6,5; 3,33 e 3,24 Å) e hematita (2,70; 2,52 e 1,69Å), na amostra SAP e com a análise

somente da fração argila no modo pó total de 71 a 75° em 2 θ , identificou-se a posição 1,495Å do plano 060, impressão digital da montmorilonita. Com os difratogramas da fração argila orientada, glicolada e aquecida (Figura 4), foi confirmada a presença predominante de esmectita-montmorilonita, pela característica expansiva, indo de 15,4 para 17,3 Å quando glicolada, e colapsando para 10 Å quando aquecida a 550°C por 2 horas. Identificou-se também traços de illita (10 e 5Å).

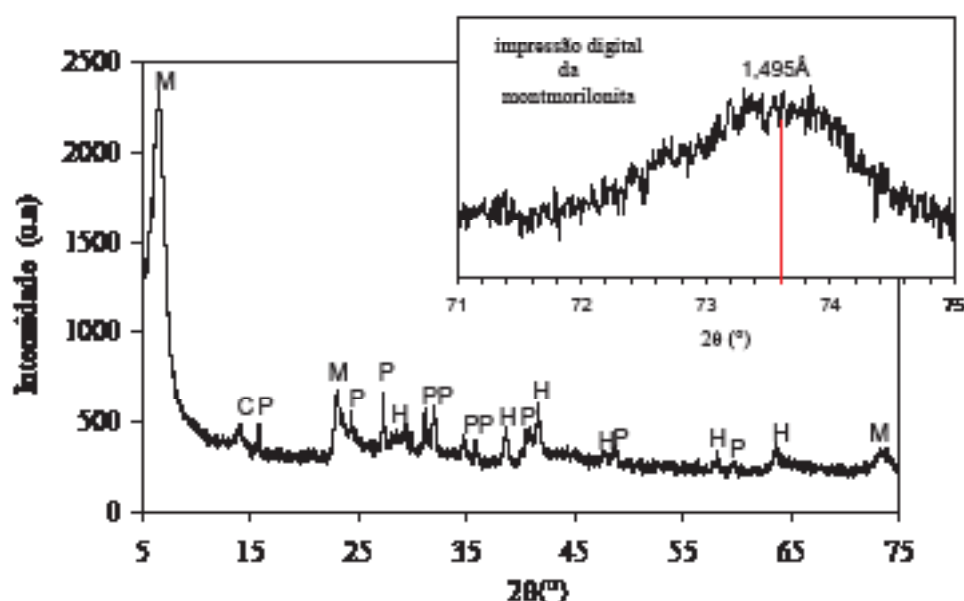


Figura 3: Difratogramas do saprilite bruto e plano 060 da fração argila; M: montmorilonita, C: caulinita, P: plagioclásio e H: hematita.

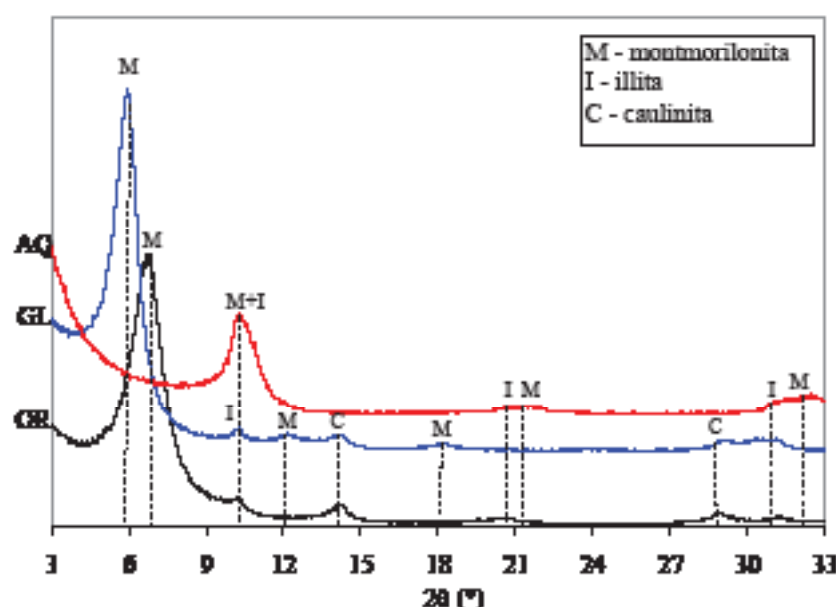


Figura 4: Difratogramas da argila orientada (OR), glicolada (GL) e aquecida (AQ)

A figura 5 corresponde às microfotografias de superfícies de fragmentos do saprilite bruto, que por ser constituído predominantemente por esmectita, a morfologia condiz exatamente a relatada na literatura para esse argilomineral (SANTOS, 1989): superfícies irregulares, apresentando apenas grandes ondulações que indicam o empilhamento das folhas muito extensas.

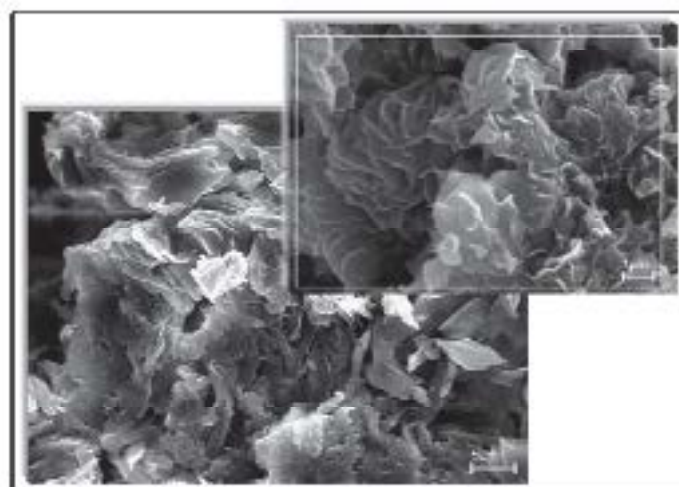


Figura 5: Micrografias de fragmentos de sepiólita tratada

CONCLUSÃO

De acordo com os resultados apresentados, pode-se concluir que o basalto intemperizado estudado apresenta mineralogia interessante do ponto de vista tecnológico, uma vez que mostra-se ser composto predominantemente por esmectita-montmorilonita, o que trás grandes possibilidades de uso como bentonita.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMORIM, L. V.; GOMES, C. M.; LIRA, H. L.; FRANÇA, K. B.; FERREIRA, H. C.; *Bentonites from Boa Vista, Brazil: Physical, Mineralogical and Rheological Properties. Materials Research*, vol. 7, No. 4, 583-593, 2004.
- ELZEA, J.; MURRAY, H. H.; *Bentonite*. In: *Industrial Minerals e Rocks*, 6th Edition, D. D. Carr (Editor), Society for Mining, Metallurgy, and Exploration, Inc. Littleton, Colorado, 125-134, 1994.
- BRASIL; Departamento Nacional da Produção Mineral, *Sumário Mineral. Coordenação*, Antonio Fernando da Silva Rodrigues- Brasília: DNP/MD/DEM, 2006.
- NEUMANN, R.; NETO, A. A.; ARANHA, I. B.; OLIVEIRA, C. H.; LUZ, A. B.; *Caracterização mineralógica de bentonitas brasileiras*, CETEM, 2002.
- REZENDE, N. G. A. M.; *Argilas Nohues e Zeólitas na Bacia do Parnaíba. Relatório Final de Projeto*. CPRM, Informe de Recursos Minerais, Série Diversos, No 2, Rio de Janeiro, 50 p., 1997.
- SANTOS, P. S.; *Ciência e Tecnologia de Argilas*. 2.ed. São Paulo: Edgar Blücher, 1989, v.1.

SÍNTESE DA ZEÓLITA A UTILIZANDO UM REJEITO DE CAULIM DA AMAZÔNIA

Ana Áurea Barreto Maia, Rômulo Simões Angélica, Roberto de Freitas Neves
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica – PPGG, Instituto de Geociências, UFPA
amazonia@hotmail.com

RESUMO: Zeólita A foi sintetizada a partir de um rejeito industrial de caulim da região do Capim, sendo o mesmo constituído essencialmente por caulinita. Nesse processo de síntese, o rejeito de caulim foi primeiramente calcinado a 700 °C/2h para se obter metacaulinita restíva. Posteriormente, em autoclave, a metacaulinita foi reagida com diferentes volumes de uma solução de NaOH (5N) a 110 °C por 24 h para verificar a influência do sódio no produto final. Os volumes de NaOH correspondem aos seguintes valores da relação Na/Al: 1,26; 1,45 e 1,60. Todos esses valores contribuíram para a síntese da zeólita A, sendo formada pura, somente na relação Na/Al=1,26. Nos maiores valores (1,45 e 1,60) também foi verificada a presença da hidroxissodalita, porém zeólita A era a fase principal.

INTRODUÇÃO

Atualmente muito tem se falado sobre os diversos problemas ambientais ocorridos no mundo todo e inúmeras propostas para minimizar tais problemas também têm sido apresentadas. A proposta deste trabalho é utilizar um rejeito de caulim da Amazônia como matéria-prima na produção de zeólita A. Esse rejeito de caulim é gerado por 3 empresas de beneficiamento de caulim para papel, localizadas no Estado do Pará. Essas empresas exploram as minas na região do Capim (Pará) e do Jari (Amapá). O processo gera dois principais tipos de rejeitos: o primeiro constituído por partículas de quartzo e o segundo, mais volumoso, correspondendo em torno de 26% da produção, constituído principalmente pelo argilomineral caulinita, o qual é armazenado em grandes lagoas de sedimentação em forma de solução aquosa. Esse rejeito volumoso, de fato, é o próprio caulim, porém com uma granulometria (> 2µm) inadequada para a cobertura de papel, sendo classificado como não perigoso pela ABNT-NBR. O problema está no seu armazenamento, pois como são geradas muitas toneladas deste a cada ano, é preciso desmatar grandes áreas para a construção das lagoas de sedimentação, ocasionando assim uma perda na qualidade ambiental e na economia do processo.

A caulinita é uma das fontes de Si e Al mais utilizada na síntese de zeólitas, mais precisamente após passar pelo processo de desidroxilação, em que a metacaulinita é formada e fornece uma estrutura ideal para formação desses materiais. Segundo Grim (1953), a estrutura da caulinita é composta de uma folha tetraédrica (Si_4O_{10}) ligada a uma folha octaédrica [$Al_4O_4(OH)_2$] para formar uma simples camada. Na estrutura da caulinita, o Al se encontra em coordenação octaédrica e o Si em coordenação tetraédrica. Durante a transformação de fases, as ligações Si-O são mantidas, porém o Al passa da posição octaédrica para a tetraédrica (Brindley & Gibbon, 1968; Breck, 1974; Kakali *et al.*, 2002), resultando assim em uma estrutura composta de tetraedros de Al e Si.

As zeólitas apresentam uma estrutura ordenada, composta por tetraedros de Si e Al, que se unem através do átomo de O, formando assim as *frameworks*. Segundo McCusker (2001) e Cundy & Cox (2003), a estrutura das zeólitas é formada por componentes hospedeiros (tetraedros de Si e Al) e visitantes (cátions trocáveis e água).

As zeólitas da família A apresentam em sua estrutura uma relação Si/Al igual a 1, e poros de tamanho pequeno, porém há um grande interesse no seu processo de síntese, justamente pela capacidade de variar o tamanho desses poros. É uma zeólita normalmente sintetizada na forma sódica, com uma morfologia cúbica bem característica (Breck, 1974). As outras formas catiônicas podem ser produzidas através de troca iônica. Ela pode comportar-se como um cristal de poros de dimensões variáveis, dependendo da forma do íon trocável: K (3 Å), Na (4 Å) e Ca (5 Å) (Breck, 1974; Rabu, 1974; Barrer, 1978).

Maia *et al.* (2007) sintetizaram zeólita A a partir de um rejeito de caulim da Amazônia e verificaram que 110 °C é a temperatura ideal para se obter a mesma pura. O aumento desse parâmetro para 150 °C favorece a formação de hidroxissodalita, porém a zeólita A permaneceu como fase majoritária.

Dessa forma, o principal objetivo desse trabalho é sintetizar zeólita A partindo-se desse rejeito de caulim para assim verificar a quantidade ideal de sódio na mistura reacional para se obter um produto o mais puro possível.

MATERIAIS E MÉTODOS

Material de partida

Como fonte de Si e Al foi utilizado um rejeito de beneficiamento de caulim, para produção de papel, mais especificamente o da etapa de centrifugação de uma indústria de mineração localizada no estado do Pará. Essa empresa explora uma mina da região do Capim. A fonte de Na usado na síntese foi o hidróxido de sódio em solução. O material de partida foi caracterizado através de análise química, Difração de Raios-X (DRX) e Microscopia de Eletrônica de Varredura (MEV).

Processo de síntese

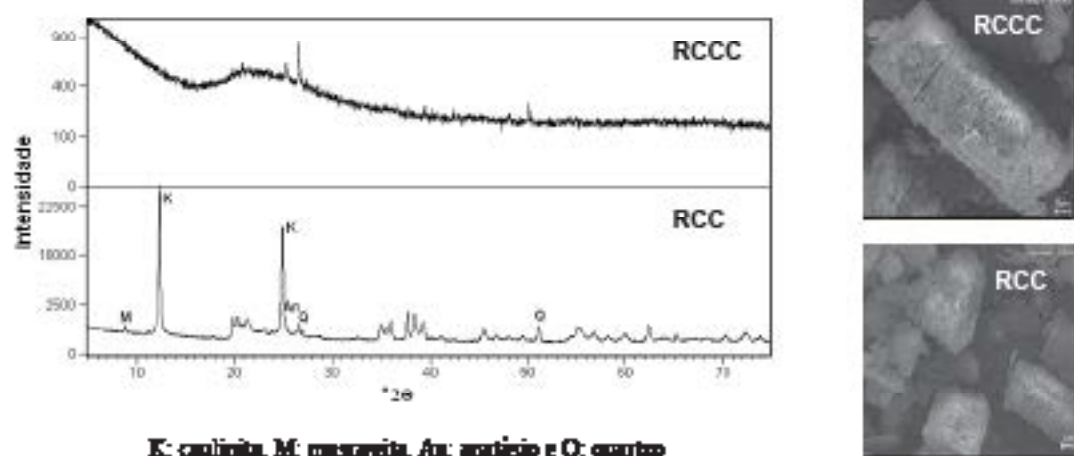
O processo de síntese da zeólita A ocorreu através de duas etapas: I) tratamento térmico da caulinita para obtenção da metacaulinita em mufla a 700 °C por 2 h e II) adição de 1,75 g de metacaulinita a uma solução aquosa de NaOH a 5N e 20 mL de H₂O. Essa reação hidrotérmica ocorreu em uma autoclave, que foi levada a estufa em temperatura e tempo constantes e iguais a 110°C e 24 h, respectivamente. A relação Na/Al na mistura reacional foi variada nos seguintes valores: 1,26; 1,45 e 1,60. Posteriormente, cada produto formado foi lavado e filtrado com água destilada até o pH 7, e em seguida seco em estufa a 100 °C por 6 h. Os produtos de síntese foram caracterizados através de DRX, EIV (Espectroscopia de Infravermelho) e MEV.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Caracterização do Material de Partida

A Figura 1 apresenta os difratogramas de raios-X do rejeito de caulim do Capim (RCC) e do seu produto de calcinação (RCCC) obtido a 700°C/ 2h e suas imagens ao MEV. O RCC é constituído principalmente pelo argilomineral caulinita e mostra um padrão típico de material não cristalino (metacaulinita) para o RCCC. Foi verificada também nos difratogramas a presença de impurezas como muscovita, quartzo e anatásio, em pequenas quantidades.

A imagem do RCC mostra agregados de placas paralelas de morfologia pseudo-hexagonal, característico de empilhamento de cristais do argilomineral caulinita, formando os chamados *booklets*. Para RCCC (metacaulim) é observado que não há modificação da morfologia e os *booklets* permaneceram.



K: caulinita, M: muscovita, An: anatásio e Q: quartzo

Figura 1. Difratogramas de raios- X (A) e imagens ao MEV (B) do RCC e do RCCC

Os resultados da análise química do rejeito de caulim do Capim (RCC) e da perda ao fogo são apresentados na Tabela 1. As quantidades de Al₂O₃, SiO₂ e H₂O estão bem próximas à composição teórica da caulinita (39,5% Al₂O₃, 46,54% SiO₂ e 13,96% H₂O), o que implica afirmar que esse rejeito

é constituído basicamente por este argilomineral, como já foi constatado através de DRX (Figura 1). A SiO_2 está relacionada à caulinita e aos minerais acessórios (quartzo e muscovita). Outras impurezas como TiO_2 e Fe_2O_3 estão presentes em pouca quantidade no rejeito de caulim quando comparados amostras de caulim da mesma região. O TiO_2 se apresenta totalmente na forma de anatásio, enquanto o Fe_2O_3 pode estar presente tanto nos minerais de ferro como em substituição isomórfica na estrutura da caulinita.

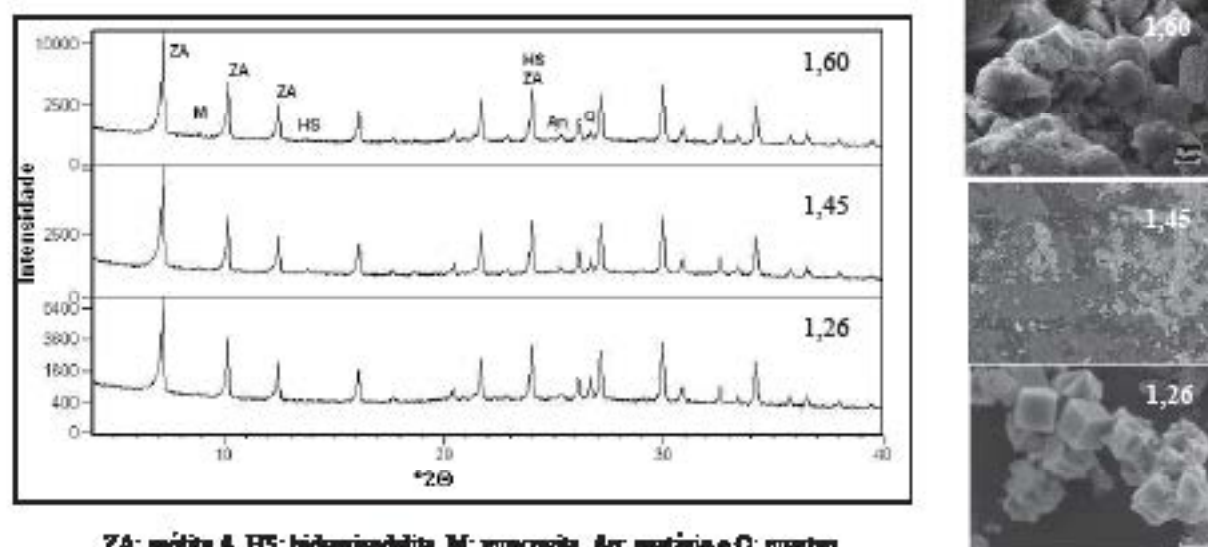
Tabela 1. Análise química do RCC

% Óxidos	Rejeito de caulim
SiO_2	45,82
Al_2O_3	37,72
Fe_2O_3	0,64
TiO_2	1,01
CaO	<0,01
MgO	0,02
Na_2O	0,04
K_2O	0,11
HF	14,5
Total	99,86

Caracterização dos Produtos de Síntese

Na Figura 2 são apresentados os difratogramas de raios-X dos produtos de síntese com as seguintes relações Na/Al, na mistura reacional: 1,26, 1,45 e 1,60 e suas imagens ao MEV. Observa-se que a zeólita A é a fase predominante em todos os produtos de síntese e também o único material zeolítico, somente no material com o menor valor da relação Na/Al (1,26). Para valores maiores como 1,45 e 1,60, ocorre cristalização da hidroxissodalita. Nesses produtos verifica-se que mesmo com a formação da hidroxissodalita, o grau de ordem estrutural da zeólita A se eleva bastante em relação ao valor de 1,26. Essas zeólitas são fases metaestáveis, porém em determinadas condições de síntese são fases concorrentes, como também foi observado por Gualtiere *et al.* (1997).

Em todas as imagens observaram-se cristais cúbicos característicos da zeólita A. Nos produtos preparados com maior quantidade de Na (relação Na/Al = 1,45 e 1,60), além de cristais cúbicos, também estão presentes cristais esféricos, típicos da sodalita.



ZA: zeólita A, HS: hidroxissodalita, M: muscovita, An: anatásio e Q: quartzo

Figura 2. Difratogramas dos produtos de síntese e suas imagens ao MEV

A Figura 3 apresenta os espectros de infravermelho dos produtos sintetizados a partir de diferentes relações Na/Al na mistura reacional: 1,26; 1,45 e 1,60. Bandas atribuídas à água zeolítica, como as próximas a 3600 cm^{-1} e a 1600 cm^{-1} , são observadas em todos os produtos de síntese. Estão

também presentes bandas ao redor de 460 cm^{-1} , atribuída ao modo de ligação nos tetraedros, e as próximas a 1000 cm^{-1} relacionadas ao estiramento anti-simétrico das ligações Si-O-Al. A presença da zeólita A em todos esses produtos foi confirmada através das bandas próximas a 550 cm^{-1} (Breck, 1973; Demortier *et al.*, 1999; Alkan *et al.*, 2005). Nos produtos de maiores valores de relação Na/Al (1,45 e 1,60) podem ser observadas bandas a 667 e 671 cm^{-1} , característica da hidruosodalita. Alkan *et al.* (2005) também encontraram uma banda a 664 cm^{-1} atribuída a esse mesmo material microporoso.

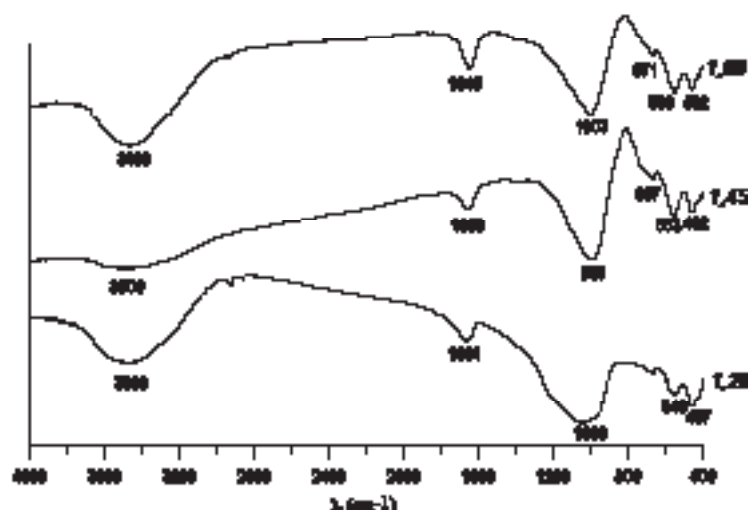


Figura 3. Espectros de IV dos produtos de síntese

CONCLUSÕES

A síntese da zeólita A partindo-se de rejeito caulínico da Região do Capim mostrou-se possível em todas as condições estudadas. O valor ideal da relação Na/Al na mistura reacional para sintetizar somente zeólita A é de 1,26. Para valores maiores como 1,45 e 1,60, além zeólita A foi cristalizada também a hidruosodalita.

REFERENCIAS

- ABNT. 2004. Associação Brasileira de Normas Técnicas, Arrecadação de Resíduos, NBR-10004, RJ.
- ALKAN, M.; HOPA, C.; YILMIZ, Z.; GULER, H. 2005. The effect of alkali concentration and solid/liquid ratio on the hydrothermal synthesis of zeolite NaA from natural kaolinite. *Microporous and Mesoporous Materials*, 86: 176-184.
- BARRER, R. M. 1978. *Zeolites and Clay Minerals as Sorbents and Molecular Sieves*. Academic Press.
- BRECK, D. W. 1974. *Zeolitic Molecular Sieves: structure, chemistry and use*. N. York, Wiley.
- BRINDLEY, G. W.; GIBSON, D. I. 1968. Kaolinite Layer Structure: Relaxation by Dehydroxyl. *Science*, 162: 1390-1391.
- CUNDY, C. S.; COX, P. A. 2003. The hydrothermal synthesis of zeolites: history and development from the earliest days to the present time. *Chem. Rev.* 103, 663-701.
- DEMORTIER, A.; GOBELTZ, N.; LELIEDR, J.P.; DUHAYON, C., 1999. Infrared evidence for the formation of an intermediate compound during the synthesis of zeolite Na-A from metakaolin. *Intern. J. Inorg. Mater.* 1: 129-134.
- GUALTIERI, A.; NORBY, P.; ARTIOLI, G.; HANSON, J. Kinetics of formation of zeolite Na-A [LTA] from natural kaolinites. 1997. *Physical Chemical Minerals*, 24: 191-197.
- GRIM, R. B. 1963. *Clay Mineralogy*. New York: McGraw-Hill, 384p.
- KAKALI, G.; FERRAKI, T.; TSIVILIS, S.; BADOGLIANNIS, B. 2001. Thermal treatment of kaolin: the effect of mineralogy on the pozzolanic activity. *Applied Clay Science*, 20: 73-80.
- MAIA, A. A. B.; SALDANHA, E.; ANGÉLICA, R. S.; SOUZA, C. A. G.; NEVES, R. F. 2007. Utilização de rejeito de caulim da Amazônia na síntese da zeólita A. *Carbônica*, 53: 319-324.

- MCCUSKER, L. B.; LIBBAU, F.; ENGELHARDT, G. 2001. Nomenclature of structural and compositional characteristics of ordered microporous and mesoporous materials with inorganic hosts. *Pure Appl. Chem.*, 73: 381-394.
- STOCH, L.; WACLAWSKA, I. 1981. Dehydration of Kaolinite Group Minerals I. Kinetics of Dehydroxylation of Kaolinite and Halloysite. *Journal of Thermal Analysis*, 20: 291-304.
- RABO, J.A. 1974. *Zaolite Chemistry and Catalysis*, Washington, American Chemical Society.

CARACTERIZAÇÃO DE MINERAIS DE ÓXIDOS DE MANGANÊS DA REGIÃO AMAZÔNICA COM ESTRUTURA LAMELAR E TÚNEL

Bruno Apolo Miranda Figueira, Rômulo Simões Araújo, Marcondes Lima da Costa
Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará

Resumo

Este estudo mostra os resultados preliminares de caracterização mineralógica e química de amostras de minério de manganês obtidas da região amazônica: Mina do Azul (Carajás, PA) e Apuí (AM). As amostras foram analisadas através das técnicas de difração de raios X (DRX), análise térmica diferencial (DTA) e termogravimétrica (TG) e espectroscopia de infravermelho (IV). Os dados de DRX e IV da amostra de Apuí confirmam a presença da peneira molecular criptomelana (mangânica) de Apuí e uma mistura de himessita e vernadita da Mina do Azul.

Introdução

Formados através da oxidação de Mn^{2+} liberados de rochas ígneas e metamórficas, os óxi-hidróxidos de manganês formam uma larga família de minerais com estruturas microporosas com diversidade estrutural (túnel e camada) e mista valência do estado de oxidação do Mn (+2, +3 e +4). Estes túneis e lamelas são formados através de "blocos de construção" de octaedros MnO_6 compartilhados pelos vértices ou arestas gerando esqueletos cristalinos 3D com seções transversais quadradas ou retangulares no caso dos túneis (Rzaha, 1997; Chahin, 2003; Post, 1999; Feng et al., 1999).

As dimensões destes túneis (que normalmente tem propriedades de peneira molecular) e lamelas octaédricas, são dependentes da sua origem natural ou sintética e podem ser ajustadas para se adequar a substituição de diferentes metais na estrutura interna provocando mudança de valência dos íons Mn e vizins na estrutura destes minerais. Estes materiais modificados apresentam excelente condutividade, alta porosidade e boa estabilidade térmica (Feng et al., 1999; Swih et al., 2005; Li e King, 2005; Pasero, 2005), fatores que contribuem para aplicação destas estruturas no controle da poluição ambiental, como por exemplo, remoção de metais pesados tóxicos como U um dos principais contaminantes da indústria nuclear (Al Attar e Dyer, 2002) por himessita, e decomposição de gases como o óxido nítrico por criptomelana dopada com prata. Este óxido é um dos gases mais influentes do smog fotoquímico de centros urbanos (Gac et al., 2008).

O principal objetivo deste trabalho é caracterizar as amostras providas da Região Amazônica Brasileira, neste caso Carajás e Apuí. Estas amostras servirão como material de partida para os estudos de caracterização, modificação e aplicação em absorção de minerais de manganês providos de várias partes desta região.

Materiais e Métodos

A amostra AZ-48 é proveniente da Mina de Manganês do Azul explorada pela Companhia Vale do Rio Doce, Província Mineral de Carajás, Sul do estado do Pará, Enquanto que Apu 2a foi coletada em uma área do município de Apuí, estado do Amazonas.

Uma massa de 150 g de cada amostra foi lavada e triturada para a obtenção de fragmentos com tamanho ≤ 5 mm. Para obtenção das amostras com granulometria ≤ 5 μ m, os fragmentos foram moídos num moedor, em potes e bolças.

Resultados e discussões

A figura 1 mostra os difratogramas de raios X das amostras obtidas da Mina do Azul (AZ-48) e Apuí (Apu-2a).

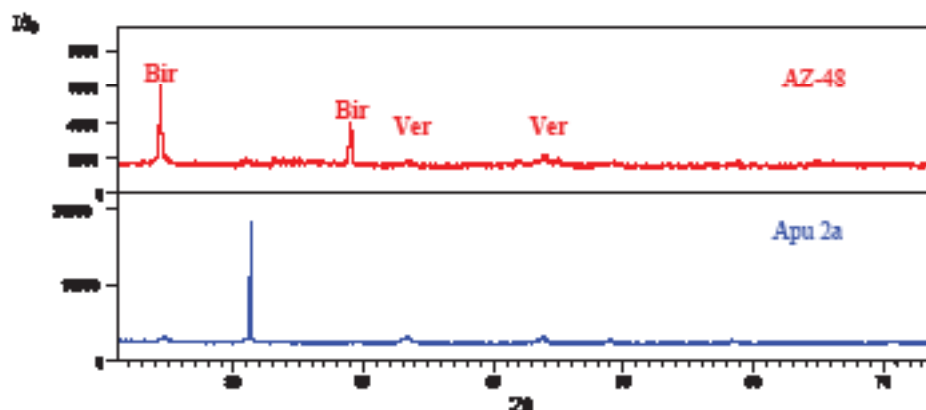


Figura 1: Padrão de DRX de AZ 48 (B = birnessita, V = vernadita) e Apu-2a.

Para amostra AZ48, observam-se reflexões a $14,43^\circ/1,13 \text{ \AA}$ e $28,98^\circ/3,5 \text{ \AA}$ ($2\theta/d$) típicas de estruturas lamelares, indicando a presença de birnessita monoclinica com grupo espacial $C2/m$ (JCPDS 43-1456). O primeiro pico desta amostra é particularmente importante, pois representa a distância Mn – Mn das camadas adjacentes. Os picos em $33,57^\circ/3,10 \text{ \AA}$ e $44,07^\circ/2,39 \text{ \AA}$ podem ser indexados a fase vernadita, que de acordo com Post (1999) é uma variedade de birnessita desordenada no empilhamento das folhas ao longo da direção 103 e 104. Na amostra Apu 2a, todos os picos observados correspondem a uma única fase, a criptomelana (JCPDS 42-1348) com sistema cristalino tetragonal e grupo espacial $I4/m$. Também é observado nesta amostra um pico a $21, 21^\circ$ ($2\theta/d$) com intensidade elevada e fora do comum, que segundo Ding (2005) está relacionado ao efeito de orientação preferencial do mineral ocorrido durante a preparação da amostra.

A figura 2 apresenta as curvas da análise termogravimétrica (TG) e termodiferencial (DTA) da amostra AZ-48, a qual se verifica uma leve perda de massa de 1,3 % com intervalo de temperatura aproximado de 30 a 115 °C. Neste mesmo intervalo, na curva de DTA é observada a presença de dois picos endotérmicos: o primeiro a 50 °C referente à perda de água na superfície e o segundo a 115 °C relacionado à perda de água interlamelar (Prieto et al., 2003). A estrutura lamelar ainda é mantida acima de 500 °C, indicando boa estabilidade térmica de birnessita. O aparecimento de um pequeno pico endotérmico próximo a 900 °C, com perda de peso de 0,5% na curva TG pode ser associado à reação de decomposição com perda de oxigênio e formação da fase Mn_2O_3 (Chitrakar et al., 2001; Franger et al., 2002), equação 1. O último pico endotérmico a 960 °C com perda de peso 2,26 % corresponde a transformação de Mn_2O_3 para Mn_3O_4 (Folch et al., 2005), equação 2.

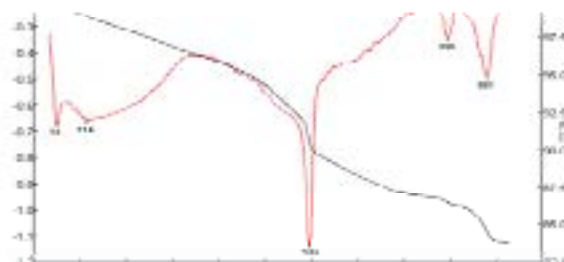
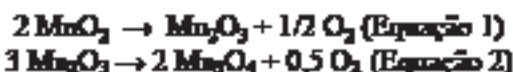


Figura 2: Curvas TG e DTA de AZ-48

A curva TG da amostra Apu 2a é mostrada na figura 3, nela se observa perda de água de 3,0 % no intervalo de temperatura de 255 – 310 °C referente à perda de água (Feng, Yamagisawa, Yamasaki, 1998). Na curva de DTA, observa-se neste mesmo intervalo um pico endotérmico próximo a 296 °C. Uma segunda perda também é observada no intervalo de 610 a 630 °C com valor aproximado de 0,7 % na curva de TG, referente à evolução de oxigênio na estrutura (Feng, Yamagisawa, Yamasaki, 1998). Os últimos dois picos próximos a 925 e 971 °C na curva DTA com

perdas de peso de 1,2 e 0,5 % na curva TG respectivamente, representam a formação das fases Mn_2O_3 e Mn_3O_4 .

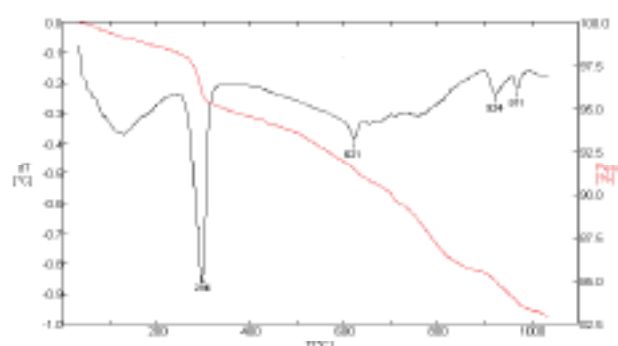


Figura 3: Curvas TG e DTA de Apu-2a

No espectro de infravermelho de AZ-48 (Figura 4) as bandas a 3419 e 1627 cm^{-1} podem ser assinaladas as vibrações de estiramento do grupo-OH de moléculas de água (interior das camadas) e água adsorvida, respectivamente (Feng, Kanoh, Ooi, 1999; Yang, Wang, 2001). As bandas na região de 475 a 1000 cm^{-1} são das vibrações de estiramento MnO, sendo que a principal banda é registrada próximo a 533 cm^{-1} , com um "ombro" fino a 475 cm^{-1} referente ao estiramento Mn-O das camadas octaédricas na estrutura birnessita (Priester, Arco, Rives, 2003).

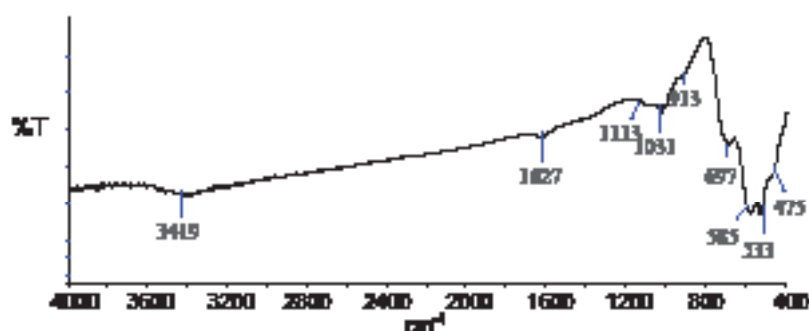


Figura 4: Espectro de IV de Az-48

As principais bandas do espectro de Apu 2a são assinaladas na região ~ 1034, 712, 586, 536 e 470 cm^{-1} referentes ao estiramento $Mn^{2+}-O$ e $Mn^{4+}-O$ na estrutura em túnel como pode ser verificado na figura 5. As bandas ~ 3420 e 1630 cm^{-1} são referentes ao estiramento OH das moléculas de água dentro do túnel e adsorvidas na superfície (Cai et al., 2001; Lin et al., 2004; Luo et al., 2000; Zhang, Sunb, 1999; Zhang et al., 1997).

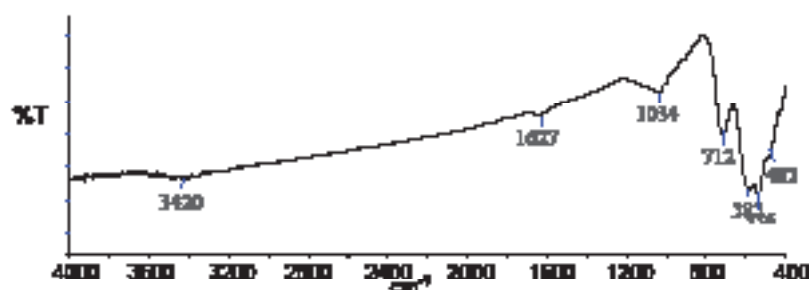


Figura 5: Espectro de IV de Apu-2a

Conclusões

Birnessita e criptomelana foram obtidos das amostras AZ-48 e Apu 2a, apresentando condições para os estudos envolvendo refinamento estrutural pelo método de Rietveld, resções de

inserção/extração catiônica, tratamento hidrotermal e termal, polarização (no caso de birnessita) e testes de adsorção de metais pesados tóxicos.

Referências Bibliográficas

- Rzha, T. *Synthese, charakterisierung und kristallchemie von manganoxidphasen*. Faculdade de Geociências, Bochum, 1997.
- Chalmin, E.; *Caracterisation des oxydes de manganese et usage des pigments noirs au paléolithique supérieur*, Faculdade de Geociências, Marseille, 2003.
- Prest, J. B. *Manganese oxide minerals: crystal structures and economic and environment significance*. Proc. Natl. Acad. Sci., v. 96, p. 3447-3454, 1999.
- Feng, Q.; Kanoh, H.; Ooi K. *Manganese Oxide Porous Crystals*. J. Mater. Chem., v. 9, p. 319- 333, 1999.
- Gac, W.; Giecko, G.; Patkowska, S.; Barowiecki, T.; Kepinski, L.; *The influence of silver on the properties of cryptomelane type manganese oxides in N₂O decomposition reaction*, Catalysis today, v. 137, 397 - 402, 2008.
- Al-Attar, L.; Dyer, A.; *Sorption behaviour of uranium on birnessite, a layered manganese oxide*, J. Mater. Chem., v. 12, 1381-1386, 2002.
- Suh, S. I. et al. *Control of nanometer – scale tunnel sizes of porous manganese oxide octahedral molecular sieve nanomaterials*. Adv. Mat., v. 17, p. 805-809, 2005.
- Li, L.; King, D. L. *Synthesis and characterization of silver-hollandite and its application in emission control*. Chem. Mater., v. 17, p. 4335-4343, 2005.
- Ding, Y-S; Shen, X-F.; Sithambaram, S.; Gomez, S.; Kumar, Ranjit.; *Synthesis and Catalytic Activity of Cryptomelane-Type Manganese Dioxide Nanomaterials Produced by a Novel Solvent-Free Method*, Chem. Mater., v. 17, p. 5382-5389, 2005.
- Prieto, O.; del Arco, M.; Rives, V. *Structural evolution upon heating of sol-gel prepared birnessites*. Thermochemica Acta, v. 401, p. 95-109, 2003.
- Chitrakar, R. et al. *Synthesis of layered-type hydrous manganese oxides from monoclinic-type LiMnO₂*. J. Solid State Chem., v. 160, p. 69 - 76, 2001.
- Fulek, B. et al. *Synthesis of MnOOH nanorods by cluster growth route from [Mn₁₂O₁₂(RCOO)₁₆(H₂O)₈] (R = CH₃, C₂H₅). Rational conversion of MnOOH into Mn₂O₄ or MnO₂ nanorods*, Journal of Solid State Chemistry, v. 178, p. 2368-2375, 2005.
- Franger, S. et al. *Synthesis, structural and electrochemical characterizations of the sol-gel birnessite MnO_{1.84}·0.6H₂O*, Journal of Power Sources, v. 109, p. 262-275, 2002.
- Feng, Q.; Yamagisawa, K.; Yamasaki, N. *Hydrothermal Soft Chemical Process for Synthesis of Manganese Oxides with Tunnel Structures*. Journal Porous Materials, v. 5, p. 153-161, 1998.
- Yang, D. S.; Wang, M. K. *Syntheses and characterization of well-crystallized birnessite*. Chem. Mat., v. 13, p. 2589-2594, 2001.
- Cai, J. et al. *Framework doping of iron in tunnel structure cryptomelane*. Chem. Mater., v. 13, p. 2413-2422, 2001.
- Liu, J. et al. *Size control, metal substitution, and catalytic application of cryptomelane nanomaterials prepared using cross-linking reagents*. Chem. Mater., v.16, p. 276-285, 2004.
- Luo, J. et al. *Total oxidation of volatile organic compounds with hydrophobic cryptomelane-type octahedral molecular sieves*. Microp and Mesoporous Materials, v. 35 - 36, p. 209-217, 2000.

COMPORAMENTO DO COBRE, CROMO, MANGANÊS E ZINCO EM IGARAPÊS - MANAUS-AM

Maria do Socorro Rocha da Silva⁽¹⁾ – msilva@inpa.gov.br; Antônia Gomes Neta Pinto⁽¹⁾ – antoniap@inpa.gov.br
Sebastião Atila Fonseca Miranda⁽¹⁾ – atila@inpa.gov.br

⁽¹⁾Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia – Av. André Araújo, 2936, Petrópolis CEP- 69083-000. Manaus/AM.

RESUMO: Foi observado o comportamento dos metais pesados Cu, Cr, Fe, Mn e Zn nos igarapês 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 igarapês 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 & Wittman 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 igarapês e avaliar a geoquímica comparando com os resultados de diferentes igarapês da região.

MATERIAL E METODOS: As amostras de sedimentos de fundo foram coletadas no período de janeiro a dezembro de 1994 nos igarapês do Quarenta (IQ1 e IQ2) e de São Raimundo (ISR) receptores de efluentes industriais e domésticos, localizados na área urbana de Manaus/AM e no garapé Barro Branco (IBB), situado na Reserva Florestal Adolfo Ducke, área rural, a 26 km de Manaus (Figura 01).

Os sedimentos foram coletados com 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 µm e depois seca em estufa a temperatura < 50 °C. As extrações sequenciais foram baseadas em Souza (1986), onde se utiliza 1g de sedimento, e adaptações propostas por Megnellatti 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.

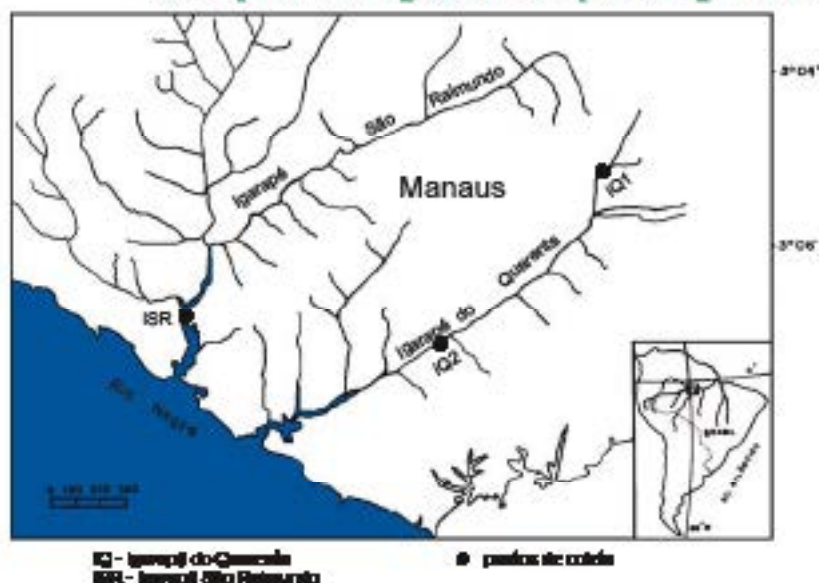


Figura 1: Mapa de localização dos pontos de coleta.

RESULTADOS E DISCUSSÕES. Neste estudo, o cobre se encontrava-se na forma oxidável, em maior proporção em iSR (70%), iQ6 (50%), associado aos óxidos e hidróxidos de ferro e manganês (Figura 02), igarapés mais impactados. No igarapé Barro Branco, natural, no entanto, o cobre ficou distribuído igualmente nas formas residual, redutível e oxidável cerca de 30% e na trocável 5%. Isso mostra que nos ambientes mais degradados, 94% deste estão prontos para serem assimilados pela flora e fauna aquática. O Cr, nas diferentes fases químicas, mostrou mais equilíbrio entre os processos físicos e químicos, predominou em média 50% deste preso ao retículo cristalino, em todos os igarapés. Gibbs (1977), no entanto, estudando o rio Amazonas encontrou cromo disponível, em média, de 42%, enquanto De Paula (1990), em sedimentos de rios de águas claras, encontrou para o cromo predominado na fase residual (80%). Nos igarapés do Barro Branco e de São Raimundo o ferro residual é superior a 80% (Figura 02). A predominância do ferro residual, acima de 60%, indica a forte tendência em assumir forma metálica, na qual se supõe que os sedimentos em suspensão são transportados na maior parte fixos às partículas cristalinas. Souza (1986) e Lacerda et al. (1989), também observaram, em ambientes de outras regiões, que ferro predominou na fase residual. 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 De Paula (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 zinco 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, no entanto, 60% do zinco encontram-se disponíveis no ambiente (Figura 02). As formas químicas do zinco nos três igarapés, mostraram que, em ambientes perturbados, ele tem tendência a se ligar com os óxidos e hidróxidos de Fe-Mn, enquanto no iBB, ambiente natural, na fase residual. Lacerda et al. (1989) e De Paula (1990) encontraram, este metal também em maior proporção, na fase residual, respectivamente, 70% nos sedimentos do rio Madeira e 80% em sedimentos de fundo de rios de águas claras.

CONCLUSÃO: A partição geoquímica mostrou o comportamento diferenciado das fases geoquímicas entre o igarapé natural e aqueles sujeitos ao lançamento de esgotos. No igarapé natural e nos pontos de menor efeito antropico 50% do cromo encontra-se na forma residual, enquanto nos locais em que há maior lançamento de esgotos domésticos e efluentes industriais, este metal, quanto o cobre, encontrava-se, em maior proporção, disponível no ambiente para ser absorvido pela. A caracterização geoquímica dos sedimentos dos diferentes igarapés mostrou que estes refletem heterogeneidade e evidenciam os distúrbios provocados pela utilização doméstica e industrial das bacias de drenagens.

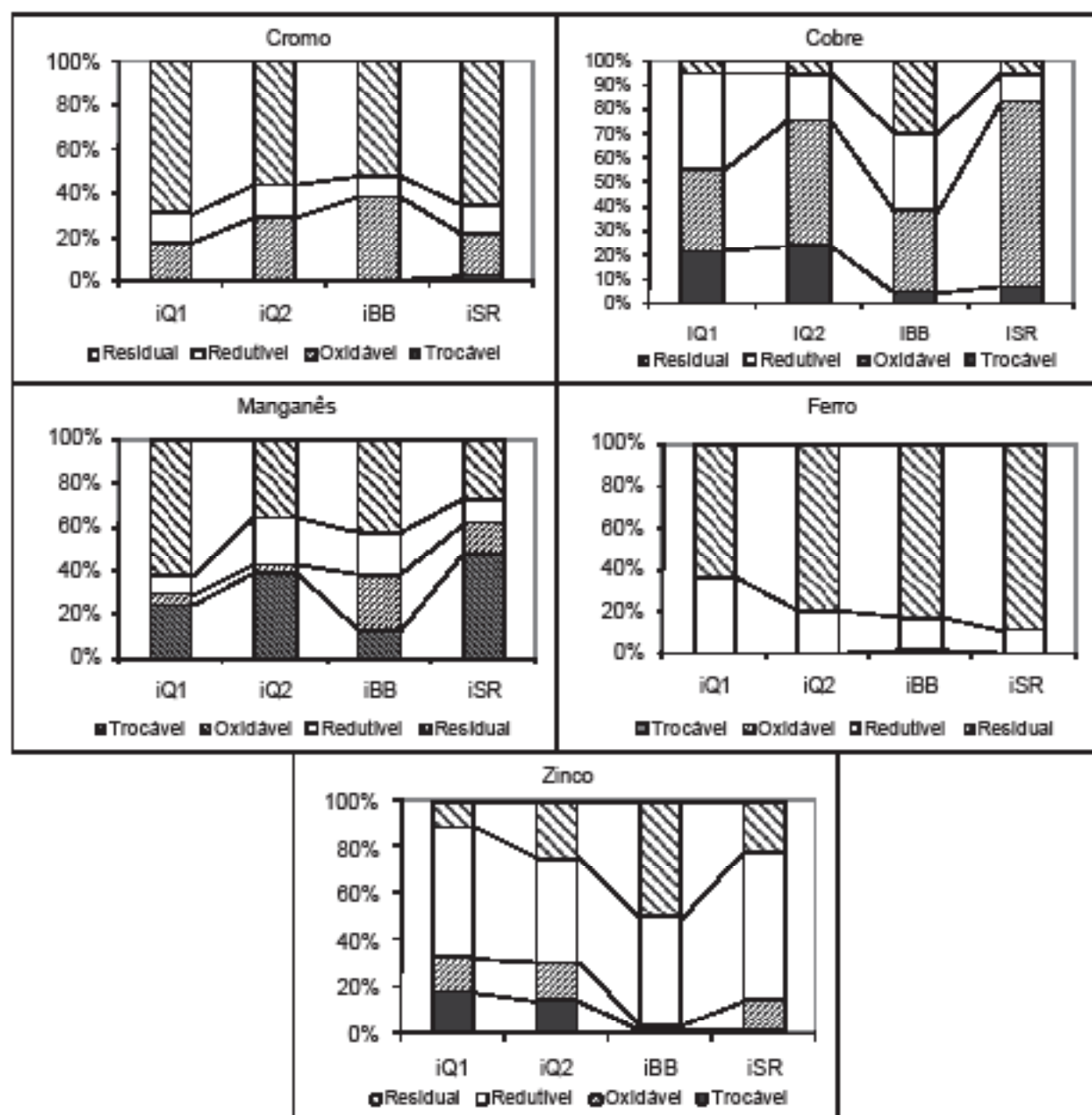


Figura 02. Partição geoquímica do Cr, Cu, Fe, Mn e Zn nos igarapés do Quarenta, de São Raimundo e Barro Branco.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- De Paula, F.C.F. 1990. *Geoquímica de sedimentos do rio Madeira-RO e de alguns afluentes da margem direita*. Dissertação (Mestrado em Geoquímica). Universidade Federal Fluminense. 76p.
- Forstner 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., 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.
- Meguellati 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 (Mestrado em Geoquímica). Universidade Federal Fluminense 60p.
- Silva M.S.R., Ramos J.F., Pinto A.G.N. 1999. Metais de transição nos sedimentos de igarapés de Manaus-AM. *Acta Limnologica Brasiliensis*, 11(2) 89-100.

XI Simpósio de Geologia da Amazônia, 2 a 5 de agosto de 2009, Manaus - AM
GEOQUÍMICA DOS SEDIMENTOS DE LAGOS DA BACIA HIDROGRÁFICA
DO TROMBETAS, REGIÃO AMAZÔNICA

Maria do Socorro Rocha da Silva⁽¹⁾ – msrlr@inpa.gov.br; Antônia Gomes Neta Pinto⁽¹⁾ – antoniap@inpa.gov.br
Sebastião Atila Fonseca Miranda⁽²⁾ – atila@inpa.gov.br

⁽¹⁾Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA/CPCR), CP-478, Manaus/AM, CEP 69011-910.

RESUMO: No baixo rio Trombetas, a jusante da UHE Cachoeira Parreira, no estado do Pará, existem inúmeros lagos, todos conectados a este rio por pequenos canais ou paraisais, que formam uma região de lagos com diferentes ecossistemas: d'água aparentemente escuras e correnteza moderada. Os Lagos de terra firme da Amazônia são alongados e muito detritícos, formados a partir dos rios de "águas brancas", capazes de transportar grande quantidade de aluviões. Para conhecer a geoquímica dos sedimentos foram realizados quatro (04) coletas de sedimentos de fundo nos lagos Abui, Batata, Erepecu, Farias, Jupiri, Jacaré, Leonardo, Macaco, sendo três no período de estiagem de 1985 (agosto, setembro e novembro) e uma em março de 1986, período chuvoso. Foram selecionados três pontos no lago Erepecu e quatro no lago Batata, por possuírem área muito grande. As análises granulométricas mostraram sedimentos argilosos com maior ocorrência da caulinita e illita. Os elementos traço As, Ba, Br, Ce, Co, Cr, Cs, Eu, Hf, La, Lu, Nd, Np, Pa, Rh, Sb, Se, Sm, Th, Yb, Zn, Zr e Fe mostraram características semelhantes para o mesmo local com predominância do Ba e Zr.

INTRODUÇÃO: Os Lagos de terra firme da Amazônia são alongados e muito detritícos. Foram formados, principalmente, a partir dos rios de "águas brancas", que são capazes de transportar grande quantidade de aluviões. Podem atingir até centenas de quilômetros de comprimento e 7 km de largura (Esteves 1988). A variação da composição química é reflexo da dinâmica do fluxo de água dentro da bacia de drenagem, da distribuição dos elementos em cada compartimento e, finalmente, da interação destes compartimentos com a água (Ovalle 1985, Förstner & Wittman 1983). A maioria dos lagos da Amazônia recebe afluentes, que podem transportar, para seu interior, grande quantidade de matéria orgânica de diferentes origens. Além disso, a maior parte deles tem grande flutuação do nível da água e, durante o período de cheia, as águas invadem a floresta ribeirinha, de onde, também, recebem grande aporte de matéria orgânica. Uma vez que os sedimentos de fundo interagem com os processos biológicos, físicos, químicos influenciando o metabolismo de todo sistema (Esteves, 1988), este trabalho visa contribuir na caracterização geoquímica dos sedimentos dos lagos da bacia hidrográfica do rio Trombetas.

MATERIAL E MÉTODOS: Foram selecionados sete lagos (Abui, Batata, Erepecu, Farias, Jupiri, Jacaré, Leonardo, Macaco) pertencentes à bacia hidrográfica do rio Trombetas (2 00' N e 200' e, 55 35' e 59 00' W), no baixo rio Amazonas, a jusante da UHE – Cachoeira Parreira. Dentre estes lagos se destacam o Erepecu, com 45 km de extensão na direção E-W, e o lago Batata, próximo ao projeto Mineração Rio do Norte, aproximadamente 30 km de Porto Trombetas, na época este era utilizado na exploração de bauxita, pelos projetos Aluzas e Aluzorte em Barcarena (PA). O minério em estado bruto era lavado, para a remoção das argilas, com água do rio Trombetas e o rejeito final estava sendo lançado no lago Batata (Figura 01). As coletas foram realizadas nos meses de setembro e novembro de 1985 (período chuíso) e março e agosto de 1986 (período de estiagem). Nos Lagos Erepecu e Batata, por serem muito grandes, foram realizadas coletas em três pontos, nos extremos (pontos 1 e 3) e meio (ponto 2) dos lagos, sendo E1, E2, e E3, para o lago Erepecu e B1, B2, e B3, para o lago Batata. Os sedimentos de fundo foram coletados com draga (EKMA), embalados em sacos plásticos devidamente identificados e mantidos a temperatura ambiente. Uma porção foi separada para a determinação da matéria orgânica e granulometria, o restante passou por peneiramento úmido, com peneira de porosidade inferior a 65 µm e em seguida seco em estufa a 40°C. Na porção peneirada foram determinados os argilo-minerais, com difratômetro de Raios X, e os elementos traço As, Ba, Br, Ce, Co, Cr, Cs, Eu, Hf, La, Lu, Nd, Np, Pa, Rh, Sb, Se, Sm, Tb, Yb, Zn, Zr e Fe. A determinação dos elementos traço na forma total, foram feitas

XI Simpósio de Geologia da Amazônia, 2 a 5 de agosto de 2009, Manaus - AM

por digestão de 0,5 g do com solução mista de ácido perclórico e fluorídrico (1:5) e em seguida com ácido nítrico 10% (Agemian and Chau 1976, Souza 1986), sendo o extrato reservado para leitura em absorção atômica.

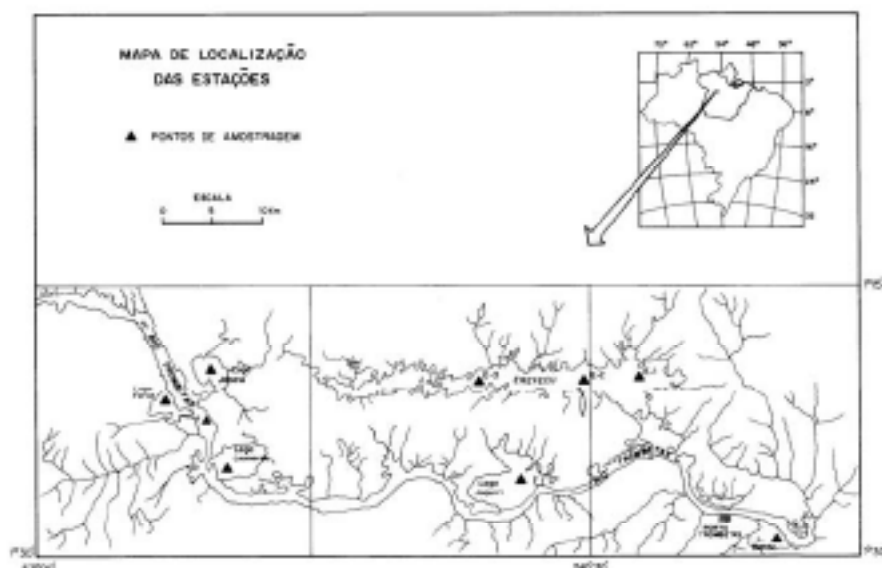


Figura 01 - Mapa de localização dos pontos de coleta.

RESULTADOS: As análises granulométricas mostraram ser os sedimentos predominantemente argilosos. Através das análises de difratograma de raio-X em amostragem total, foi possível caracterizar a caulinita como o argilo mineral predominante tanto no Lago Batata quanto no Lago Erepeca, encontrada também illita, esmectita e clorita. O teor de matéria orgânica excede o Lago Batata que apresentou valores de 17,67-18,83 % nas estações 1 e 2, reflexo da exploração de bauxita na Mineração Rio do Norte, os demais lagos mostraram teores variando de 21,74 a 33,71 % de M.O (Tabela 01). Dos elementos traços o zircônio (154,2 a 722,9 µg/g, o bário (186,7 a 598,56 µg/g) ou seja $rBa > rZn > rFe > rCa > rZn$ seguido dos demais elementos (Figura 02).

Tabela 01. Resultado da matéria orgânica e argilo minerais em lagos da Bacia do Trombetas.

	M.O. (%)	Caulinita	Illita	Esmectita	Clorita
E-1	21,31	X	X	X	
E-2	26,56	X	X	X	
E-3	24,23	X	X		X
B-1	18,83	X	X		
B-2	17,67	X			
B-3	24,41				
B-4	33,47			X	

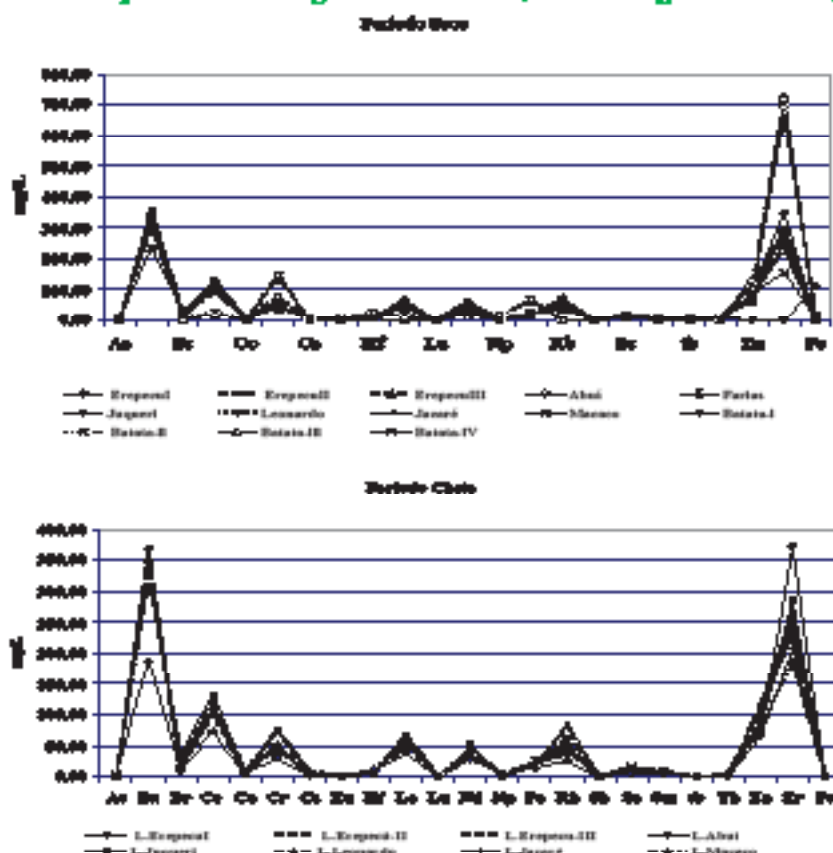
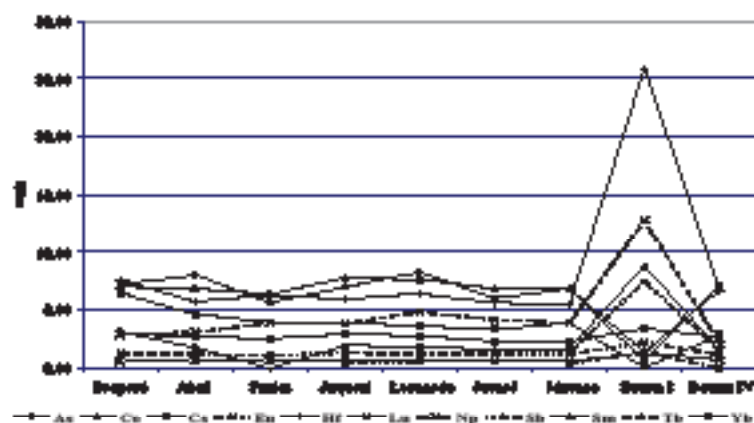


Figura 03: Comportamento dos elementos-traça nos lagos Erapari, Abai, Faria, Jaguaré, Leonardo, Maracá e Hatata.

Os elementos traça mostraram características semelhantes para o mesmo local, com exceção das estações do lago Hatata (Figura 03), que mostraram alterações nas concentrações do Hf, Nb, As, Tl e Co, interferência das atividades desenvolvidas próximo ao lago.



XI Simpósio de Geologia da Amazônia, 2 a 5 de agosto de 2009, Manaus - AM
CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DOS SEDIMENTOS DE FUNDO DO
BAIXO MADEIRA - BRASIL

Maria Mirsilde A. Queiroz¹ & Adriana M. C. Horta²

¹Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará - Rua Augusto Corrêa, 01 - Guamá, CEP 66075-110, Belém - Pará - Brasil, mirsildequeiroz@ufpa.br

²Departamento de Geociências Universidade Federal do Amazonas - Av. Gen. Rodrigo Otávio Jordão Ramos, 3000, Campus Universitário, Coroado I, Manaus/AM.

INTRODUÇÃO

O rio Madeira tem aproximadamente 1.450 km de extensão no território brasileiro, com vazão média de 23.000m³/s (Sedam, 2002). Percorre os estados de Rondônia e Amazonas desde sua formação na confluência dos rios Mamuré e Beni até sua foz no rio Amazonas. O rio Madeira é classificado como um rio de águas brancas, ricas em material em suspensão e sais dissolvidos provenientes dos Andes e das rochas ígneas e metamórficas do Grupo Colider, Suite Intrusiva São Romão e a sedimentares do Grupo Alto Tapajós, Formações Ica, Alter do Chão e depósitos quaternários encontrados ao longo da bacia (CPRM, 2006).

O conhecimento sobre a distribuição da granulométrica do sedimento de fundo é fundamental para o estudo de processos geomorfológicos ao longo de um hidrossistema fluvial. Modelagens de carga de sedimento por meio de equações de transporte estimam o fluxo de elementos principais e traço no transporte na fração fina, compreendem processos de transferência de sedimento, identificam áreas de deposição de sedimento, calculam as razões de descarga de sedimentação/suspensão e de água/sedimento, tudo isso requer bons dados granulométricos. Apesar da importância geográfica do rio Madeira, dados de distribuição da granulometria são extremamente limitados para sedimento de fundo. O presente estudo tem por objetivo fornecer resultados de observações granulométricas, mineralógicas e a composição química dos óxidos maiores no baixo Madeira e relacionar os principais aspectos da estrutura do sedimento e da dinâmica ao longo deste hidrossistema politermente conhecido.

MATERIAIS E MÉTODOS

Foram coletadas 17 amostras de sedimentos de fundo (Fig. 1), no curso brasileiro do rio Madeira e de seus principais tributários em julho de 2007. As amostras foram secas a temperatura ambiente (24 °C). Uma pequena alíquota do material seco foi separado e pulverizado com gral de ágata e encaminhadas para as análises mineralógicas.

A determinação de minerais do sedimento de fundo via difração de raios-X foi realizado no Laboratório de Difractometria de Geociências da Universidade Federal do Amazonas. Utilizou-se o difratômetro modelo XRD-6000-Shimadzu do tipo θ - 2θ , com tubo de cobre (CuK α_1 - 1,5405 Å). As condições instrumentais aplicadas nas análises das amostras foram: Voltagem: 40,0 (Kv), amperagem: 30 (mA), fendas usadas: 1,0 - 1,0 - 0,15, scan range: 3° a 60° (2 θ), passo: 0,2 "2 θ , velocidade: 2° 2 θ /min.

A caracterização granulométrica do sedimento foi realizada no laboratório de Geoquímica da Universidade Federal do Amazonas do Instituto de Geociências da UFAM. Foram utilizadas peneiras de malhas 0,50 mm, 0,250 mm, 0,125 mm e < 0,125 mm, onde obtive-se respectivamente as frações areia grossa, média, fina e silte + argila.

As análises químicas para os óxidos maiores (SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂, P₂O₅, MgO, CaO, Na₂O e K₂O) foram feitas pela Acme Analytical Laboratories LTD, no Canadá por KP-AES após fusão com LiBO₂ e dissolução com água-régia. A perda ao fogo (P.F.) foi feita por gravimetria.



Figura 1 - Mapa de localização do trecho do rio Madeira e dos pontos selecionados para coleta das amostras.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

As frações areia média e silte+argila são as mais abundantes. Os sedimentos dos igarapés Sampaio e Antônio e rios Marmelos, Puruzinho e Jamari são essencialmente silte+argila, enquanto os dos demais (rios Madeira, Içuxuma e Marchado) são arenosos com predominância das frações areia média e fina. Ao longo do rio Madeira é possível observar que os grãos mais grossos estão à montante e os mais finos à jusante (Fig. 2B).

As frações maiores (areia grossa) são compostas de quartzo (trilíneo, branco, fumé e rosado) e agregados de óxido-hidróxido de ferro, feldspato, biotita, minerais opacos e fragmentos de rocha (arenitos e ígneas/metamórficas ácidas) e outros minerais transparentes, mas de concentração muito baixa (zircone, rutilo, turmalina entre outros).

Deve-se ressaltar que os grãos dos sedimentos analisados são uniformes e arredondados, o que indica que passaram por longo transporte e não estão nas proximidades da rocha fonte. Os dados granulométricos mostram o comportamento esperado para os sedimentos analisados, ou seja, na porção montante do rio estão as frações mais grossas e o material fino é levado à foz, onde se depositam devido à perda de energia do sistema e também ao efeito de represamento provocado pelo rio Amazonas no rio Madeira.

Esta mineralogia é compatível com aquelas encontradas no alto Madeira (Elbaz-Poulichet *et al.* 1999; Desoto *et al.* 2006b; Guyot *et al.* 2007) e apesar da presença de feldspato e biotita, a grande quantidade de caulinita em relação aos demais argilominerais, indica intenso intemperismo na fonte dos sedimentos.

Os resultados das análises químicas mostram que SiO_2 é o constituinte dominante (76,3% do total de óxidos), seguido em menor proporção por Al_2O_3 e Fe_2O_3 (Tab. 1) que representam um total de 14,5%. O SiO_2 destaca-se nos rios Içuxuma, Marchado e Madeira e conseqüentemente tem os mais baixos valores em Al_2O_3 . Os conteúdos de Fe_2O_3 são inferiores a 8% sendo no rio Madeira, menor que 4%. Os mais elevados estão nos igarapés Antônio e Sampaio e nos rios Jamari, Mamicoré, Arupumã (Fig. 1).

Dentre os álcalis destaca-se o K_2O , nos igarapés Antônio, Sampaio, Puruzinho e Mamicoré com conteúdos > 2,5% e o MgO > 1,0%. Esses conteúdos mais elevados coincidem com a presença de illita/muscovita e montmorillonita nos sedimentos. O TiO_2 ultrapassa individualmente 1%, exceto no rio

Jamari pode alcançar 1,3% e deve estar associado a maior proporção de rutilo e ou anatásio. Os teores de MnO, embora baixos, < 0,16, diferenciam os sedimentos do rio Aripuanã e Jamari dos demais, podem indicar a presença de óxi-hidróxidos de Manganês. A perda ao fogo é de no máximo 17,6% no rio Aripuanã e reflete a maior proporção de argilominerais neste rio.

Tabela 1 – Composição química (%) dos sedimentos de fundo do rio Madeira.

Pontos	Local	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P.F
4	rio Madeira	91,3	3,6	2,7	0,15	0,11	0,31	0,87	0,23	0,04	0,60
10	rio Madeira	88,7	4,9	2,7	0,26	0,23	0,48	1,18	0,35	0,05	0,90
11	rio Puruzinho	68,1	13,9	5,8	1,15	0,44	0,80	2,53	0,91	0,09	5,80
12	rio Madeira	87,3	5,5	2,8	0,32	0,26	0,56	1,35	0,41	0,05	1,20
15	rio Madeira	86,7	5,9	2,8	0,37	0,26	0,62	1,48	0,35	0,05	1,30
17	rio Madeira	87,4	5,3	3,0	0,38	0,28	0,50	1,23	0,50	0,05	1,20
1	ig. Sampaio	61,3	17,6	5,9	1,31	0,36	0,83	3,20	0,94	0,08	7,90
3	rio Aripuanã	52,6	20,9	5,2	0,35	0,16	0,87	1,47	0,93	0,15	17,60
7	rio Manicoré	69,1	13,6	6,3	1,01	0,27	0,72	2,55	0,86	0,09	5,10
8	rio Marmelos	71,2	12,5	4,9	0,53	0,07	0,39	1,61	0,88	0,08	7,50
9	ig. Antônio	58,3	19,5	7,0	1,42	0,35	0,75	3,50	0,94	0,07	7,70
14	rio Machado	92,4	1,1	2,2	0,54	0,98	0,85	0,36	0,13	0,07	0,90
16	rio Jamari	57,2	18,3	7,0	0,41	0,28	0,28	1,78	1,30	0,11	13,90
13	rio Ipixuna	94,9	1,2	1,2	0,02	0,01	0,82	0,87	0,21	0,01	2,20

Com o diagrama triangular que relaciona SiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃ (Fig. 2A) foi possível classificar os sedimentos de fundo do rio Madeira em silicáticos, enquanto, os seus afluentes de águas pretas, exceto o rio Machado apresentam tendência aluminó-silicática. O rio Ipixuna, único representante de água clara é o mais silíceo de todos e quimicamente similar ao sedimento do rio Madeira. O rio Puruzinho, apesar de classificado como água branca, é semelhante aos de água preta, isto indica que o ambiente percolado é distinto do rio Madeira. Essas tendências e a composição química como um todo dos sedimentos estudados, é compatível com os registrados por Guyot *et al.* (1999) e Gaillardet *et al.* (1997) em rios similares da Amazônia.

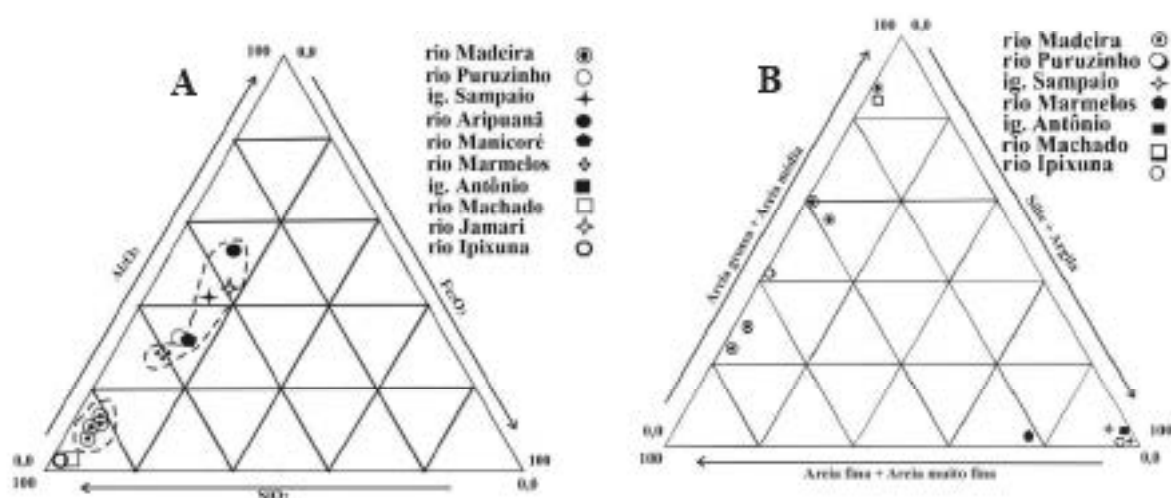


Figura 2 – Diagrama triangular dos sedimentos de fundo do rio Madeira.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados obtidos mostram que os sedimentos do rio Madeira e de seus principais tributários são distintos entre si. O Madeira apresenta essencialmente granulometria areia média e fina, enquanto,

XI Simpósio de Geologia da Amazônia, 2 a 5 de agosto de 2009, Manaus - AM

seus principais tributários silte+argila (<0,062 mm). A mineralogia é constituída de quartzo, caulinita, illita/muscovita e montmorillonita. A composição química é compatível com a mineralogia encontrada, na qual apresenta concentrações elevadas SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 e baixas de álcalis.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- SECRETARIA DE ESTADO DO DESENVOLVIMENTO AMBIENTAL - SEDAM. 2002. Atlas Geoambiental de Rondônia. Editora Immediata Gráfica e Editora. Porto Velho, p 141.
- ELHAZ-POULCHET, F.; SEYLER, P.; MAURICE-BOURGGIN, L.; GUYOT, J.L.; DUPRÉ, C. 1999. Trace element geochemistry in the upper Amazon drainage basin (Bolivia). *Meteorological Magazine*, 62:418-423.
- DOSSETO, A.; BOURDON, B.; GAILLARDET, L.; BOURGGIN, M.; ALLEGRE, C. I. 2004. Weathering and transport of sediments in the Bolivian Andes: Time constraints from uranium series isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 248: 759-771.
- SENTEN, J.R. 1989. *Coast and Shoreline Management*. 12, 463p.
- PROHEC, B.; JURACEK, M. 1989. Heavy metals in sediments problems concerning determination of the anthropogenic influence. Study in the Krka River Estuary, eastern Adriatic Coast, Yugoslavia. *Environmental Geology and Water Science*, 13:145-151.
- FÖRSTNER, U. 1978. Metal transfer between solid and aqueous phases. In: *Metal pollution in the aquatic environment*. (Eds: Förstner, U; Wittmann, G.T.W) Springer-Verlag, Berlin, 488 p.

MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DE SOLOS SOBRE PERFIS LATERÍTICOS NO NE DO AMAZONAS

Israel Roberto Campos Pereira & Adriana Maria Coimbra Horbe

Departamento de Geociências – Universidade Federal do Amazonas, Av. Gal. Rodrigo O. I. Ramos 3000, Japim,
69077-000, Manaus, Brasil pereira.israel@gmail.com/ahorbe@ufam.edu.br

Resumo O solo sobre os perfis lateríticos do NE do Amazonas, assim como os encontrados em outras regiões similares em ambiente de floresta e intemperizadas da Amazônia, são muito homogêneos em termos de textura e estrutura. Caracterizam-se por serem argilosas a areno-argilosas, têm entre 3 e 4 m de espessura e coloração amarelo-alaranjado. Mineralogicamente são constituídos de quartzo e caulinita como minerais mais abundantes, com goethita e gibbsita subordinadas exceto esta última ausente no perfil 5. Magnetita ocorre somente na base do perfil 1. A caulinita tem baixo ordenamento, criando a sua cela unitária no topo dos perfis 4 e 5 se assemelha a da caulinita ideal. Nos perfis 1, 2 e 3 o SiO_2 diminui para o topo e o Al_2O_3 tem comportamento inverso. O perfil 4 assemelha-se aos anteriores, mas o conteúdo de SiO_2 é muito mais elevado (areno-argiloso) e o perfil 5 tem mais Fe_2O_3 que os demais. Dos elementos traço Zr têm maior concentração e é seguido de Th, V, Hf, Ga e Nb, mas não permitem diferenciar os perfis.

Introdução O solo é um produto formado na superfície da Terra como resultado da desagregação e decomposição das rochas pela ação do intemperismo. Ele pode ter origem *in situ*, a partir do intemperismo da rocha subjacente ou ser produto da ação de agentes dinâmicos como vento, gelo, água que permitem o deslocamento de material e deposição em local topograficamente mais baixo. O solo, em geral é um material inconsolidado, poroso, de granulação e coloração variada, com propriedades herdadas da interação do material de origem com o processo pedogenético (Bigarella et al., 1996). Reflete a natureza da rocha fonte, assim como as características do ambiente superficial como clima, vegetação e geomorfologia, ao qual ocorrem os processos de intemperismo (Toledo et al 2000).

Na Amazônia é muito comum encontrar espessos pacotes de material argilo-arenoso amarelado recoberto crustas lateríticas e linhas de pedra em contato discordante. Isso levou alguns pesquisadores a questionarem a relação genética entre o material laterítico e a cobertura argilo-arenosa. O primeiro trabalho que descreve as características da cobertura argilo-arenosa foi realizado por Sombroek (1966), ele associa esse material, genericamente classificado como Latossolo pela EMBRAPA (1999), à sedimentação de material distal que foi transportado e, posteriormente depositado em um grande lago de extensão Amazônica (depósitos lacustres). Truckenbrodt e Kotschoubey (1981) relacionam o material descrito por Sombroek (1966) à sedimentos transportados por fluxo de lama para regiões rebaixadas e poderiam posteriormente dar origem ao Latossolo (Kotschoubey e Duarte 1994). Há ainda a possibilidade desses solos serem formados a partir do intemperismo de crustas lateríticas ou rochas primárias (Lucas 1997; Boulangé e Carvalho, 1997; Horbe e Costa 1997, 1999, 2005). Com base no exposto foram estudados cinco locais no NE do Amazonas com evidências de intenso intemperismo, com vistas a obter mais informação sobre as características desses solos, além de verificar qual o grau de heterogeneidade entre eles e com os estudados em outros locais da Amazônia.

Materiais e Métodos Dos cinco perfis selecionados, os 1 e 2 localizam-se ao longo da BR-174 (Manaus - Presidente Figueiredo) e os demais na AM-010 (Manaus-Itacatiara). Os perfis 1 a 4 estão sobre os produtos do intemperismo da Formação Alter do Chão e o perfil 5 sobre os da Formação Novo Remanso. As amostras foram quarteadas e pulverizadas, e enviadas para a ACME para as análises químicas (no Canadá). A análise dos óxidos maiores SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , Na_2O , K_2O , MnO , TiO_2 , P_2O_5 foi realizada por ICP/ES após abertura por fusão com neta e tetraborato de lítio com dissolução ácida (ácido nítrico) a partir de 1g da amostra. O elementos-traço analisados foram As, Ni, Cu, Zn, Pb, Mo, As, Cd, Bi, Ag, Hg, Tl, Zr, W, V, U, Th, Sr, Sn, Rb, Nb, Hf, Ga, Cs, Co, Se, Be, Ba e Sh,

para tal foi separada 0,5 g da amostra, dissolvida com ácido clorídrico e nítrico, aquecida a 95°C durante uma hora e diluído em 10ml para a análise por ICP/MS. A PF foi feita por gravimetria.

Resultados e Discussões Parciais O solo de todos os perfis, independente da formação a que pertencem (Formação Alter do Chão e Novo Remanu) têm estrutura similar. Têm espessura entre 3 e 4 m, são maciços, amarelados a alaranjados e para o topo tendem a tons mais escuros devido a maior concentração de matéria orgânica. A textura tende a argilo-arenosa, mas o perfil 2 tende a ser um pouco mais argiloso, enquanto o 4 é o mais arenoso (Figura 1C). Nos perfis 1 e 2 não foi possível ver o contato com o horizonte inferior devido a pouca profundidade dos cortes de estrada onde foram coletados, enquanto os 3 e 4 estão sobre linhas de pedra com fragmentos de crosta laterítica, o que indica truncamento, e o 5 sobre crosta laterítica ferruginosa o define como um perfil completo (Figura 1A).

Mineralogicamente são constituídos por caulinita e quartz como minerais mais abundantes, com goethita e gibbsita subordinadas. Dispersos no solo ocorrem óxidos de hematita e de Ti amorfo de cor ocre com aproximadamente 1mm de diâmetro e outros de goethita, normalmente subarredondados a alongados de 0,5mm até 2mm de diâmetro, além de concreções estranquiçadas a amareladas com formas irregulares com até 5mm de diâmetro de gibbsita (pisólitos). Como minerais acessórios há zircão e rutilo. Magnetita está restrita a base do perfil 1. A cela unitária da caulinita indica que sua estrutura tem grau de ordenamento moderado a bom. Ao longo dos perfis 1, 2 e 3 observa-se que o ordenamento da caulinita diminui para o topo do horizonte, isso se reflete na diminuição da cela unitária e no desaparecimento gradual dos planos cristalográficos 020, 110, 111 (Figura 1B). Contudo, ao longo dos perfis 4 e 5 a caulinita da base e do topo do solo tem ordenamento similar e próxima da estrutura ideal.

Os óxidos maiores, SiO₂ e Al₂O₃ apresentam as maiores concentrações, seguidos de Fe₂O₃, TiO₂, P₂O₅ e PF, enquanto que os demais (CaO, MgO, Na₂O, K₂O, MnO) estão abaixo do limite de detecção (<0,01%) (Tabela 1). O SiO₂ alcançou o máximo de 90,04% na base do perfil 4 e o mínimo de 37,41% no topo do perfil 2, contudo individualmente em cada perfil as oscilações foram menores, decrescendo da base para o topo de todos os perfis. O Al₂O₃ teve máximo no topo do perfil 2 (40,99%) e mínimo no topo do perfil 4 (4,30%). O conteúdo de perda ao fogo (PF) é homogêneo ao longo dos perfis, foi menor no 4 acompanhando o SiO₂ mais elevado, seguido do perfil 5, enquanto aos demais teve valores similares, entre 15,3% e 17,7%. O Fe₂O₃ e TiO₂ entre 1,1 a 4,1% e 07 a 2,3%, respectivamente, são quase equivalentes exceto no perfil 5 onde o Fe₂O₃ predominou em mais de 100% sobre o TiO₂. Essa composição identifica três tipos de perfis segundo a figura 1D: o 1, 2 e 3 com SiO₂ e Al₂O₃ mais elevados, o perfil 4 com SiO₂ muito mais alto que os demais e o perfil 5 com valores de Al₂O₃ intermediários e Fe₂O₃ mais elevado em relação aos demais perfis.

Os elementos traços têm maior concentração de Zr, seguido de Th, V, Hf, Ga e Nb, além de Y e Ba em menor proporção se comparados com os anteriores. Os demais elementos (Au, Ni, Cu, Zn, Mo, As, Cd, Bi, Ag, Hg, Tl, W, U, Sr, Sn, Rb, Cs, Co, Se, Be e Sb₂) têm concentrações iguais ou menores a 2ppm. Zr alcançou o valor máximo de 2465ppm no topo do perfil 1 e o mínimo de 701 ppm no topo do perfil 4, ocorreram oscilações nos perfis, contudo não foi identificado um padrão de crescimento ao longo deles. O Th, V, Hf, Ga e Nb, tiveram um comportamento similar entre si, com variações internas (ao longo dos perfis) menores se comparadas as do Zr. O Th tem valor máximo de 52 ppm próximo ao topo do perfil 1 e mínimo 13 ppm na base do perfil 4, mas nos perfis 1, 4 e 5 há um crescimento da base para o topo nos cortejos, enquanto no 2 os valores diminuem da base para o topo. O V e Hf não tem padrões de crescimento bem definidos, e seus valores máximos, respectivamente são 1201 ppm (topo perfil 4) e 71ppm (base perfil 2) e os mínimos 55 ppm (topo perfil 2) e 18 ppm (topo perfil 4). O Ga apresenta tendência de crescimento de suas concentrações da base para o topo dos perfis com seu máximo de 66 ppm no topo do perfil 2 e mínimo de 13 ppm na base do perfil 4 acompanhando o comportamento do Al₂O₃. Enquanto, o Nb apresenta tendência de crescimento da base para o topo somente no perfil 5, e decresce para o topo do perfil 2. O Y nos perfis 1,2,4 e 5 tende a crescer da base para o topo e tem seu máximo de 33 ppm no perfil 5 e mínimo de 12 ppm no perfil 4, enquanto que o Ba cresce da base para o

topo nos perfis 4 e 5 e decresce para a superfície no perfil 2. O conteúdo desse elemento tem máximo no topo do perfil 5 (26 ppm) e mínimo na base do perfil 4 (6 ppm) (Tabela1).

Tabela 1: Composição química dos solos estudados (óxidos e PF em % e os demais em ppm).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	P ₂ O ₅	PF	Kr	Th	V	Br	Ga	Nb	Y	Ba
Perfil 1														
AM-1	36,85	43,93	1,9	1,97	0,04	15,1	2483	30,3	60	64,7	34,9	33,7	15,7	10
AM-3	36,83	43,91	2,36	2,13	0,02	15,3	2812	31,9	61	34,1	31,3	37,4	15,6	11
AM-4	36,77	43,3	2,45	2,01	0,01	14,8	2838	46,1	70	36,8	32,2	33,3	14,8	9
AM-6	32,14	45,33	2,47	1,94	0,02	17,5	1948	42,6	68	32,1	30,2	48,4	14,2	11
Perfil 2														
AM-5	37,41	40,99	1,24	2,07	<0,01	17,9	2385	43,4	33	33,8	63,7	33,3	14,2	6,7
AM-7	42,02	37,77	1,51	2,12	0,02	16,2	2147	46,4	39	48,8	63,4	36,4	13,4	7,8
AM-8	42,64	37,40	1,75	2,33	0,01	15,5	2126	48,9	62	48,3	60,9	60,0	12,8	9,2
AM-10	44,04	34,41	2,23	2,29	0,02	15,4	2366	48,6	73	32,6	63,3	60,3	14,5	11,4
Perfil 3														
AM-1	39,81	40,06	1,69	1,87	<0,01	16,3	2117	44,8	36	48,4	60,1	46,3	13,5	6,3
AM-2	42,14	37,86	2,11	2,25	0,02	16,2	1418	48,3	67	33,8	36,1	33,3	12,1	6,7
AM-4	45,11	34,22	2,45	2,14	0,01	15,7	2121	43,7	78	48,1	33,2	31,3	13,4	9,4
AM-6	46,31	33,29	2,37	2,06	0,02	15,6	1939	43,7	73	43,7	33,4	30,6	12,2	6,4
Perfil 4														
AM-1	84,19	9,37	1,71	0,57	0,01	3,9	701	33,6	1204	17,8	41,6	23,6	16,8	25,2
AM-4	82,33	10,04	1,70	1,00	0,03	4,5	2280	37,6	63	33,8	16,8	23,8	15,1	6,6
AM-6	87,41	6,31	1,47	0,98	0,03	3,5	2320	38,1	61	38,8	16,9	23,7	15,5	6,0
AM-7	90,04	4,30	1,10	0,79	0,03	3,3	2771	33,3	49	33,6	12,6	21,8	14,4	6,2
Perfil 5														
AM-4	53,99	27,71	4,17	2,19	0,03	11,5	2807	34,0	104	70,8	37,3	32,3	32,8	26,1
AM-5	53,35	26,82	4,12	2,07	0,04	11,1	2783	36,0	98	68,8	35,8	48,4	31,1	21,1
AM-7	56,22	26,27	4,09	1,99	0,03	10,9	2805	33,2	100	63,2	36,3	48,3	28,5	21,0
AM-9	58,44	23,80	3,64	1,83	0,04	12,5	2483	27,7	83	63,3	31,3	43,7	27,8	19,1

CaO, Na₂O, MgO e K₂O <0,04%; PF= perda ao fogo

Conclusão A maior proporção de caulinita e quartzo nos perfis é típica dos Latossolos da Amazônia (Lucas 1997 e Fritsch et al 2002) e se reflete muito bem na sua química com alto conteúdo de SiO₂ e Al₂O₃ e baixos de Fe₂O₃, TiO₂. A caulinita melhor ordenada no topo dos perfis 4 e 5 sugere que porção superior do perfil pode ter origem distinta da base. As concreções de gibbsita podem ter origem a partir de desmontelamento de crostas aluminosas que ocorrem ao norte da área de estudo (Horbe et al. 2001) ou a partir da ação do intemperismo no material argiloso concentrando, assim alumínio que sai da estrutura da caulinita para formar a gibbsita reformatada em níveis mais superiores do solo (Fritsch et al. 2002). Este estudo mostra que apesar da espessura do solo variar apenas entre 3 e 4 m, há diferenças pequenas mas significativas nas suas características. Estudos, mais detalhados deverão ser realizados.

Referências Bibliográficas:

Bigarella, J. J., Becker, R. D., Passos, R. 1996. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. Editora da UFPA. Vol 2. cap 11. P. 566- 574.

- Duarte, A. L. S. & Kotschoubey, B. 1994. Cobertura caolínica do baixo rio Içá - Proposta de evolução. In: Simpósio de geologia da Amazônia, IV, Anais, 79-82.
- EMBRAPA. 1999. Sistema de classificação de solos. SIP.
- Fritsch, A. B; Montes-Laur, C. R; Boulet, R; Melf, A. J; Eban, R; Megat, P. 2002. Latéritic and redoximorphic features in a faulted landscape near Manaus, Brazil. *Barapana Journal*. 53:203-217.
- Herbe, A. M. C., Costa, M. L. 1999. Relações genéticas entre laterais e crostas lateríticas aluminosas e aluminoferruginosas na região de paraguassins - Pará. *Ver. Bras. Geoc.* 29:477-504.
- Monteiro, C. N. D; Herbe, A. M. C. Silva, C. C. 2007. Caracterização de perfis intemperizados sobre a Formação Alter do Chão - Estudo de difração de raios-x, microscopia.
- Lucas, Y. 1978. Biogenética em ambientes equatorial: um exemplo dos sistemas Latossolo Podzóis da Amazônia. In: Congresso de geologia dos Países de Língua Portuguesa, 4, Braga, pp 9-12.
- Sombroek, W. G. 1966. Amazon soils. A reconnaissance of the soils of the Brazilian Amazon region. Center Agric. Publ. Wageningen, 292 p.
- Trachenbult, W. Kotschoubey, B. 1981. Argila de Beterra-Cobertura terciária das bacias amazônicas. *Ver. Bras. Geoc.* 11:203-208.

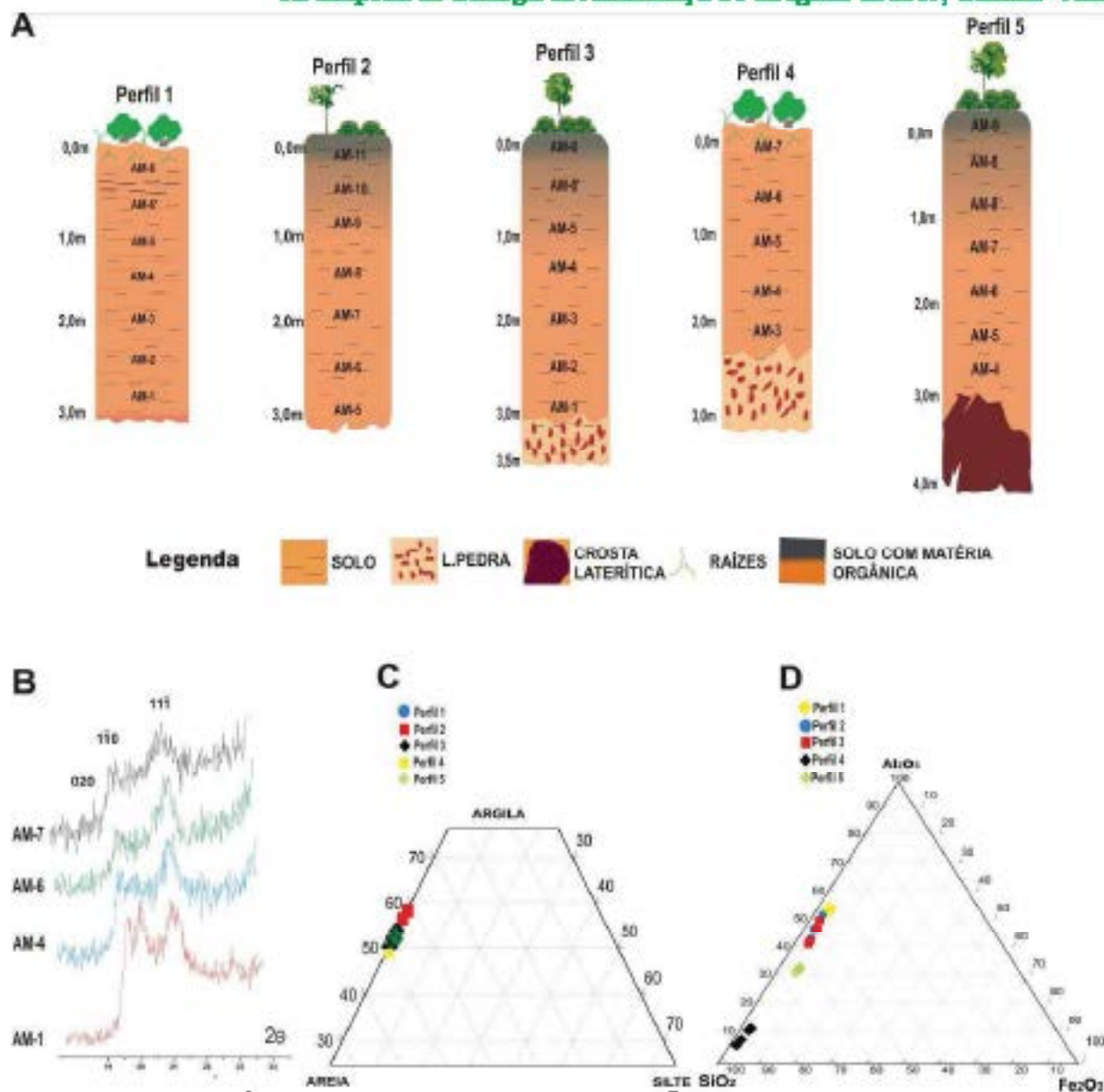


Figura 1: A - perfis esqueléticos; B - Difratogramas com o detalhe das reflexões da caulinita entre 18° e 24° graus; C – diagrama da composição química dos perfis, e D: diagrama da composição mineralógica.

LATERITIZATION EVENTS THROUGHOUT THE EARTH HISTORY

Marcos Lima da Costa – mlc@ufma.br

ABSTRACT

Laterites are well distributed all over the World and constitute a very important ore formation process. They formed along the geological time and at least eight laterite events can be well recognized: 1. Paleoproterozoic, around 2.0 Ga, Neoproterozoic; 3. Cambrian-Ordovician; 4. Carboniferous-Devonian, a wide spreading event; 5. Jurassic, restrict; 6. Cretaceous-Paleocene, the most import since it spread all over the world; 7. Miocene; and 8. Pleistocene to Holocene. In Brazil laterites have been formed in Paleoproterozoic, Cretaceous-Paleocene, Miocene and Pleistocene, at least.

INTRODUCTION

Laterite occurrences have been recognized at first time in the 1807s in south Indian and some years later bauxites have been described in Les Baux in France (Valeton, 1972; Bardossy and Aleva, 1990). The relationship between laterites and bauxites become clear during several studies carried out along the 20 century. During this time laterites assume a general term to describe all material that constitute a weathering profile developed under tropical and paleotropical conditions and is constituted of definite succession of typical horizons, comprising a clayey (mostly kaolinite), and an upper crust or concretionary aggregate made of iron and aluminum oxy-hydroxides, besides other weathering and relict minerals. Additional to be a very important records of climate changing in the Earth surface, they constitute a process of ore deposit formation, unique for bauxite or quite unique for iron, kaolin and nickel, besides gold, phosphates, niobium, REEs, etc. (Anand & Paine, 2002; Freyssinet et al, 2005; Costa 2007). The occurrences and deposits of laterites are located not alone in the present tropical zone but laterites have been found anywhere in the world either in the earth surface as well as deep in the Earth crust as part of geological cycle. A close relationship between the first global cycle of the Earth history has been observed; it comprises the formation and fragmentation of earth crust, HIF and Mn formations, the volcanic activity and strumatinlith development, greenhouse and icehouse and lateritization processes (Lowe and Tice, 2007; Scotese et al, 1999; Gutzmer & Benkes, 1998). The laterites being the last phase each large global cycle.

THE MAIN LATERITIZATION EVENTS

This way we can identify at least eight important laterite events during the Earth history, and they can well explain why so many kinds of laterites are well distributed all over the World at the surface and deep inside of the rock successions throughout the time. They also contribute understanding the several phases the Earth experimented strong climate changing related to greenhouse and icehouse events. The first laterite event settled during the Paleoproterozoic, with good records in Gamagara Formation of the Transvaal Supergroup; it shows paleosols equivalent to present laterite profile. In Brazil there is a possible occurrence in Ruraima and mention to one in Bahia and perspectives for others, as for example in Minas Gerais. The second event settled down during the Neoproterozoic, Altai and Baikal mountains in Siberia being the typical occurrences; they show slight metamorphic recrystallization. The third lateritization event took places during Cambrian-Ordovician and looks like to be of less importance, probably. They are found in several places of Europe and Asian as small occurrences and experienced also a metamorphism. The fourth event occurred during the Carboniferous to Devonian and becomes very important in forming several expressive lateritic bauxites throughout Europe and Asia. The paleoclimate reconstruction confirms a domain the humid tropical condition during this time in that region. The fifth event during the late Jurassic seems to be restrict to Far East and some places in Europe and may have suffered metamorphism. The sixth event occurred during the transition Mesozoic-Cenozoic, mostly at Cretaceous-Paleocene (Figure 1) and constitutes the most important lateritization event as the Earth has experienced. During this event all kind of laterite records have been formed and distributed all over the World under paleotropical conditions related to Gondwana and South

America landform surface (Central Africa, North South America, Southeastern North America, India). The most important world bauxite resources formed during this event. This has been possible thanks to big and diverse continent break-downs and drift, occurring previously. The seventh event took place during the Miocene (Figure 2) and affected many land surface in the world even the previous formed laterites. During this event formed the laterite field of Australia, Indonesia and bauxite formation in the Amazon region had been retaken. At the same time several laterite field in Amazon and Africa has undergone strong changing into deep yellow topsoils. The eighth event started at Pleistocene and changed in intensity several times after regional climate changing caused by Earth firing, greenhouse-icehouse effects. Laterites profiles have been developed all over the nowadays known tropical zone, since this configuration represent that one already stated in the late Pliocene. In the Amazon region, Brazil, India and Africa they caused the formation of well definite profiles without formation of bauxite and aluminum phosphates; on the other side they promoted bauxite formation in Caribbean region, Central America and several oceanic islands.

These previous indicated laterite events and their time of formation can be demonstrated using the well known stratigraphy of some paleoproterozoic sequence in South Africa, neoproterozoic and paleozoic sedimentary sequences in South America, Asian and Europe, related mostly to BIF, Mn-formation, dolomite, coals, volcanic strata and necks. Additionally the age of laterites have been improved in last two decades by geochronological studies and paleomagnetism (Vaccaroels et al., 1994; Thevenant & Freyssinet, 2002) and U-Th/He dating (Shuster et al., 2005).

CONCLUSIONS

The geological framework of Brazil involving a long evolution through the most part of the geological time could constituted a promissory terrain for development of laterites in the first event, since during the Paleozoic and Mesozoic its land earth surface situated far from tropical conditions and semi-arid to arid conditions played a very important role. Probably the present Guiana Shield and Jequié Shield have been already placed in paleotropical environment, since they show occurrences of possible laterite profiles. After then the next laterite events are represented by sixth and seventh ones, leaving to form the most giant laterite deposits of Brazil, mainly in the Amazon region. Since the transition Cretaceous-Paleocene North and Central Brazil stationed under tropical conditions changing time to time.

Acknowledgments: Thanks to CNPq and INCT-Geociências da Amazônia for financial support.

REFERENCES

- ANAND R.R. and PAINE, M. 2002. REGOLITH GEOLOGY OF YILGARN CRATON, WESTERN AUSTRALIA: IMPLICATIONS FOR EXPLORATION. *Australian Journal of Earth Sciences*, 49: 3-162.
- BÁRDOSSY, G. & ALEVA, G.I.J. 1990. Lateritic bauxites. *Developments in Economic Geology*, 27. Elsevier, Amsterdam. 624p.
- COSTA, M.L. 2007. INTRODUÇÃO AO INTEMPERISMO LATERÍTICO E À LATERITIZAÇÃO. In: Bandeira et al (2007) (orgs.) – *Prospecção geoquímica*. Sociedade Brasileira de Geoquímica – SBGq, Rio de Janeiro. 299-344.
- FREYSSINET, PH. BUTT, C.R.M, MORRIS R.C. and PIANTONE, P. 2005. ORE-FORMING PROCESSES RELATED TO LATERITIC WEATHERING. *Economic Geologist*, 100th anniversary volume, p. 681-722.
- GUTZMER, J & BEUKES, N.J. 1998. Earliest laterites and possible evidence for terrestrial vegetation in the Early Proterozoic. *Geology*, 26(3): 263-266.
- LOWE, D.R. & TICE, M.M., 2007. Tectonic controls on atmospheric, climatic, and biological evolution 3.5–2.4 Ga. *Precambrian Research*, 158: 177-197.
- SCOTIÈSE, C.R. BOUCOT J.O. MCKERROW W.S. 1999. Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. *Journal of African Earth Sciences*. 28(1): 99-114.

SHUSTER, D.H., VASCONCELOS, P. M. HEIM, J.A., FARLEY, K. A. 2005. Weathering Geochronology by (U-Th)/He Dating of Goethite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(3): 659-673.

THÉVENIAUT, H., FREYSSINET, P. 2002. Timing of lateritization on the Guiana Shield: synthesis of paleomagnetic results from French Guiana and Suriname. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 178:91-117.

VALETON, I. (1972) *Bauxites*. Development in Soils Sciences. Elsevier, 1, 226p.

VASCONCELOS, P.M., RENNE, P.R., BRIMHALL, G.H. BECKER, T.A. 1994. Direct dating of weathering phenomena by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar analysis of supergene K-Mn oxides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(6): 1635-1665.



Figure 1- 6th lateritization event. Middle Eocene continental reconstruction and paleo-rainfall pattern after Bardossy and Aleva (1990). The red circles indicate the laterite domains and the dots bauxite deposits.



Figure 2 - 7th lateritization event. Mid-Miocene continental reconstruction and paleo-rainfall pattern after Bardossy & Aleva (1990).

O USO E OCUPAÇÃO DA BACIA DO RIBEIRÃO PONTE DE PEDRA-MT E CONSEQUÊNCIA AMBIENTAIS

Jury Gonçalo de Miranda (Geotecnia-RESCAUSP – INPM-MT)

RESUMO

Esta pesquisa caracterizou o uso e ocupação do solo e os tipos de materiais inconsolidados e susceptibilidade à erosão, tendo como referência a bacia do Ribeirão Ponte de Pedra situada nos limites dos ecossistemas de cerrado e o Pantanal Mato-grossense (Figura 1), utilizando como ferramentas as metodologias de mapeamento geotécnico, de avaliação de terreno e o uso de SIG (Sistema de Informação Geográfica), identificando os fatores do meio físico, tais como, substrato rochoso, materiais inconsolidados, topografia, rede de drenagem e outros de natureza antrópica que influenciam na mudança das características ambientais desse importante ecossistema rico em biodiversidade, com ênfase à avaliação e análise dos graus de susceptibilidade à erosão de seus terrenos.

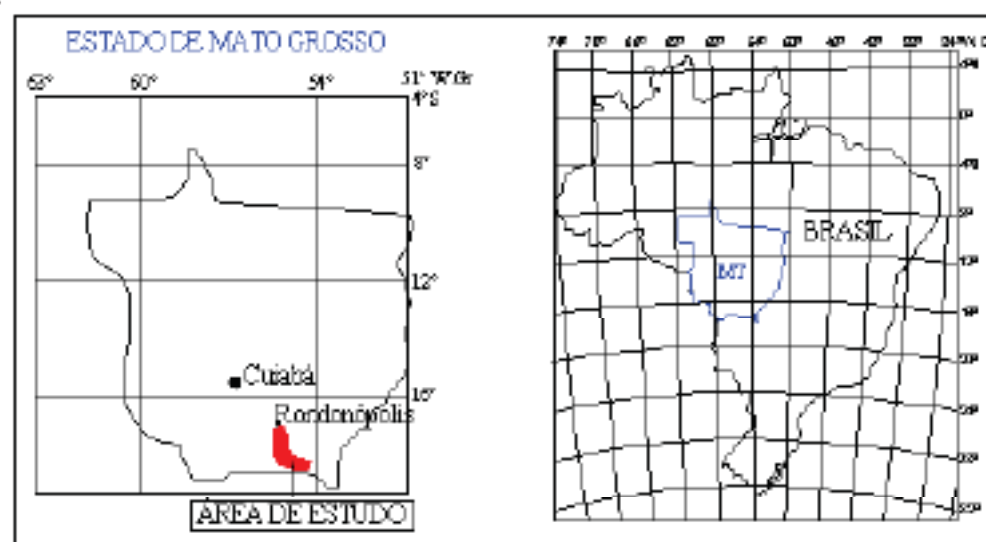


Figura 1. Localização da área de estudo.

MATERIAIS E MÉTODOS

Na confecção do Mapa de Uso e Ocupação, foram utilizadas imagens de sensoriamento remoto em composição colorida e resolução espacial de 30m (ETM - Landsat 7) (Bandas 4, 5 e 3) datadas de junho de 2002, utilizada para definição dos tipos de uso e ocupação da área, fotografias aéreas escaneadas pela LASA - Engenharia e Prospecções S.A. em 1966/1967, utilizadas para separação das unidades de relevo e mapeamento geológico e dos materiais inconsolidados, trabalho de campo para avaliação das assinaturas espectrais associadas pelos sensores remotos relacionados aos tipos de uso e ocupação; mapeamento das feições erosivas; mapeamento geológico/geotécnico; coleta de amostras de solos e rochas; estimativa visual da profundidade dos materiais inconsolidados e do nível freático.

Para tratamentos dos dados e confecção dos mapas foram utilizados os seguintes Softwares durante a pesquisa: AutoCad ® R14 – Digitalização dos mapas e informações de campo; Ervi ® 3.2 – Processamento Digital de Imagens para elaboração do Mapa de Uso e Ocupação.

Utilizam-se 11 pontos com coordenadas, que foram retiradas das folhas topográficas do ME-DSG (Ministério do Exército – Diretoria de Serviços Geográficos) e devidamente reconhecidas na área estudada, tais como, cruzamentos de estradas e de pontes em rodovias, que não tiveram mudanças desde execução da folha, até o registro da imagem pelo satélite.

Com estes procedimentos foi gerando um arquivo de regiões de interesse (ROI) que serviu de base para a classificação final da imagem pelo método de Máxima Verossimilhança, conforme as amostras de treinamento definidas: reflorestamento (eucalipto); pastagem; Solo Exposto/Extração Mineral;

planície de inundação/represa/várzea/rio; lavoura; vegetação de cerrado/campo cerrado e mata de galeria/floresta.

Para o processamento digital da imagem, utilizou-se o *software ENVI 8 3.2*, após o georeferenciamento, classificação e plotagem de 11 pontos de controle da imagem. Ocorreram alguns erros na classificação final da imagem, devido a algumas indefinições dos padrões de cores espectrais de áreas de plantio de soja, algodão e milho, assim como terrenos arados e solo exposto. Para as correções desses erros de classes de uso, utilizou-se a função editar classificação "classedit".

RESULTADOS

A Tabela 1 e Figura 2 apresentam a distribuição das classes de uso e ocupação na Bacia do Ribeirão Ponte de Pedra; identificou-se também três projetos de construção de PCHs (Pequenas Centrais Hidrelétricas), respectivamente com 26,6 ; 26,4 e 18,60 MW, utilizando o potencial de geração de energia da bacia, através de represas e desvio no leito do rio. Constatou-se a existência de dois assentamentos rurais, em que os colonos utilizam suas terras para plantio e pecuária e de dois parques ecológicos, um particular, outro estadual, criados respectivamente em 1997 e 2002, com o objetivo de preservar as florestas e áreas virgens próximas à foz do Ribeirão Ponte de Pedra e margem esquerda do Rio Vermelho.

Tipo de Uso	Área km ²
Reflorestamento (eucalipto)	13,55
Plantagem	582,32
Solo Exposto/Interação Mineral	1,09
Planície de inundação/Represa/Várzea/Rio	34,89
Lavoura (soja, algodão, milho, sorgo)	916,52
Cerrado/Campo Cerrado	393,31
Mata de Galeria/Floresta	149,08

Tabela 1. Classes de Uso e Ocupação classificadas e delimitadas na área estudada.

Outros tipos de Uso.

Durante o trabalho de campo, foram constatados outros tipos de uso e ocupação não revelados na imagem de satélite, sendo as áreas de disposição irregular de lixo, assentamentos rurais do Instituto Nacional de Colonização e Reforma Agrária (INCRA), um Parque Ecológico e um Parque Estadual e 3 projetos de PCHs – Pequenas Centrais Hidrelétricas.

Áreas de Assentamento Rural.

Trata-se de ocupação rural medianamente adensada, dispostos em lotes, com ocorrência restrita nas porções noroeste e central da Bacia do Ribeirão Ponte de Pedra. Resultantes de ação do INCRA e que foram denominados "Projeto de Assentamento Carimã" (194 lotes de 30 ha), e "Projeto Assentamento Santa Luzia – Pioneira" (27 lotes de 28 ha), nestes locais, de terrenos planos, o uso principal do solo destina-se à agricultura e nos terrenos mais acidentados são desenvolvidas as pastagens.

Pequenas Centrais Hidrelétricas (PCHs)

Como já mencionado anteriormente, existem para a área estudada, 3 (três) projetos privados de construção de PCHs (Pequenas Centrais Hidrelétricas), com utilização do potencial hidráulico para geração de energia elétrica, através de represamento da água e desvio do leito do Ribeirão Ponte de Pedra. Estes projetos estão localizados na parte centro norte da bacia, local onde o rio principal flui por vale muito encaixado, formando cachoeiras. A primeira PCH, José Gelázio da Rocha está em fase de implantação e terá capacidade para gerar 26,60 MW de energia; a PCH Rondonópolis, em estudos para implantação, poderá gerar cerca de 26,4 MW e a PCH João Basso, com capacidade nominal para geração de 18,60 MW, está com sua implantação suspensa, por situar-se nos domínios do Parque Estadual Dom Osório Stoffel, criado em 2002.

CONCLUSÕES

É de suma importância a conscientização do homem com relação ao manejo adequado do solo em sua ocupação no meio rural, através de atividades agropecuárias, principalmente em regiões de cerrado, com o objetivo claro de manter e melhorar suas características, diminuindo sua degradação com a manutenção de suas matas e a utilização de controles de processos erosivos no plantio, bem como a racionalização do uso de fertilizantes e de agrotóxicos. No caso do Cerrado brasileiro, que abrange vários estados do país, a má utilização dos seus recursos irá afetar todo um ecossistema vulnerável, que constitui o limite entre as bacias hidrográficas Amazônica e Platina, cuja visualização do estágio atual de desmatamento da vegetação na Bacia estudada atinge mais de 70% da área.

As áreas de cerrados vêm sendo intensamente utilizadas por diversas firmas de ocupação e a tendência é a intensificação do cultivo de grãos, antes restrito às áreas planas de solos argilosos, vem avançando em direção aos domínios de areias quartzosas e de declividades médias, que eram utilizadas tradicionalmente para pecuária. Áreas susceptíveis ao surgimento de feições erosivas podem interferir na dinâmica hídrica da bacia, tanto superficial quanto subsuperficialmente, vindo a comprometer as nascentes de cursos de água e a incrementar o aporte de sedimentos para a Bacia do Rio Vermelho e outras bacias da região que formam o Pantanal Mato-grossense.

A aplicação do conhecimento científico e tecnológico no uso do solo agrícola no Brasil, verificada também em áreas de plantio na Bacia do Ribeirão Ponte de Pedra, é bastante significativa, em termos qualitativos e quantitativos de produção agrícola, o que demonstra uma evolução positiva desse cenário nos últimos anos. Todavia, o controle ambiental dos órgãos fiscalizadores, no tocante ao uso do solo e suas possíveis degradação e contaminação, pode ser considerado falho, pois essa fronteira agrícola tende a expandir-se, causando preocupações às entidades ambientalistas até mesmo internacionais. Estudos, medidas mitigadoras e de monitoramento, por parte de organismos federais, são necessidades prementes, em face ao avanço da utilização dos cerrados na agricultura que poderá trazer perdas irreparáveis do solo, da vegetação e de fontes de água, portanto, prejuízos ambientais relevantes.

Observando-se as classes de uso e ocupação e análise e estudo dos atributos do meio físico, existentes na bacia, verificou-se que:

- em áreas de transição entre o cultivo agrícola e as pastagens, com solos argilosos a arenó-siltosos ou arenosos, ocorrem preferencialmente feições erosivas do tipo voçorocas, principalmente em declives mais acentuados, quando o gado tende a criar caminhos preferenciais para a sua locomoção e gerar canais de escoamento concentrado de água de chuva;
- nas áreas com lavoura mecanizada, situadas em terrenos planos associados aos sedimentos argilosos e argilo-arenosos, não há feições erosivas; porém, podem ocorrer voçorocas em terrenos de lavoura em solos silte-arenosos;
- recomenda-se que a ocupação da bacia deve seguir algumas precauções e práticas nas áreas caracterizadas como susceptíveis ao surgimento de processos erosivos, tais como: restringir a ocupação em encostas com declividades acima de 15%; proteger as nascentes dos córregos que compõem a rede de drenagem da bacia; em áreas ocupadas pela agricultura, continuar a utilizar as técnicas conservacionistas de uso de solo; revegetar áreas com desmates nas cabeceiras e matas ciliares, mantendo as áreas de preservação estabelecidas por lei.

BIBLIOGRAFIA

GUIA DO ENVI 3.5 EM PORTUGUÊS (2002). Disponível em: <http://www.envi.com.br/ambienteenvi>. Acesso em: 20 jan. 2003.

MIRANDA, J.G. Mapeamento geotécnico e estado da susceptibilidade à erosão na bacia do Ribeirão Ponte de Pedra (MT), escala: 1:100.000. Tese (Doutorado em Geotecnia). Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, ZV. São Carlos, 2005. 278p.

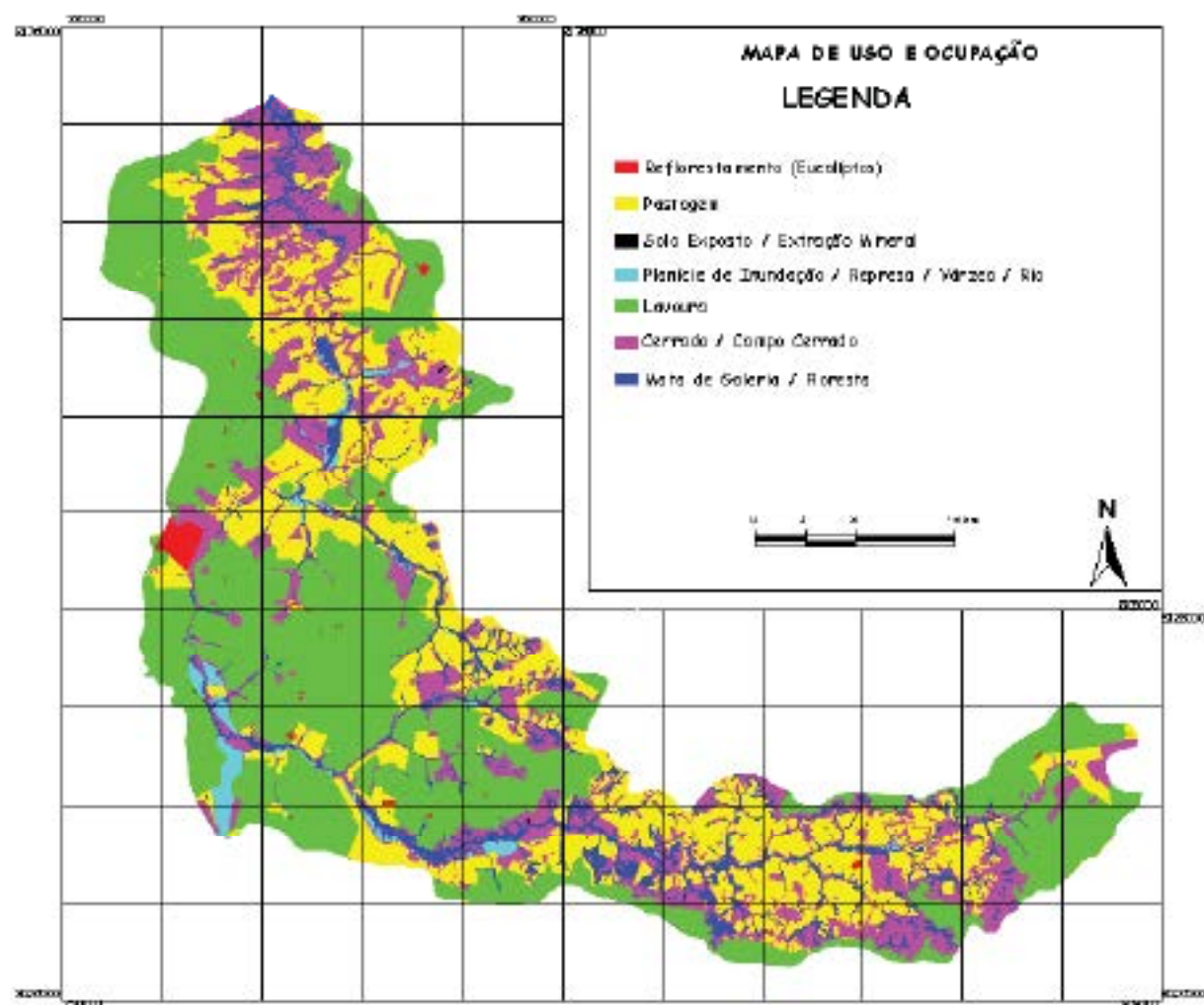


Figura 2. Tipos de uso e ocupação da bacia estudada.

DIAGNÓSTICO DAS FRENTES DE GARIMPAGEM NA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS

Bester¹, J.L.; Braga¹, J.B.; Oliveira², G.K.M

1 – 5º Distrito-PA/DNPM; 2 – SEMMA-Itaituba/IBRAM

RESUMO

O Programa Nacional de Formalização da Produção Mineral (PRONAPOR) na Província Aurífera do Tapajós tem como objetivo geral a elaboração de um diagnóstico realizado a partir do cadastramento *in loco* das frentes de garimpagem realizado por meio de entrevista abordando aspectos minerais, ambientais, econômicos e sociais, os quais servirão de base para as propostas das ações que visam adequar a atividade garimpeira às legislações vigentes. Baseado no cadastramento de 200 frentes de garimpagem, constatou-se que 85% da atividade garimpeira é informal. Os garimpos primários totalizam 35%, sendo na Suíte Intrusiva Parazari onde concentram-se as maiores atividades. Diante de diversos entraves que dificultam o processo de formalização da atividade garimpeira, o IPEAM apresenta diversas propostas, como a ampliação nas competências e um corpo técnico permanente no escritório do DNPM de Itaituba, visando uma maior agilidade nos processos requeridos na Província Mineral do Tapajós.

INTRODUÇÃO A Província Mineral do Tapajós (figura 1) compreende uma área de 80.650 km². Limita-se geograficamente ao norte pela Bacia do Amazonas, a leste pelo rio Iriri, ao sul pela serra do Cachimbo e a oeste pelo rio Abacaxis, ocupando a porção oeste do Estado do Pará. Politicamente, a província situa-se nos municípios de Itaituba, Jacareacanga, Novo Progresso e Trairão, Estado do Pará (COUTINHO, 2008), tendo a cidade de Itaituba, como seu pólo político e econômico.

Inserida na Província Mineral do Tapajós está localizada a Reserva Garimpeira do Tapajós (Portaria MME Nº 882, 25/07/83) (figura 3), compreendendo uma área de 28.745 km², que se estende entre os rios Jamankim, a leste e Tapajós, a oeste. Distribuídos na área da reserva e em áreas circunvizinhas, que administrativamente abrangem os municípios de Itaituba, Trairão, Novo Progresso e Jacareacanga, perfazendo cerca de 50.000 km², convivem cerca de 90.000 garimpeiros (ARAÚJO NETO, 1992 apud COUTINHO, 2008).

A atividade de garimpagem na região do Tapajós, foi por décadas a principal produtora de ouro do Brasil. Nesta região, ainda hoje, atuam cerca de 30.000 (trinta mil) garimpeiros espalhados em mais de 300 (trezentos) garimpos, cuja atividade é um dos principais catalisadores de problemas sócio-ambientais na região, seja pelo aproveitamento desordenado dos recursos minerais, seja pelos agravos ambientais ao meio ambiente, especialmente aos recursos hídricos.

Ao executar o cadastramento das frentes de garimpagem, o PRONAPOR colheu elementos para o diagnóstico que apresentou a situação em que se encontram a atividade e propôs as alternativas para a formalização da produção mineral na Província Aurífera do Tapajós, tanto do ponto de vista da legislação mineral quanto do licenciamento ambiental.

MATERIAIS E MÉTODOS Foi realizada uma ampla divulgação entre as lideranças garimpeiras e as autoridades do município, através de reuniões expositivas e de divulgação na mídia local, além do lançamento formal do projeto no Distrito do Creporizão, o garimpo-pólo da Província Aurífera do Tapajós.

Para o diagnóstico da situação das frentes de garimpagem foram realizados cadastramentos *in loco* (figura 2A) para se obter informações técnicas, econômicas e sócio-ambientais, como: a tomada das coordenadas geográficas; identificação do responsável pelo empreendimento; caracterização dos tipos de depósitos e da lava; análise dos impactos ambientais causados com a atividade, rotas de comercialização e as relações de trabalho.

Foi montado um banco de dados com as fichas em formato pdf e os pontos dos garimpos em shape file.

RESULTADOS Com o levantamento *in loco* de 200 frentes de garimpagem (figura 3), os principais resultados obtidos foram:

1) 85% das frentes cadastradas encontram-se na informalidade, sendo a maioria dos garimpos instalados sobre baixão e os existentes sobre filão são mais frequentes sob a Suíte Intrusiva Parazari,

seguida pelo Complexo Cuiú-Cuiú, e as Surtas Intrusivas Creporizão e Maloquinha.

- 2) As técnicas de extração rudimentares e com baixa satisfação pela utilização de metodologias insatisfatórias para diferentes composições de rochas;
- 3) O sistema de comercialização informal, deixa de gerar impostos pelo produto extraído (CFEM);
- 4) Os empecilhos para a formalização nos órgãos responsáveis: DNP/PM, pelo arquite no escritório de Itaituba apenas de processos no interior da Reserva Garimpeira do Tapajós; e SEMA, pela demora na análise dos processos e liberação de licenças ambientais, além da insuficiência no quadro técnico.

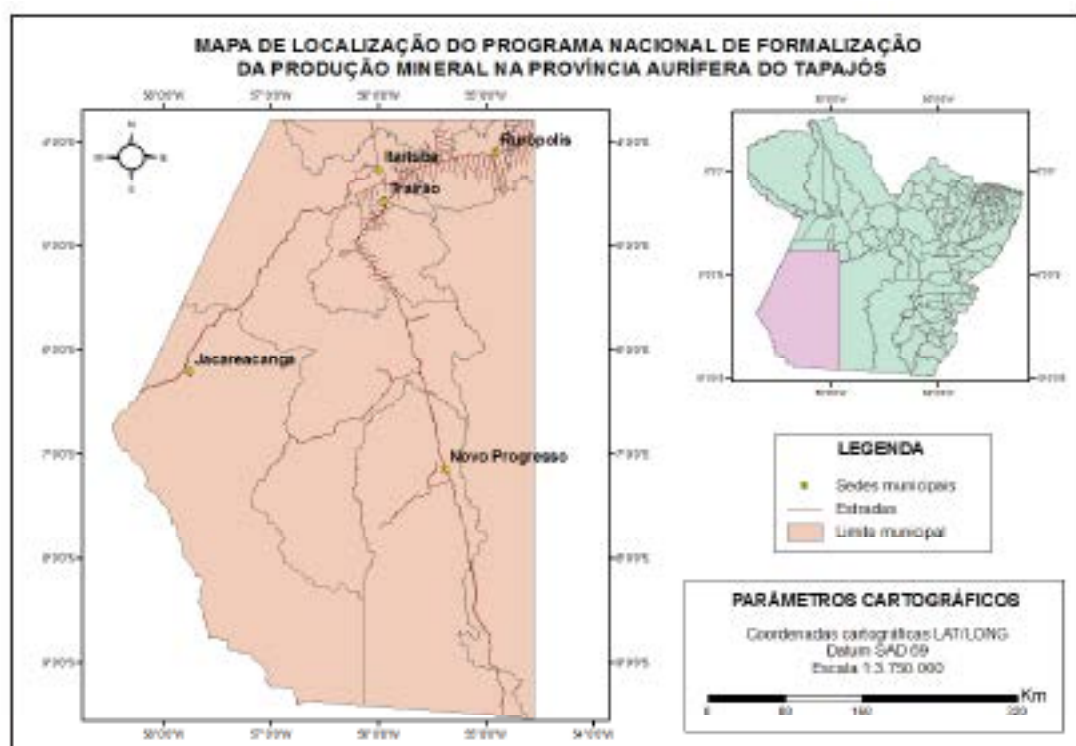


Figura 1: Mapa de localização da área de abrangência do PRONAFOR.

DISCUSSÃO O levantamento das 200 frentes de garimpagem ocorreu nas principais pistas e, principalmente, ao longo da rodovia Transgarimpeira, onde foi possível colher um retrato da situação existente nos garimpos de ouro da Província Aurífera do Tapajós.

Com os cadastros *in loco* para o diagnóstico, foram observados diversos aspectos. A maior parte dos garimpeiros trabalha na informalidade, não possuem registro em órgãos licenciadores das atividades exercitadas e nem possuem documentação pessoal. Estes fatos colaboram com os entraves para a formalização do setor mineral.

As técnicas utilizadas na extração do ouro são responsáveis por agravos ao meio ambiente e o desperdício do minério. Atualmente, os garimpeiros estão criando uma expectativa em pilhas de cianetação (figura 2D), já que o processo pode recuperar boa parte do ouro existente nos rejeitos oriundos do antigo método da caixa concentradora, porém o método não é satisfatório para todas unidades geológicas da província.

O sistema de comercialização da produção tem prejudicado o governo municipal que tenta reverter o que tem acontecido a várias décadas. O ouro produzido no Estado do Pará é vendido clandestinamente para outro estado brasileiro, deixando de ser declarado o local exato de sua origem, ou sendo declarado como de outro município paraense. Os municípios deixam de receber sua parcela dos impostos e a população perde com isso já que deixa de ser beneficiada com o retorno desse imposto na forma de investimentos para melhoria da qualidade de vida.

A pouca atuação do poder público é outro agravante. A falta de fiscalização desde o início da extração do ouro na região até os dias atuais tem dificultado a aplicação de boas técnicas ambientais.

CONCLUSÃO Com base no diagnóstico apresentado o PRONAFOR propõe a instalação de técnicas que minimizem os impactos ambientais causados pela atividade como: a recomposição topográfica e vegetal ou a utilização da área para piscicultura; e que melhorem a produção com a utilização de tecnologias adequadas, além de medidas em busca de uma agilização para solucionar os problemas enfrentados por décadas pela comunidade garimpeira do Tapujós, especialmente competência para que o órgão ambiental do município, a Secretaria Municipal de Mineração e Meio Ambiente, execute o licenciamento ambiental para as Permissões de Lavra Garimpeiras-PLG's.



Figura 1: A – Cadastro das frentes de garimpeiros; B – Descontante utilizando bico jato; C – Caixa concentradora; D – Pilha de rejeitos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Coutinho, M. G. N. Província mineral do Tapujós: geologia, metalogenia e zona prospectiva para Ouro em SKG. Rio de Janeiro: CPRM, 2008. 420p.-il.

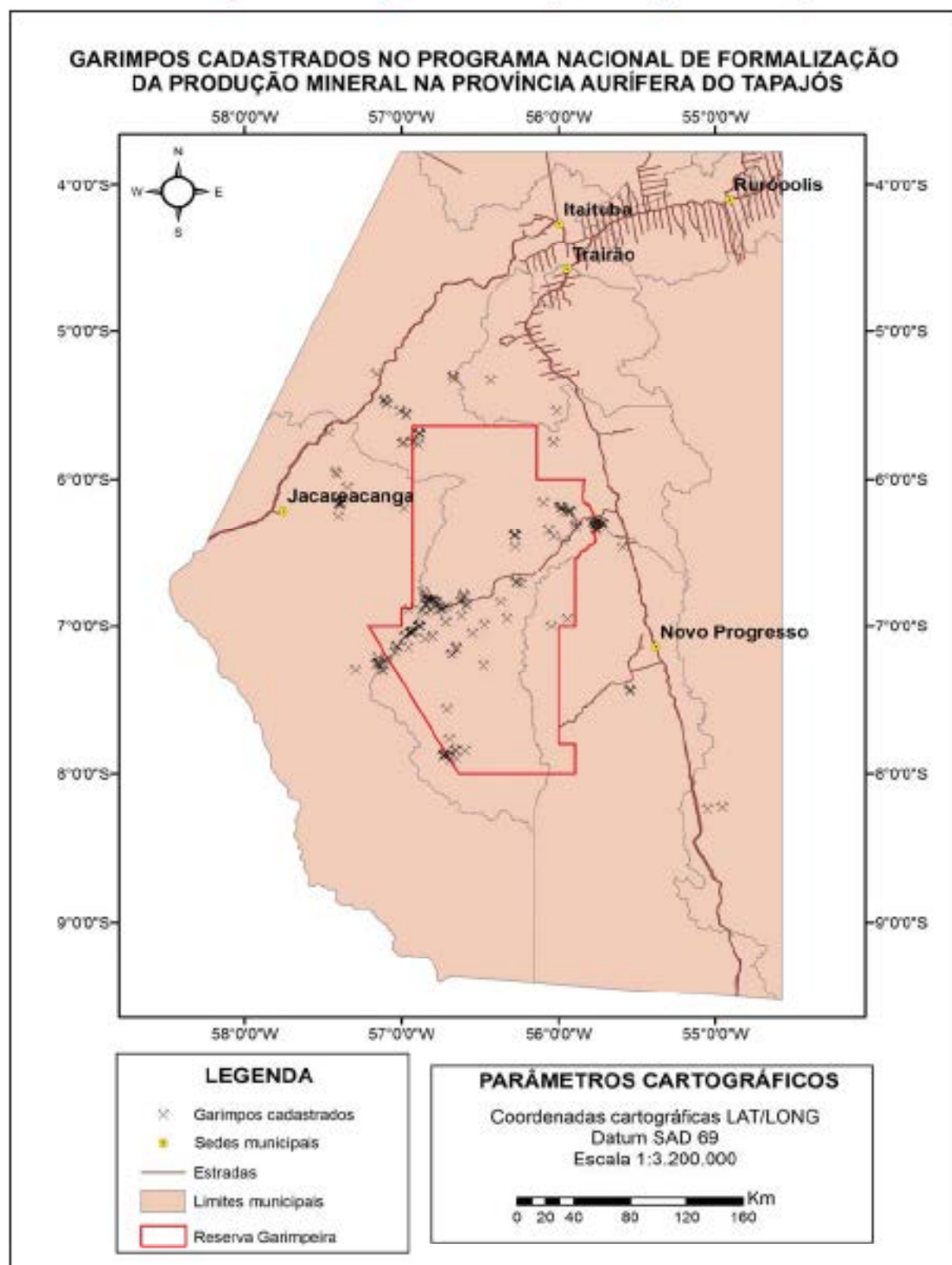


Figura 3: Garimpos cadastrados pelo PRONAPOR.

USO DE BRITA OU SEIXO NA REGIÃO METROPOLITANA DE BELÉM E A MELHORIA DA QUALIDADE DOS PRODUTOS

Braga, J.R., junio.braga@dnpm.gov.br, Bastos, I.L., jose.bastos@dnpm.gov.br, Diniz, T.S., thaynara@voban.com.br; DNPMS^o Distrito-PA
Avenida Almirante Barrusa, 1839 – Marco – CEP 66.193-020 – Belém/PA

RESUMO

A utilização do seixo lavado em grande escala, na construção civil da Região Metropolitana de Belém, frente ao pouco uso da brita oriunda de rochas granitóides, tem como principal motivo o menor preço. As atuais jazidas de seixo que abastecem a RMB de Belém situam-se na bacia do rio Guamá, município de Ourém, a maioria em fase de exaustão e as restantes adquiridas para fabricação de silício metálico, bem como novas áreas em fase final de pesquisa. Os depósitos de seixo correspondem as atuais aluviões ou paleocanais das drenagens, fazendo com que sua exploração cause elevado impacto ambiental. Por outro lado, estudos comprovam que os concretos que utilizam a brita de granito como agregado grão têm maior resistência mecânica do que aqueles que utilizam o seixo lavado. Os depósitos e ocorrências de rochas granitóides situadas no NE do Estado do Pará, em distância equivalente aos depósitos de seixo em relação a Belém, estão inseridos no Projeto Distrito Mineiro do NE Paraense, cujos estudos visam precificar as medidas necessárias ao estímulo do uso da brita de granito na obtenção de concretos.

INTRODUÇÃO

Ao longo de sua história, a cidade de Belém e região metropolitana alicerçaram seu crescimento, literalmente, utilizando bens minerais existentes no nordeste do Estado do Pará, que por sua proximidade, permitiu transportá-los a custo aceitável. No período colonial e do Império, o rio Guamá, apesar dos transbordos, era a via natural. Com a construção da Estrada de Ferro Belém/Bragança, os trens transportavam para a capital o seixo, a areia e os produtos das rochas granitóides da região: brita para o leito da ferrovia e os paralelepípedos que pavimentaram as ruas da cidade para os trilhos dos bondes. Com a abertura de rodovias, a via fluvial entrou em desuso e elevaram-se os custos de transporte, fazendo com que o seixo, por sua maior facilidade de extração, fosse o agregado grão mais utilizado na construção civil.

Os agravos ambientais decorrentes da lavra dos depósitos de seixo, aliados a sua exaustão e recentemente, seu uso com prioridade para a produção de silício metálico, levaram o projeto Distrito Mineiro do NE Paraense, que integra o Programa Estudos dos Distritos Mineiros do Pará, executado pelo DNPMS^o Distrito/PA, a estimular o uso da brita oriunda de rochas granitóides dessa região, num resgate ao mesmo tempo cultural, econômico e ambiental, ao lado de suas vantagens técnicas na produção de concretos de elevada resistência mecânica. Outra vantagem é o menor impacto ambiental da produção de brita em relação ao seixo.

A questão do transporte, como principal fator da logística, é o que deve ser primeiro equacionado, sendo que a alternativa bimodal, conjugando rodovias e hidrovias surge como promissora.

MATERIAIS E MÉTODOS

Foi esboçada a atualização dos conhecimentos sobre a produção de seixo, modalidades e custo de transporte e as ocorrências de rochas granitóides da região nordeste do Pará, com visitas as regiões produtoras, nos municípios de S. Miguel do Guamá, Ourém Capitão Poço e Traquairama (ALHEITA, 2002). (figura 2)

Complementarmente, verificou-se *in loco* a malha rodoviária, a navegabilidade das drenagens e a existência de estrutura de embarque/desembarque. O custo do atual transporte rodoviário de Ourém/Capitão Poço para Belém foi colhido através de entrevistas com os proprietários de jazidas e dos caminhões-basculantes.

Os novos cenários de demanda de concreto, ou seja a ampliação ou a implantação de novos projetos minero-metalúrgicos ou de infra-estrutura foi considerada como decisiva à definição do uso do agregado grão.

A pesquisa bibliográfica, com destaque para trabalhos sobre a resistência mecânica dos concretos, comparando-se o tipo de agregado grão seixo lavado versus brita de rocha, orientou o comparativo

e a previsão dos resultados

RESULTADOS

Com a conclusão da primeira etapa do projeto Distritos Mineiros do Nordeste do Pará, foram obtidos os seguintes resultados:

- A Região Metropolitana de Belém pode ser abastecida de brita de rocha granítica a partir dos depósitos de Traquatesa. Os depósitos de Ourém/Capitão Poço apresentam restrições, em face da ocupação humana do entorno (figura 1);
- A atual lavra de seixo nos paleocanais ou atuais aluviões da bacia do rio Guamá causa grande impacto ambiental;
- A única mina de brita em operação na área do projeto, no município de Traquatesa, tem impacto ambiental localizado;
- O uso de seixo lavado para a produção de silício metálico pode a curto prazo, encarecer seu preço, devido o aumento da demanda sem a contrapartida na oferta de comercialização.

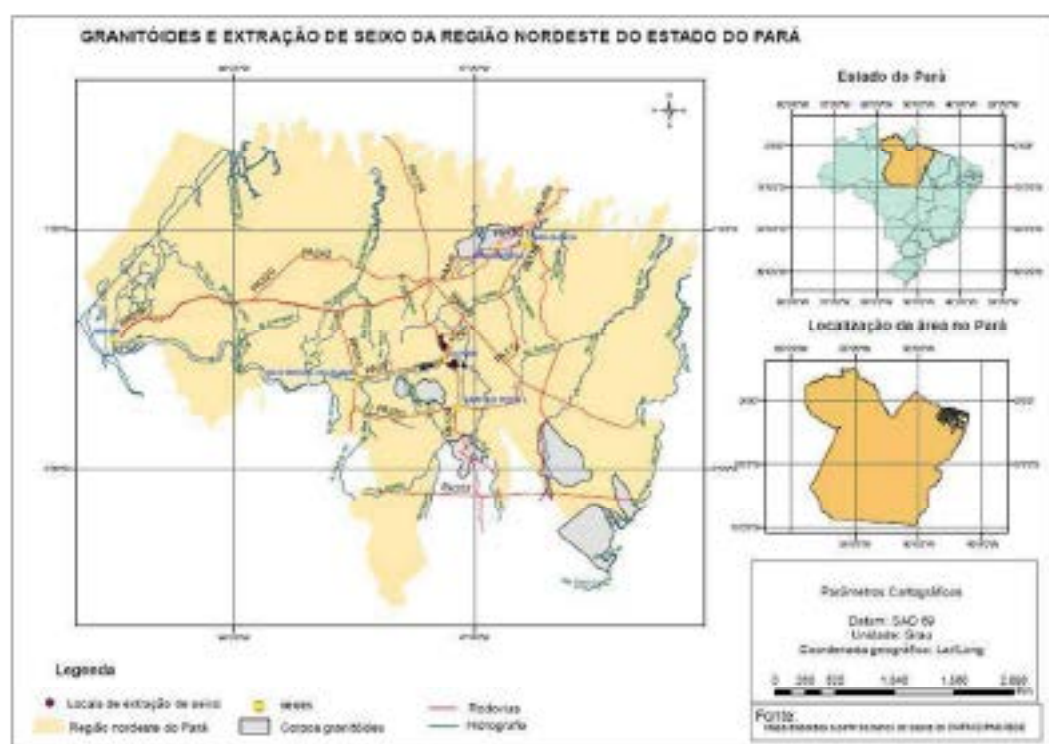


Figura 1: Mapa de localização dos locais de extração, ocorrências e a logística de transporte.

DISCUSSÃO

- Resistência mecânica dos concretos: O tipo de agregado grão (seixo ou brita) utilizado na obtenção de concretos, exerce grande influência no resultado final, especialmente quanto se deseja alta resistência mecânica. Isso se deve ao fato que a ruptura acontece no agregado e não na interface agregado/pasta, como no concreto comum. Assim, a resistência máxima que o concreto pode atingir depende da resistência máxima do agregado. Estudos realizados no CEFET/MG mostram que para um mesmo traço, utilizando-se seixo ou brita, a resistência a compressão foi de 36,8 MPa para o concreto com seixo e 40,5 MPa para a brita. Outro agravante à utilização do seixo lavado é que sua superfície lisa, devido a ação polidora dos siltes no ambiente fluvial, resulta numa aderência pasta/agregado que pode impossibilitar seu uso para a obtenção de concretos com resistência elevada. O mesmo raciocínio pode ser desenvolvido com relação ao pavimento ou concreto asfáltico, quanto a sua resistência e durabilidade (Araújo, 2008).

- Quadro sinóptico do cenário atual e futuro do seixo lavado e brita de granito. - Origem: a) seixo: município de Ourém; b) brita: município de Traquatesa,

- Destino: Grande Belém, Pólo Alumínio de Boreana.

AGREGADO	USO	LAVRA	RESERVAS	PRIORIDADE
BRITA	Abrangente na const. Civil e rodoviária	Baixo impacto ambiental	De longo prazo	-
SEIXO	Limitado na const. civil e rodoviária	Alto impacto ambiental	Em fase de exaustão	Fabricação de compostos de silício

- Preços praticados em Belém

- seixo lavado: R\$ 80,00 a R\$ 90,00/m³

- brita: R\$ 110,00 a R\$120,00/m³

- principal insumo na composição do preço: transporte (frete do caminhão-basculante de 15 m³ para Belém: R\$ 800,00 de Ourém e R\$ 900,00 de Tracuateua).

CONCLUSÃO

O uso de seixo lavado na construção civil na Região Metropolitana de Belém-RMB faz-se atualmente pelo menor preço em relação à brita. Considerando-se que sua lavra causa elevado impacto ambiental, ao lado da fase de exaustão desse tipo de depósito, e, ainda, a concorrência com a destinação para a produção de silício metálico, o que encarecerá seu preço, eliminando esse fator de vantagem, ficam claras suas desvantagens em relação à brita.

Do ponto de vista tecnológico, a resistência mecânica dos concretos que utilizam a brita, ao invés do seixo lavado, como agregado graúdo, é superior, permitindo a médio prazo, um custo equivalente ou menor.

Com a perspectiva de ampliação dos grandes projetos na RMB, no complexo alumina-alumínio e caulim, além da ampliação do porto de Vila do Conde, em Barcarena, ao lado da construção de viadutos na malha viária urbana de Belém, chegou o momento da brita ocupar seu lugar na produção de concretos e outros usos, com indiscutíveis vantagens.



Figura 2: A – Extração de seixos; B – Extração de granito para brita; C – Lavagem de seixo; D – britagem do granito e seleção

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Arnijo, A.; Othon Jr. D.: Estudo comparativo da resistência do concreto obtido com diferentes agregados graúdos: brita e seixo rolado. III Congresso de Pesquisa e Inovação da Rede Norte Nordeste de Educação Tecnológica. Fortaleza, 2008.

Palketa, R. S. M. ; Aires, F. A. M. ; Moura, C. A. V. . Granulídeos no Contexto Evolutivo da Região do Gurupi, Nordeste do Pará. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41, 2002, João Pessoa. Anais, 2002. v. única. p. 326.

ANÁLISE FÍSICA, QUÍMICA E MINERALÓGICA DE ARGILAS UTILIZADAS NA PRODUÇÃO DE TIJOLOS NAS OLARIAS DE TABATINGA-AM

¹Helber Manuel da Costa Santos; ²Mércia Vieira da Silva; ³Antônia Gomes N. Pinto

RESUMO

Este trabalho trata da caracterização física, química e mineralógica das argilas de coloração cinza e de coloração vermelha utilizadas como matéria prima na produção de tijolos nas olarias do município de Tabatinga no estado do Amazonas. Os tijolos produzidos especialmente com as argilas vermelhas apresentavam rachaduras causando enormes prejuízos. Para atestar a qualidade das argilas como matéria prima para a fabricação de tijolos, amostras de argilas cinza e vermelha foram coletadas para análises física, química e mineralógica. As análises revelaram pouca diferença na composição química entre as argilas, entretanto as de coloração vermelha apresentaram montmorilina e maior conteúdo de silte e argila em relação às argilas de coloração cinza. O maior conteúdo de silte e argila e especialmente a presença da montmorilina, argilomineral de natureza expansiva, explica as rachaduras detectadas nos tijolos produzidos pelas argilas vermelhas.

INTRODUÇÃO

O município de Tabatinga, cujo nome significa "luzo branco" localizado na região do Alto Solimões do estado do Amazonas, é rico em depósitos de argilas. A presença de extensos depósitos de argilas e a facilidade de exploração tem privilegiado as atividades das olarias na região do Alto Solimões, especialmente em Tabatinga. As olarias em Tabatinga exploram as argilas para a produção de tijolos sem que estudos tenham sido desenvolvidos de forma a se conhecer as características e a qualidade das mesmas como matéria prima. Na região, as argilas ocorrem com diversas colorações e tonalidades, mas predominam as de coloração cinza e vermelha e em uma das maiores olarias da região que utiliza grande volume de argila uma parcela significativa de tijolos produzidos apresentavam rachaduras. Os oleiros (trabalhadores das olarias) atribuíam, de forma empírica, as rachaduras às argilas de coloração vermelha, uma vez que a maioria dos tijolos produzidos por essas argilas apresentava rachaduras, mas desconheciam as razões. Esse fato motivou a realização do presente trabalho que teve como objetivo caracterizar as argilas cinza e vermelha bem como identificar e explicar, os fatores que provocam as rachaduras nos tijolos.

MATERIAIS E METODOS

Para alcançar os objetivos preconizados, amostras de argilas de coloração cinza e vermelha foram coletadas a 50 cm de profundidade (profundidade onde são extraídas em maior volume), em pontos diferentes e enviadas (em sacos plásticos fechados) ao laboratório. Para melhor obter as características das argilas optou-se pelas análises físicas, químicas e mineralógicas. As propriedades físicas foram representadas pelas análises granulométricas para conhecer o conteúdo de grãos grossos e finos, as análises químicas para se obter a composição química das argilas, particularmente, o conteúdo de ferro (Fe), a acidez (pH), o fósforo (P), sódio (Na), potássio (K), zinco (Zn), Cobre (Cu), o cálcio (Ca) e matéria orgânica (M.O).

As análises granulométricas e químicas foram realizadas no laboratório de solos da Empresa - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária em Manaus. As análises foram realizadas com base na metodologia preconizada pelo Manual de Métodos de Análise de Solos da Empresa (1979). As análises

¹ Instituto de Estado e História da Geografia da Universidade Federal do Amazonas, Estado Casco-Mossá-Ribeiro Espírito Santo, CEP 65448-000, (97)35612361; hsantos@ufam.br
² Centro de Estudos Superiores de Tabatinga da Universidade Estadual do Amazonas
³ Instituto Nacional de Pesquisas de Amazônia

mineralógicas foram realizadas no laboratório de raio-x do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Amazonas com objetivo de identificar os minerais de argila.

3-RESULTADOS

Os resultados das análises granulométricas (Tabela 1) mostram que as argilas cinzas apresentaram maior conteúdo de grãos grossos (areia grossa e fina) enquanto as argilas vermelhas maior conteúdo de grãos finos (silte e argila).

Tabela 1. Composição granulométrica.

Amostra	Areia grossa	Areia fina	Silte	Argila	Classificação textural
	2,0-0,30mm	0,20-0,05 mm	0,05-0,002mm	<0,002 mm	
	g/kg				
Argila cinza	3,25	278,24	398,51	524,0	Fundo argilosa
Argila vermelha	0,93	75,78	433,31	478,0	Argila silteosa

As análises químicas mostram que as duas argilas contêm tenores praticamente similares dos componentes analisados, com exceção do Al, Cu, Fe, P e K, conforme descrito na tabela 2.

Tabela 2. Composição química.

Amostra	pH	C	MO	P	K	Na	Ca	Al	Zn	Cu	Fe
Descrição		g/kg		mg/dm ³		cmol/dm ³			mg/dm ³		
Argila cinza	4,39	1,25	2,15	4	40	4	0,06	6,87	0,35	0,5	6
Argila vermelha	4,05	1,20	2,11	1	37	3	0,05	5,08	0,36	0,29	10

A análise de raio-x detectou quartzo, caulinita e illita na amostra cinza e quartzen, illita, caulinita e montmorilina na amostra vermelha. A presença do mineral de argila caulinita já era esperada nas duas amostras em virtude dos solos da Amazônia serem muito intemperizados ou lixiviados.

DISCUSSÃO

Conforme resultados apresentados, o maior conteúdo de material fino; silte e argila classificada a argila vermelha como argila silteosa. O maior conteúdo de silte e argila, nesta amostra, pode ter contribuído para a formação das rachaduras ou fissuras nos tijolos, pois segundo Pradelli e Melchiales (1997) a massa cerâmica não pode ser formada somente de argilas plásticas, isto é, com argilas contendo alto conteúdo de material fino (silte e argila).

O maior conteúdo de material fino (argila) da amostra de argila vermelha tende a elevar a plasticidade e a compressibilidade da massa utilizada como matéria prima. O aumento da plasticidade e da compressibilidade provoca, segundo ainda Pradelli e Melchiales, a redução dos canais existentes entre as partículas dificultando, assim, a eliminação da água durante o processo de secagem. Como consequência, verifica-se um aumento do gradiente da umidade no interior do produto causando retrações diferenciais no material durante a secagem.

A solução, segundo esses pesquisadores, é ter uma matéria prima, preferencialmente, com uma granulometria bem distribuída, isto é, composta de grãos finos, médios e grossos. Sugerem o diagrama granulométrico de Winkler como uma ferramenta para dosar o conteúdo granulométrico ideal, onde para tijolos furados, os intervalos dos constituintes granulométricos, de acordo com o diagrama de Winkler, devem ter de 20 a 30% de argila, 20 a 55% de silte e 20 a 50% de areia. Os constituintes granulométricos das argilas de coloração cinza situam-se nesses intervalos, apenas o conteúdo de argila apresentou 2% a mais. Entretanto, os constituintes das argilas vermelhas apenas o percentual de silte está no intervalo do diagrama de Winkler, enquanto o percentual de areia, situa-se muito abaixo e o de argila muito acima.

Em relação à composição química e mineralógica, nota-se pela tabela 2, que as duas amostras apresentam basicamente o mesmo conteúdo de matéria orgânica. Entretanto, a amostra de argila vermelha como se suspeitava, devido a sua coloração, apresentou maior conteúdo de ferro, quase o dobro, em relação à amostra de argila cinza. A presença da nontronita indica que a argila vermelha é rica em ferro uma vez que a nontronita é um mineral de argila do grupo das esmectitas rico em ferro.

Os minerais do grupo da esmectita que inclui a montmorilonita, a beidelita e a nontronita, entre outros, possuem natureza expansiva. Assim, presença da nontronita pode ter acentuado os problemas das rachaduras nos tijolos em função da sua natureza expansiva que tende a elevar a plasticidade, coesão e contração marcante com a secagem. A nontronita provoca, também, fissuras ou rachaduras à medida que seccam devido à perda de água do permeio das camadas e das partículas.

CONCLUSÕES

Os tijolos produzidos pelas argilas de coloração vermelha têm apresentado rachaduras e má qualidade devido, essencialmente, à composição granulométrica e mineralógica. O maior conteúdo de silte e argila e principalmente a presença da nontronita nas argilas de coloração vermelha provocam as fissuras nos tijolos. Assim, além da análise granulométrica, como sugerem Pracidelli e Melchiadis (1997), recomenda-se que sejam realizadas análises mineralógicas, pois a identificação de minerais de argila é importante uma vez que os mesmos possuem propriedades como plasticidade, consistência e compressibilidade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- EMBRAPA, 1979 "Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos" Manual de Métodos de Análise de Solos. Rio de Janeiro.
- Pracidelli, S. & Melchiadis, F. G. 1997 Importância da composição granulométrica de massas para a cerâmica vermelha. Revista cerâmica industrial, 02 (01/02) Janeiro/Abril São Paulo, p.31-35.

AVALIAÇÃO DAS CONDIÇÕES AMBIENTAIS E DE SAÚDE E SEGURANÇA DO TRABALHADOR DA ATIVIDADE DE EXTRAÇÃO DE SEIXO NO MUNICÍPIO DE OURÉM-PARÁ.

Edwin Renato Szeiro¹ (Departamento Nacional de Produção Mineral);
David Leão Alves² (Departamento Nacional de Produção Mineral);
Ricardo Alexandre Fialho³ (Departamento Nacional de Produção Mineral).

Resumo

Ourém é um município brasileiro do estado do Pará. Localiza-se a uma latitude 01°33'07" sul e a uma longitude 47°06'52" oeste, estando a uma altitude de 40 metros. Sua população estimada em 2004 era de 15.262 habitantes. A economia do município é sustentada pela atividade mineral de extração de brita (seixo). Este trabalho teve como objetivo geral diagnosticar e quantificar os impactos ambientais e os problemas sociais gerados por esta atividade. Como resultado obtém-se um levantamento relevante de passivos ambientais gerados pela falta de metodologia adequada de lavra do minério e constatação de riscos a saúde e segurança do trabalhador, como: falta de EPI's adequados, ambiente de trabalho inadequado, etc.

Introdução

Ourém localiza-se a uma latitude 01°33'07" sul e a uma longitude 47°06'52" oeste, estando a uma altitude de 40 metros. Sua população estimada em 2004 era de 15.262 habitantes. Possui uma área de 602,5659 km². O principal rio do Município é o rio Guamá, para o qual vertem quase todos os rios menores do Município. Por sua vez, o Guamá serve de limite oeste, entre Ourém e o município de Capitão Poço, enquanto que um de seus afluentes, o rio Caxiá, serve de limite noroeste com São Miguel do Guamá, e outros, como o igarapé Tauri, a sudoeste, limita com Garrafão do Norte. Além do rio Guamá, uma parte do alto curso do Caré serve de limite com o município de Bragança. A vegetação do Município foi bastante afetada em face dos constantes desmatamentos, havendo, hoje, apenas a Floresta Secundária, com eventuais testemunhos da mata primária, cujo subtipo pertence à Floresta Densa dos baixos platôs e Floresta Densa em relevo dissecado das áreas metasedimentares. Nas áreas aluviais, sob influência do rio Guamá, está presente a Floresta Densa dos terraços aluviais ou Floresta de Várzea, onde se verifica a presença de espécies umbrofilas (que gostam de água), dicotiledôneas e de palmáceas.

A principal atividade econômica do município é a extração de Brita (seixo), minério obtido por trituração da rocha e classificado segundo a sua granulometria. As pedras britadas são originárias de rochas de composição granítica (granitos e gnaisses) e as demais provêm de rochas calcárias e basálticas.

No município encontram-se diversas empresas extratoras, sendo a maioria operando na irregularidade, do ponto de vista da legislação mineral, ambiental e do trabalho. Como consequência, pode-se encontrar várias áreas abandonadas de extração sem recuperação ambiental, grandes "buracos" ao longo de todo o município, provocando um grande impacto visual, entre outros. Quanto às empresas que operam, verifica-se que não existe uma ação de recuperação ambiental efetiva e muito menos uma preocupação de garantir a saúde e segurança do trabalhador.

Materiais e Métodos

Para atingir o objetivo deste trabalho foi realizada pesquisa bibliográfica junto a Biblioteca do DNPM-5º Distrito-Pará; para levantamento das áreas de extração de seixo localizadas no município de Ourém, foi utilizado o sistema do DNPM "Cadastro Mineiro"; foi realizada visita a campo com duração de 05 dias para levantamento "in loco" das condições ambientais e de saúde e segurança do trabalhador, foram utilizados GPS para coletas de coordenadas geográficas nos áreas e Câmeras Digitais para registro fotográfico das áreas.

Resultados

Este trabalho trouxe como resultados a quantificação do grande passivo ambiental deixado pela atividade exploratória predatória de seixo, onde se constatou grandes covas abandonadas, causando impactos visuais, inclusive com geração de lagos em períodos de chuva, que podem trazer sérios riscos a saúde da população vizinha. Verificou-se também que a maioria das empresas não possui programas de recuperação de área efetivos (em ação), e nas suas áreas de lavra constatou-se a falta de uma metodologia adequada para lavar o minério.

Quanto ao que concerne às condições do ambiente de trabalho, constatou-se que os trabalhadores deste tipo de atividade não trabalham com equipamentos de proteção individual, o ambiente de trabalho não possui sinalização, as condições de refeitórios e sanitárias são precárias, níveis de ruído inadequados, exposição elevada a temperaturas.

Discussão

A extração de seixo vem ao longo dos anos gerando diversos impactos ambientais no município, com os resultados gerados deste trabalho de pesquisa, pôde-se comprovar que não existe preocupação a fim de minimizar este número crescente de atividades que degradam o meio ambiente, pois não se busca apurar responsabilidades diante das diversas áreas abandonadas e impactadas na região.

Do ponto de vista da saúde e segurança do trabalhador, as autoridades competentes deveriam aumentar a fiscalização e fomentar a conscientização dos empresários, pois assim o risco de acidente no trabalho e à saúde dos empregados iriam diminuir.

Conclusão

Visto o que foi mencionado acima, este trabalho trouxe a problemática da atividade de extração de seixo no município de Ourém com a finalidade de avaliar as condições ambientais e de saúde e segurança do trabalho. Desta forma, espera-se que as autoridades competentes, os empresários (seixeiros) e a sociedade busquem firmar um pacto em prol do município e de seus habitantes, promovendo conscientização ambiental e social e com isto objetivar o desenvolvimento sustentável da região.

Referências Bibliográficas

- Correia, E.L. (1991) - Zonamento Ecológico-Econômico do Estado do Pará. In: Estudos Paranaenses. Belém, IDRESP. 58(1), 108p. anexas: mapas.
- Maganini, A. (1990) - Recuperação de áreas degradadas. Rio de Janeiro, IBGH, Rev. Braz. Geogr., v.52 (3), p.25-40.
- PARÁ. IDRESP (1980) - Reconhecimento dos Recursos Naturais da Região Metropolitana de Belém. Belém, Comissão SRPLAN/CODRHM/IDRESP, 82p. Anexos.
- Pentecost, A.R. - (1968) - Belém - Estado de Geografia Urbana. Belém, UFPA.

Caracterização da caulinita em solos urbanos

Keila C. P. Amiceto¹, Adriana M. Coimbra Horbe²

¹Programa de Pós-graduação em Geociências, keilamiceto@gmail.com; ²Departamento de Geociências - Universidade Federal da Amazônia, Av. General Rodrigo Otávio Jordão Ramos, 3000, Japim - CEP: 69077-000

RESUMO

Os solos urbanos são assim classificados por serem produto do acúmulo de resíduos gerados pela população e, geralmente estão associados a antigos lixões. Em Manaus foram estudados dois solos desse tipo. Constatou-se que o elevado teor de matéria orgânica foi a causa do desordenamento da caulinita herdada do Latossolo natural.

INTRODUÇÃO

Os solos da região de Manaus são altamente intemperizados, com predominância de Latossolos (Leal, 1996). Por serem solos com alto grau de intemperismo possuem mineralogia da fração argila dominada por caulinita, além de oxí-hidróxidos de Fe (goethita e hematita) e Al (gibbsita) (Fontes et al, 2001). Os minerais de solos altamente intemperizados tem grande diversidade de características, como tamanho de partículas, faces expostas, graus de substituição isomórfica, etc. Essas características são associadas aos diferentes ambientes de formação a que estão sujeitos (Fontes et al, 2001). A caulinita é formada pelo empilhamento regular de lâminas de tetraedros de Si e octaedros de Al (Dixon, 1989). Normalmente, tem baixo ordenamento devido à presença de ferro na camada octaédrica que substitui em pequena escala o Al. Segundo Ker (1995) o alto teor de ferro na solução do solo retarda a cristalização da caulinita, além de aumentar sua área superficial. Como resultado a caulinita com menor tamanho e grau de ordenamento apresenta maior capacidade de adsorção de íons. A matéria orgânica, que forma complexos com os minerais também afeta o ordenamento da caulinita (Christensen, 2001). Este trabalho se propõe a discutir a influência dos resíduos urbanos no ordenamento da caulinita.

MATERIAL E MÉTODOS

LOCALIZAÇÃO E ACESSO DAS ÁREAS DE ESTUDO

Para este trabalho foram selecionadas duas áreas da cidade de Manaus. A primeira é o Horto Municipal de Manaus, localizado à zona centro-oeste e a segunda localizada no bairro de Novo Israel na zona norte da cidade (Figura 1). Essas áreas foram selecionadas por terem sido utilizadas como antigos lixões de Manaus nas décadas de 60 e 70, respectivamente.



Figura 1 - Localização dos bairros onde foram realizadas as coletas das amostras.

As amostras foram secas à temperatura ambiente, retirados os resíduos e realizada a desagregação manual, quartzeamento e determinação do percentual de matéria orgânica e pH. Bem como, separação granulométrica das frações areia, silte e argila. A fração argila foi submetida a

análises de infravermelho entre 400 e 4000 cm^{-1} e difratometria de raios-X com intervalo de leitura entre 3° a 60° para estudar a composição mineralógica. Posteriormente, foram novamente analisadas por difratometria de raios-x no intervalo 18° a 22° 2 θ com velocidade de 2,00 deg/min para estudar as características da caulinita de solos com teores elevados de matéria orgânica. Foram selecionadas 3 amostras de cada local, representando o topo, a porção intermediária e a base de cada perfil para que fossem observadas possíveis alterações.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

DESCRIÇÃO DOS PERFIS

Horto Municipal – O material amostrado apresenta estrutura friável, textura argilo-arenosa na base e areno-argilosa para o topo. Tem 6,9 m de espessura, cor amarelada na base e passa a marrom da porção intermediária para o topo (Figura 2).

Novo Israel – O material acumulado tem 9,7 m de espessura, é friável, constituído por três zonas acimentadas de aproximadamente 1,0 m de espessura, alternadas por porções areno-argilosas de até 2 m avermelhadas e marrons (Figura 2).

Material Natural – Tem 12 m de espessura, é constituído por 2 horizontes principais aflorantes, mosqueado na base e solo sobreposto (Figura 2). O horizonte mosqueado tem textura argilo-arenosa, é friável, vermelho a amarelo-rosado para o topo. Sobreposto, apresenta linha de pedra de 0,4 m de espessura constituída por fragmentos de óxi-hidróxidos de Fe envolvidos por matriz argilosa. O solo é argilo-arenoso, constituído por areia fina a média e há presença de raízes. Tem coloração amarelada a cinza para o topo devido à presença de matéria orgânica.

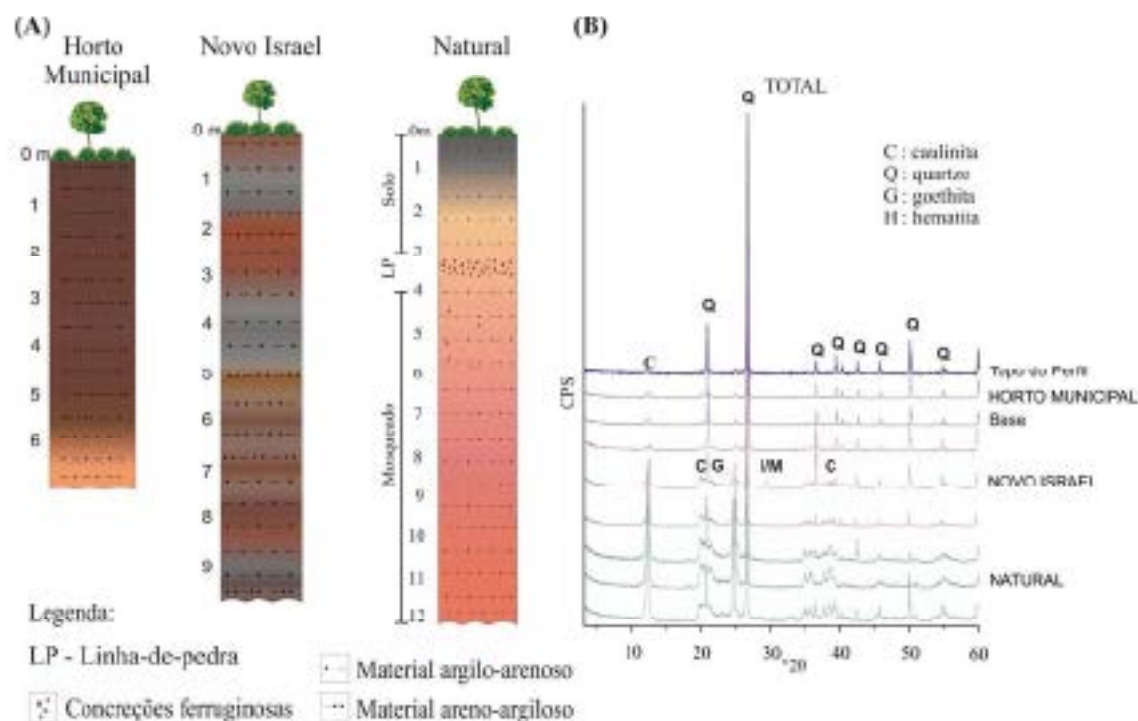


Figura 2 – (A) Estrutura do material amostrado nos perfis (B) Difratogramas da fração total das amostras.

CARACTERÍSTICAS FÍSICO-QUÍMICAS

O valores de pH variam entre 6,5 e 7,3 no Horto Municipal, 6,3 e 7,6 em Novo Israel e 4,5 e 6,3 no material natural. O conteúdo de matéria orgânica varia ao longo dos perfis do material amostrado, é menor e crescente para o topo no natural (1,25 a 6,86%), enquanto no Horto Municipal e Novo Israel alcançam o dobro e com significativo aumento para o topo (2,33 a 15,78% e 0,62 a 12,87%, respectivamente).

3.3. CARACTERÍSTICAS MINERALÓGICAS

Na fração total foram encontrados apenas caulinita, quartzo, anatásio, goethita e illita/muscovita (Figura 2). Na fração argila foram identificados caulinita e goethita e os difratogramas

apresentaram background mais elevado, principalmente no material de Novo Israel, o que sugere a presença de material amorfo. O estudo de detalhe entre 18 e 22° 2 θ mostra que a caulinita do material natural apresenta suas três reflexões típicas em 020, 110 e 111 bem definidas (Figura 3). Elas se deterioram para o tipo do perfil no material natural, mais acentuadamente para o Horto Municipal onde desaparecem totalmente. Isso mostra o desordenamento crescente da sua estrutura e se reflete no tamanho mínimo dos cristallitos com < 1 μ m de diâmetro observados nas imagens obtidas por MEV e no índice de cristalinidade Hindekley (Figura 3 e Tabela 1).

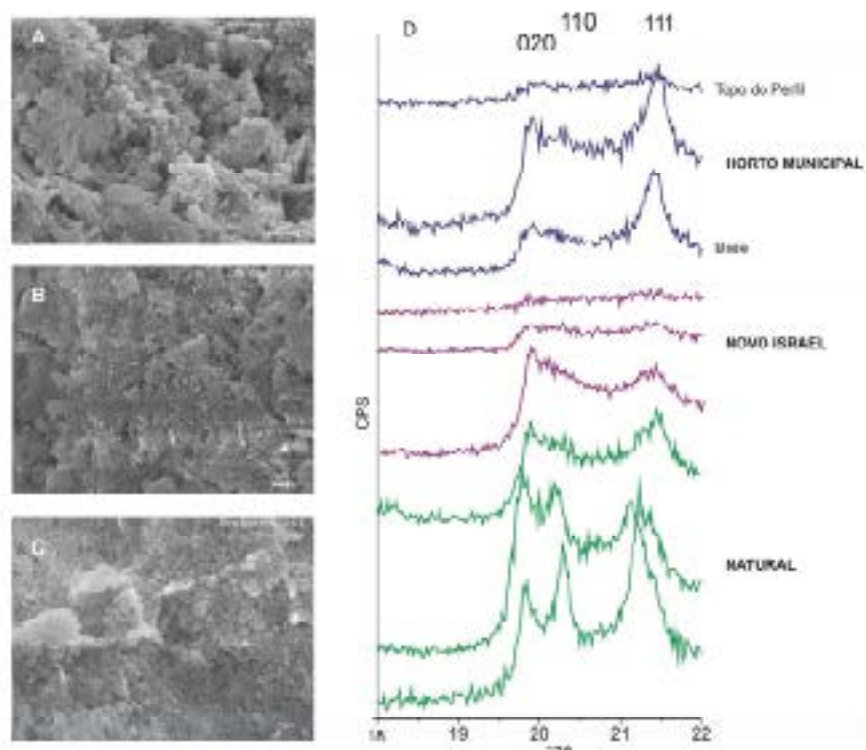


Figura 3 –Imagens MEV: Textura típica da caulinita no A)Horto Municipal; B) Novo Israel e C) Natural; D) Difratogramas das reflexões da caulinita entre 18 e 22°2 θ .

Tabela 1 – Índice de cristalinidade da caulinita dos amostras.

Local	Amostras	Índice de cristalinidade calculado (ICH)	Classificação		
Horto Municipal	01	Não foi possível calcular	Baixo ordenamento		
	05				
	08				
Novo Israel	01	Não foi possível calcular	Baixo ordenamento		
	05				
	10				
Natural	01	Não foi possível calcular	Baixo ordenamento		
	05			0,89	Bom ordenamento
	05			1,26	Alto ordenamento

Nas análises de infra-vermelha foram identificadas bandas correspondentes ao estiramento do grupo OH (3699, 3652 e 3620 cm^{-1}), Al-OH (914 cm^{-1}), Si-O-Al (794, 750 e 539 cm^{-1}) e Si-O (1100 a 600 e 539 a 430 cm^{-1}) nos três perfis. As bandas 1118, 1035 e 1006, 471 e 430 cm^{-1} correspondem às ligações Si-O e podem ser tanto do quartzo quanto da caulinita (Figura 4). Não se observaram variações na forma e de intensidade das bandas segundo o material amostrado.

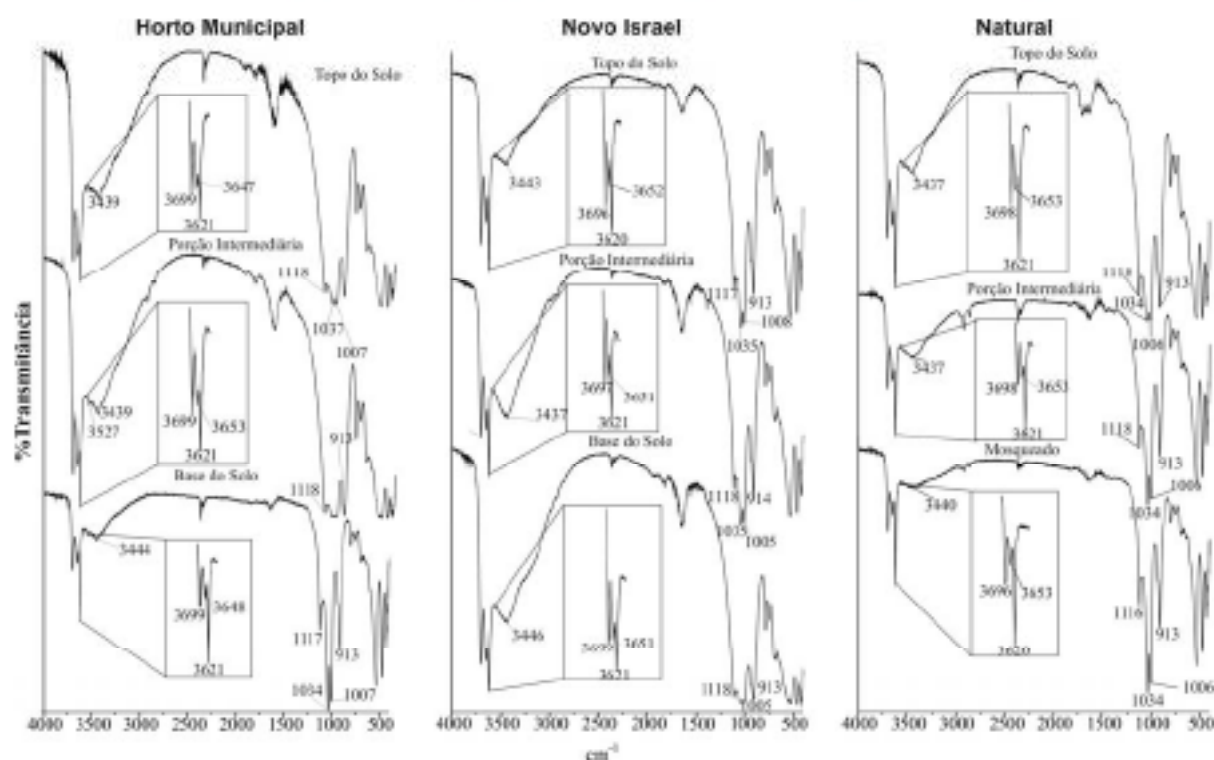


Figura 4 - Espectros de infravermelho da fração argila.

CONCLUSÕES

A análise de difratometria de raios-x dos perfis estudados indicaram baixo ordenamento da caulinita. Este desordenamento da estrutura se reflete no tamanho minúsculo dos cristaltos observados nas imagens obtidas por MEV e no índice de cristalinidade de Hinckley que não foi possível calcular para as amostras do Horto Municipal e de Novo Israel. Nas amostras do material natural, não foi possível calcular o índice de cristalinidade apenas para a amostra do topo do perfil, onde o teor de matéria orgânica é mais significativo. Esses fatos permitem associar o maior desordenamento da caulinita com o teor de matéria orgânica mais elevado nos horizontes que no material natural.

REFERÊNCIAS

- LEAL, P.C. (1996). Caracterização e interpretações genéticas de alguns solos da região de Manaus, AM. Dissertação de Mestrado. UFPA. 109p.
- FONTES, M. P. F.; CAMARGO, O. A.; SPOSITO. (2001). Eletroquímica das partículas caulinitas e sua relação com a mineralogia de solos altamente intemperizados. *Scientia Agricola*, 58: 627-646, jul/set.
- DEXON, J. B.; WEED, S. R. (1989)(ED). Minerals in soil environments. 2 ed. Madison. Soil Science Society of America Books. p. 379-438.
- KER, J. C.(1995) Mineralogia, seção e descrição de fosfatos, magnetização e elementos traços de Latossolos do Brasil. 181p. Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Viçosa, Minas Gerais.
- CHRISTENSEN, B. T. (1992). Physical fraction of soil and organic matter in primary particle size and density separates. *Advances in Soil Science*. New York, vol. 20, p 2-76.
- SINGH, B.; GILKES, R. J. (1992) Properties of soil kaolinites from South Western Australia. *Journal Soil Science*, v. 43, p. 645-667.

AVALIAÇÃO DA OCUPAÇÃO URBANA DESORDENADA NA CIDADE DE MANAUS E SUAS CONSEQUÊNCIAS AMBIENTAIS

Tatiana Azeite Peres, João da Silva Carvalho, Raphaela de Oliveira Pessoa, Fábio Márcio Araújo
Departamento de Geociências – Universidade Federal do Amazonas – Av. Gal. Rodrigo O. I. 300 –
Coroadu, 69077-000, Manaus, Amazonas

RESUMO A cidade de Manaus está sobreposta a sedimentos da Formação Alter do Chão, além de depósitos aluvionares holocênicos, ocorrentes ao longo dos rios e igarapés (Silva, 1999). Em grande parte destes igarapés, deve-se ressaltar a notável contaminação de origem antrópica, principalmente pela presença de coliformes fecais e totais acima das taxas permitíveis para recreação, além do consumo humano e doméstico, por consequência da ocupação desordenada nas margens dos mesmos.

De acordo com a interpretação dos dados pode-se confirmar que o acelerado processo de urbanização propicia os impactos ambientais promovendo aplainamento indiscriminado, obras de desmonte de pequenos platôs e soterramento de vales, sendo esquecidas suas relações com o fluxo de água superficial e subterrâneo.

INTRODUÇÃO A cidade de Manaus, capital do Estado do Amazonas, está localizada na margem esquerda do rio Negro, próximo a sua confluência com o rio Solimões. Atualmente esta ocupa uma superfície de aproximadamente 11.401 km² e tem uma população da ordem de 1,7 milhão de habitantes. Está assentada sobre sedimentos da Formação Alter do Chão, do Grupo Javari (Cunha *et al.*, 1994), de idade cretácea, além de depósitos aluvionares holocênicos, ocorrentes ao longo dos rios e igarapés (Silva, 1999).

A precariedade do sistema de esgotos e de canalização de águas pluviais, além da contribuição direta das moradias nas margens desses igarapés, somado ao lançamento de resíduos químicos e industriais, a exemplo do que ocorre no igarapé do Quarenta, provocam fortes impactos ambientais, verificados a partir da caracterização físico-química dessas águas (Elias & Silva, 2001).

Análises demográficas obtidas por relatórios nos últimos trinta anos indicam que a Zona Franca de Manaus foi responsável pelo grande fluxo migratório do interior do Estado e de diferentes regiões do país. Manaus cresceu mais de 500%, saltando de 300 mil habitantes, na década de 1970, para mais de 1 milhão e 500 mil na virada do século XXI. Esse processo de evolução do espaço territorial foi acompanhado das respectivas atividades de ocupação do solo, incluindo desmatamento, obras de terraplenagem, além de ocupação de áreas inapropriadas, como as margens de igarapés, encostas e áreas de mata do rio Negro (falésias). A discussão a respeito da qualidade de vida e ambiental tem sido uma preocupação constante nos últimos tempos e representa o tema principal deste trabalho.

Com isto verificou-se a situação atual, assim como os aspectos geomorfológicos e geológicos da região de Manaus, principalmente Igarapé do Quarenta e Igarapé do Mindú, tendo como escopo a análise dos processos de ocupação urbana na cidade e seus efeitos ambientais, denotando os principais efeitos danosos ao meio físico.

MÉTODOS UTILIZADOS 1. Levantamento de informações preliminares

Este trabalho iniciou-se com o levantamento de informações cartográficas e pesquisas bibliográficas, visando à obtenção de informações disponíveis acerca do estendimentu das características geológicas sobre a região de abrangência do mesmo (região de Manaus), tais pesquisas foram efetuadas em monografias, dissertações e teses, artigos publicados entre outros.

2. Levantamento de campo

Foram efetuados vários trabalhos de campo na área de estudo, em porções específicas nos igarapés do Quarenta e Mindú. Foram tiradas fotografias visando à ocupação direta dessas famílias, bem como a agressão ao solo e ao ambiente, principalmente no que diz respeito aos aterros feitos de forma aleatória que agredem a geomorfologia da área, muitas vezes sem estudos preliminares.

3. Processamento de dados e Interpretação dos resultados

Os dados obtidos em campo (fotografias) foram organizados e relacionados com todas as informações encontradas, com base nas quais selecionou-se fotos que ressaltavam características peculiares, para auxiliar na visualização da área como as informações internas do terreno e compará-las com os dados bibliográficos disponíveis no laboratório de Geofísica no Departamento de Geologia (DEGEO/UFAM).

RESULTADOS E DISCUSSÕES Os levantamentos com base em trabalhos de campo demonstraram que a interação dos aspectos físicos (terrenos instáveis) e a ocupação indevida do uso do solo induzem a uma relação direta de causa e efeito: as moradias que ocupam a faixa mais próximas da orla estão sujeitas ao risco de escorregamento devido à erosão das margens pelo rio, ou ainda, quando suscetíveis ao processo erosivo em virtude da ação antrópica desencadeada pelos próprios moradores quando propiciam o recuo da linha da orla e desestabiliza as edificações, atingindo inclusive moradias situadas em áreas anteriormente seguras. Em algumas dessas áreas é possível fazer uma hierarquização das situações de risco, baseada em parâmetros diversos, como por exemplo, a ocorrência de rupturas (rachaduras) no solo, nos muros e paredes dos domicílios, e sua variação de acordo com a distância em relação à crista do talude, isto é, à linha de ruptura.

Com apoio da literatura e baseado nos resultados dos trabalhos de campo foi verificado que o processo de ocupação intensa e/ou desordenada de áreas marginais de drenagem, quando decorrentes de invasões e por atividades portuárias irregulares, somados a outros fatores antrópicos são os principais vetores responsáveis pelo aumento da suscetibilidade à erosão desses terrenos e a destruição do sistema de drenagem, tão importante no processo de escoamento superficial de águas meteoricas. Entre esses fatores destacam-se os cortes abruptos de talude para construção de edificações ou vias de acesso, a retirada da vegetação marginal, o lançamento de águas servidas (esgoto) nas encostas e nos igarapés e a diminuição da largura dos canais de drenagem. Este fator contribui para o agravamento das enxurradas em períodos de chuvas intensas.

O processo de ocupação das margens dos rios, as obras de canalizações dos igarapés normalmente vêm acompanhadas de obras de aterro resultando na fragilidade dos taludes e a conseqüente destruição por erosão, desmoronamento e assoreamento do leito do curso d'água.

Um fato alarmante observado é o avançado estágio de degradação ambiental dos igarapés, relacionado diretamente à falta de saneamento. Em 50 anos os igarapés centrais foram destruídos, em razão do lançamento de esgotos domésticos e industriais não tratados: suas águas estão impróprias para quaisquer usos, em virtude dos índices anormais de coliformes fecais/totais e metais.

Órgãos como a CPRM e Defesa Civil Municipal, detectaram as principais áreas críticas em Manaus estão situadas em vários pontos da cidade, correspondendo a problemas de diversas naturezas, tais como: Águas poluídas - em quase todos os igarapés que cortam a área urbana, como os de São Raimundo, Mindú, Bimá, Bolívia, Tamuanzinho, Quarenta, Educandos, Mestre Chico e Franco. Por riscos de Desabamentos em inúmeros bairros, como no Centro, Aparecida, Educandos, Parque 10, Santa Etelvina, Novo Israel, Colônia Terra Nova, N.S. Fátima, Casarinas, Mutirão, Amazonino Mendes, Manazinho, São Jorge, São Raimundo e também CEASA e orla do rio Negro.

Inundações por Cheias Fluviais tendem a ocorrer nas partes mais baixas da área urbana, principalmente nos trechos localizados às margens dos cursos d'água, atingindo os bairros de Educandos, Glória, São Raimundo, Bariri, São Jorge, Matinha, Aparecida, Compesa, Manazinho, Cachoeirinha, Igarapé do Quarenta, Igarapé Mestre Chico, Igarapé Bittencourt e Igarapé Veneza. Com isto é de suma importância, sempre que possível procurar realizar trabalhos neste sentido, gerando informações que possam contribuir para o desenvolvimento da região de Manaus, de forma mais coerente, permitindo que o poder público possa tomar as devidas providências para a solução definitiva dos problemas urbanos.

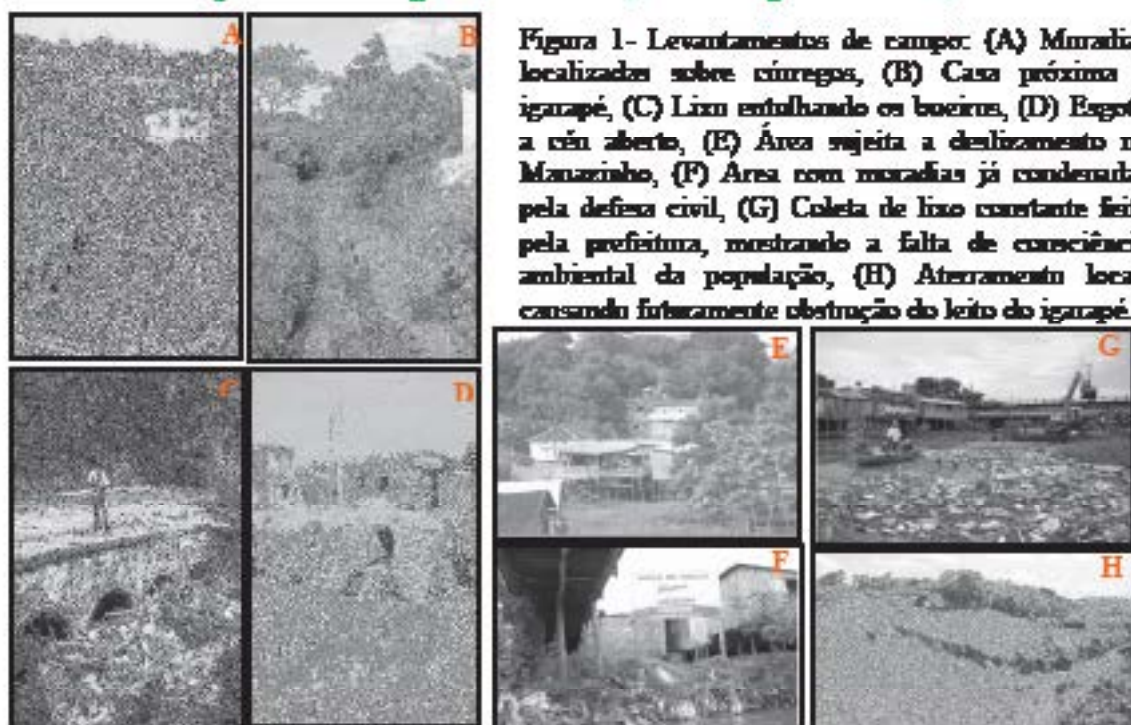


Figura 1- Levantamentos de campo: (A) Moradias localizadas sobre igarapés, (B) Casa próxima a igarapé, (C) Lixo entulhando os boeiros, (D) Esgoto a céu aberto, (E) Área sujeita a deslizamento no Manazinho, (F) Área com moradias já condenadas pela defesa civil, (G) Coleta de lixo constante feita pela prefeitura, mostrando a falta de consciência ambiental da população, (H) Aterramento local, causando forçosamente obstrução do leito do igarapé.

CONCLUSÕES Os danos causados pela ocupação urbana desordenada e inadequada dos igarapés e áreas de risco permitem avaliar a falta de educação ambiental, assim como o tratamento inadequado de resíduos domiciliares, onde essas deficiências são as principais causas de doenças como diarreias, entre outras. Assim como os rejeitos industriais que contêm águas com metais pesados podem causar distúrbios neurológicos e gástricos.

Quanto ao combate às inundações as canalizações das águas pluviais precisam ser melhoradas para minimizar os efeitos adversos das enchentes, assim como um programa permanente de desobstrução de boeiros, galerias, dragagem e limpeza permanente do lixo nos igarapés durante o verão e inverno desde a nascente até a foz do curso d'água. É importante que as obras de recuperação dos igarapés, não se limitem a uma reconstrução do canal do curso d'água, como as atividades de dragagem que comumente são feitas, mas também de recuperação das margens inclusive com arborização e tratamento de esgotos, programas educativos e de conscientização da população para não jogar lixo nos igarapés, uma maior rigidez no processo de fiscalização nessas áreas.

REFERÊNCIAS

- CUNHA, P. R. C.; COZAGA, F. G.; COUTINHO, L. F. C.; FERD, F. J. Bacia do Amazonas. In: Bol. de Geoc., PETROBRÁS, Rio de Janeiro (RJ), 1994. 8(1): 47-55.
- ELIAS, A.S.S.; SILVA, M.S.R. Hidroquímica das águas e quantificação de metais pesados nos sedimentos das bacias hidrográficas de áreas urbanas de Manaus, que deságuas no rio Negro. In: X Jornada de Iniciação Científica do PIBIC/INPA, 2001, Manaus. Anais Manaus: INPA, 2001. p. 402-05.
- SILVA, M. L. Hidroquímica elementar e dos isótopos de urânio no aquífero de Manaus – Am. Rio Claro, Universidade Estadual Paulista. 82 p. Dissertação (Mestrado em Conservação e Manejo de Recursos) - Centro de Estudos Ambientais/ Universidade Estadual Paulista. 1999.

DIAGNÓSTICO SOCIOAMBIENTAL DE ÁREAS DE RISCO GEOLOGICO EM BOA VISTA, RORAIMA¹

SOUZA, V.² TAVARES JUNIOR, S. S.²; SOARES, V. M.³; NASCIMENTO, F. A.³

1- Este projeto conta com o apoio do Programa Petrobras Ambiental com o patrocínio da Petrobras; 2 Departamento de Geologia-IGEO-UFRR-; 3 Bolsistas de graduação-IGEO-UFRR-

vladisouza@yahoo.com.br

RESUMO

Boa Vista como as demais capitais do país, passa por um crescimento urbano desordenado. Uma das consequências deste fenômeno é a crescente ocupação de áreas de risco ambiental e geológico. Em Boa Vista estas são representadas, principalmente por áreas de inundação, que causam prejuízos econômicos para o município. A realização do diagnóstico socioambiental junto à população ribeirinha dos igarapés da área urbana de Boa Vista constatou que fatores econômicos e políticos são as principais causas para a ocupação das áreas de risco geológico. Observou-se que estes eventos estão relacionados à carência de políticas públicas para a população. Cabe salientar que o presente diagnóstico deverá compor uma base de dados para auxiliar em futuros projetos ambientais e urbanos para o município de Boa Vista.

INTRODUÇÃO

A ocupação de áreas de risco ambiental e geológico é um dos grandes problemas urbanos das capitais brasileiras atualmente. Entre os mais variados fatores esta a ausência de políticas públicas como habitação e saneamento básico, além da omissão das autoridades no que tange a fiscalização das referidas áreas. Outro fato há salientar é a carência de um mapeamento básico das áreas de risco geológico e ambiental, bem como um diagnóstico socioambiental que mostre as relações entre o homem e estas áreas dentro do perímetro urbano.

Na ausência de informações acerca das áreas de risco ambiental e dada a crescente ocupação sem nenhum controle de locais próximos a igarapés e rios, evidencia-se a importância do presente estudo. Boa Vista apresenta em sua área urbana sete grandes igarapés, além de ser cortada por dois rios. Conforme recente levantamento estas áreas tem sido intensamente ocupadas nos últimos vinte anos. Como grande parte das cidades brasileiras com áreas propensas a inundação, o problema só é sentido com a chegada do período de chuvas. Neste período centenas de famílias são obrigadas a se retirarem de suas casas devido a problemas de inundação. Estes fatos tem se intensificado a cada ano, com milhares de desabrigados e milhões de reais em prejuízos. O projeto Hydros participante do programa Petrobras ambiental realizou um grande diagnóstico socioambiental na população ribeirinha da área urbana de Boa Vista. As informações coletadas fazem parte de um banco de dados que devesse auxiliar no reconhecimento da realidade da população que reside em áreas de risco geológico e avaliar medidas que possam minimizar este problema.

MATERIAL E MÉTODOS

A pesquisa teve como princípio básico a obtenção de dados primários em campo. Deste modo foram aplicados entorno de quatro mil questionários com questões abertas e fechadas junto a população ribeirinha. O público alvo da pesquisa foi a população residente próximo as áreas de inundação de igarapés e rios urbanos, sendo grande parte de risco geológico.

Como metodologia se adotou a aplicação de questionários georeferenciados. Após a aplicação dos questionários em campo, estes foram digitalizados. A pesquisa utilizou um software criado especificamente para o projeto, que auxiliasse na alimentação das informações coletadas através dos questionários. Assim, foi possível criar um banco de dados para o alojamento de informações socioambientais das áreas de risco geológico. Para a geração dos mapas temáticos foram utilizados imagens Landsat 5 e os softwares SPRING versão 5.04 e Arc Gis 9.3, os mapas foram impressos em plotter AD HP T44L. Os dados bem como os mapas estão armazenados no laboratório de geotecnologias do projeto Hydros.

RESULTADOS

Com a aplicação dos questionários junto à população ribeirinha dos igarapés de Boa Vista, foi possível a obtenção de várias informações. Um dos resultados mais importantes mostra que a ocupação de áreas de risco geológico no município é relativamente recente, entorno de 20 anos. Um dos fatores apontados na pesquisa indica que esta população ocupou as áreas de risco geológico, devido aos terrenos serem de menor custo ou doados por terceiros. A falta de informação é outro fator importante na ocupação destas áreas, segundo dados da pesquisa algo entorno de 90% dos moradores entrevistados, desconhece que estas áreas são de risco geológico. As análises dos mapas temáticos elaborados nesta pesquisa mostram que o eixo de ocupação urbana das áreas de risco geológico apontam para áreas de expansão urbana da cidade. Outros problemas decorrentes da ocupação desordenada destas áreas são os resíduos sólidos e o crescente número de doenças de veiculação hídrica. A carência de saneamento básico é outro fator relevante, que vem a agravar o problema ambiental desta população residente nas áreas de risco geológico. A pesquisa revelou que o problema tende a crescer, pois a ocupação das áreas de risco geológico está em expansão. A retirada da mata ciliar e o posterior assoreamento destes canais vem a agravar mais a situação, pois eleva a possibilidade de cheias nos locais de ocupação.

DISCUSSÕES

A ocupação de áreas de risco geológico como encostas e áreas alagáveis é comum nas cidades brasileiras. Boa Vista não possui áreas íngremes como encostas de morros em sua área urbana, no entanto o município possui uma topografia plana com diversos recursos hídricos superficiais. Deste modo as áreas estão propensas a intensos alagamentos no período de chuvas. A pesquisa mostra que a população desconhece o problema principalmente por falta de informação sendo que o impacto só é sentido na época de chuvas. Outro problema detectado não reside apenas no fato da ocupação da área mais sim o que levou estes moradores a ocupar a mesma. Um dos principais questionamentos levantados é o fator econômico, devido ao fato destes terrenos serem de preços relativamente mais baixos, ou simplesmente ocupados por processos de invasão. O diagnóstico mostrou que o problema tem se agravado nos últimos 10 anos. Neste período novas áreas têm sido ocupadas, tendo como incentivo a falta de fiscalização por parte dos órgãos competentes, além da falta de informação da população. Alia-se a estes fatores a crescente especulação imobiliária, em nosso município.

CONCLUSÕES

A área urbana de Boa Vista é cortada por sete grandes igarapés. O município possui uma topografia plana, que o torna suscetível a inundações com a chegada do período de chuvoso. Nas últimas décadas estas áreas próximas a igarapés tem sido paulatinamente ocupadas, devido ao crescimento urbano da cidade de Boa Vista. O diagnóstico socioambiental realizado pelo projeto Hyekus, junto à população residente destas áreas, tem mostrado dados interessantes. A importância deste estudo reside no fato de ter sido possível montar-se um banco de dados através das informações obtidas. A utilização da metodologia de georreferenciamento de questionários possibilitou a espacialização e análise acerca da realidade das áreas de risco geológico de Boa Vista. Assim observa-se a importância do presente estudo no entendimento deste grande problema ambiental presente na grande maioria das cidades brasileiras.

BIBLIOGRAFIA

- BARBOSA, E. S. O. 2000. Degradação ambiental e modificação da paisagem no Baixo Rio Casimiro, na parte urbana de Boa Vista- RR. Monografia de conclusão de curso. Departamento de Geociências-UFRR. 35p
- BECKE, R. G. 2001. Guia prático de educação ambiental e cidadania, Curitiba
- CORSON, W. H. 2002. Manual Global de Ecologia: O que você pode fazer a respeito da cidade e meio ambiente; CORSON, W. H. (ed). São Paulo, 413 p
- COSTA, J. A. V. 1999. Tectônica da Região Nordeste do Estado de Roraima. Centro de Geociências, UFPA. Tese de Doutorado, 431p.
- DIAS, F. G. 1994. Educação ambiental: Princípios e Práticas, 3ª ed. São Paulo: Guia

XI Simpósio de Geologia da Amazônia, 2 a 5 de agosto de 2009, Manaus - AM

- GUERRA, A. T. 1957. Estudo Geográfico do Território do Rio Branco, Rio de Janeiro: IBGE, Conselho Nacional de Geografia.
- KERGHENSEN, S. B. 1992. Integration of Ecosystem theories; A pattern. In: *Ecology & Environment*, Kluwer Academic (ed), London 381p.
- ODUM, E. P. 1983. *Ecologia*. Guanabara (ed), Rio de Janeiro, 434p.
- OLIVEIRA, R. M. 1998. Educação ambiental; uma possível abordagem. Coleção Meio ambiente, Série estudos. 153p
- RADAMBRASIL (1975). Projeto Radambrasil, Levantamento de Recursos naturais, Vol.8 Folha NB 20, Bra Vista, Ministério das Minas e Energia do Brasil.
- SILVA, J.R. 1997. O meio ambiente urbano: algumas proposições metodológicas sobre a problemática ambiental. In: SILVA, J.R. da; et alii (orgs). *A cidade e o urbano*. Fortaleza: EDUF, 1997. p. 139-152.
- TAUKE, S. M. 1991. Análise ambiental; Uma visão multidisciplinar. UNESP. São Paulo. 206p

ANÁLISE DE CORRENTES DE MACROMARÉS NO ESTUÁRIO DO RIO MARACANÃ (NE DO PARÁ)

Barbosa, L.P.P.¹; El-Robini, M.²

¹ Mestre em Geologia e Geoquímica - UFPA, lupb@ufpa.br; ² Pesquisador - UFPA, robini@ufpa.br

RESUMO

O presente trabalho tem como objetivo realizar uma avaliação das correntes de marés no estuário do Rio Maracaná (NE do Pará). Sendo influenciado por um clima tropical úmido, com dois períodos sazonais (chuvoso e seco); por um regime de macromarés (> 4m), semi-diurnos. Foi realizada uma campanha de 8 dias contínuos (período chuvoso - 04 à 11/02/07), utilizando um correnteógrafo Falmouth Scientific 2D-ACM e e mareógrafos Cphimedes da marca OTT-HydroMetric ao longo deste rio. Os resultados mostram uma variação de velocidades de correntes relacionada ao nível de altura das marés, onde as maiores velocidades encontradas foram no instante de meia maré vazante (2,58 m/s) e meia maré enchente (1,93 m/s) e os menores valores relacionados ao instante de estufa de maré de enchente (0,13 m/s) e de vazante (0,17 m/s).

INTRODUÇÃO

O litoral parense apresenta uma configuração bastante recortada, por este motivo é recortado por um grande número de sistemas estuarinos. Segundo Souza Filho & El-Robini (2000), a zona costeira do estado do Pará é caracterizada por ressacas formadas por baías e estuários, e pelas proeminências, com zonas marinhas, porém, sujeitas à influência estuarina. Na região Nordeste do Pará, o estuário do rio Maracaná (Fig. 1) é um sistema fortemente influenciado por macro-marés, onde o clima é do tipo Am (Tropical Úmido), que é caracterizado por ser quente e úmido (Clima Equatorial Amazônico). Apresenta um período seco (de junho a novembro) e outro chuvoso (dezembro a maio), sendo esse período chuvoso caracterizado por uma estação chuvosa bem acentuada, onde a precipitação pluviométrica gira em torno de 2500 mm a 3000 mm por ano (MARTORANO et al., 1993).

A bacia do rio Maracaná (Figura 1) está inserida na região costa Atlântica-Nordeste e tem como principal rio, o Maracaná, com uma extensão de 101 Km a partir do igapé do Tubo até a ilha do Camuru. Com relação ao perfil, é tipicamente mesomorfo, de baixa declividade que permite escoamento superficial, que possibilita um padrão de drenagem com grande quantidade de cursos d'água em várias direções. Possuindo uma ordem de vazão de aproximadamente 10^8 a 10^9 m³ s⁻¹. (COSTA, 2004).

No Estuário do rio Maracaná, o regime de correntes de marés é ainda pouco estudado, o que estimulou esta pesquisa sobre o comportamento preliminar das correntes de marés na região, através de uma análise de medidas realizadas em uma série temporal de dados de correntes de marés.

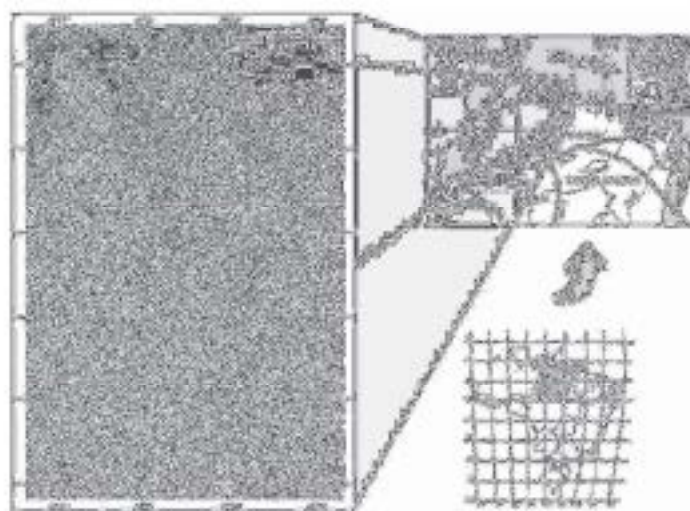


Figura 1: Mapa de localização do estuário do rio Maracaná

MATERIAIS E MÉTODOS

Durante o trabalho de campo, realizado no período chuvoso de 04/02/07 à 11/02/07, foram obtidas medidas de intensidade e direção das correntes em um ponto estratégico (Latitude $00^{\circ} 45,187' S$ e Longitude $47^{\circ} 26,712' W$), ao longo da boca de Maracaná, durante um período de amostragem contínua de 8 dias (preamar e baixamar), abrangendo a sizígia. Para obter as medidas das correntes foi utilizado um Correntógrafo Falmouth Scientific 2D-ACM (Figura 2). O equipamento fez a leitura a cada 20 minutos e foi fundeado a 1 m de profundidade em um bauto de pequeno porte.

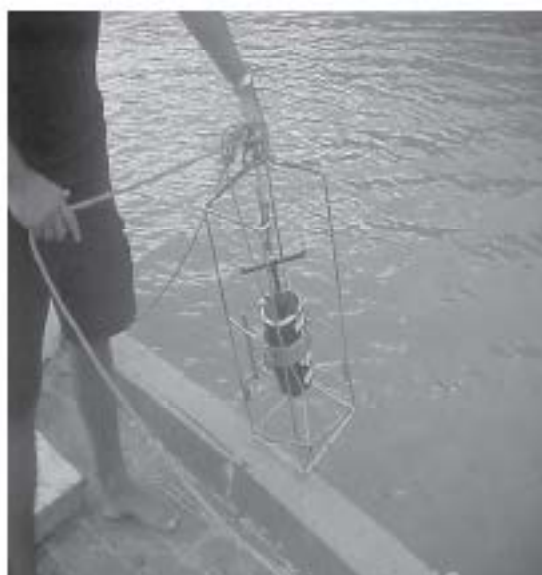


Figura 2: O Correntógrafo Falmouth 2D.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os dados de correntes medidos são dados brutos onde é observada a velocidade longitudinal ao canal principal (V_N) e a velocidade transversal ao canal (V_E). No processamento destes dados, realiza-se a decomposição das velocidades e a correção através da declinação magnética da Terra, isto com o intuito de se observar a direção preferencial do canal NW-SE (Figura 3). Pode-se constatar também, que os menores valores de velocidade absoluta das correntes estão relacionados ao instante de virada da maré (estufa de preamar e baixamar) e que os maiores valores são encontrados na meia maré enchente e vazante (Figura 4).

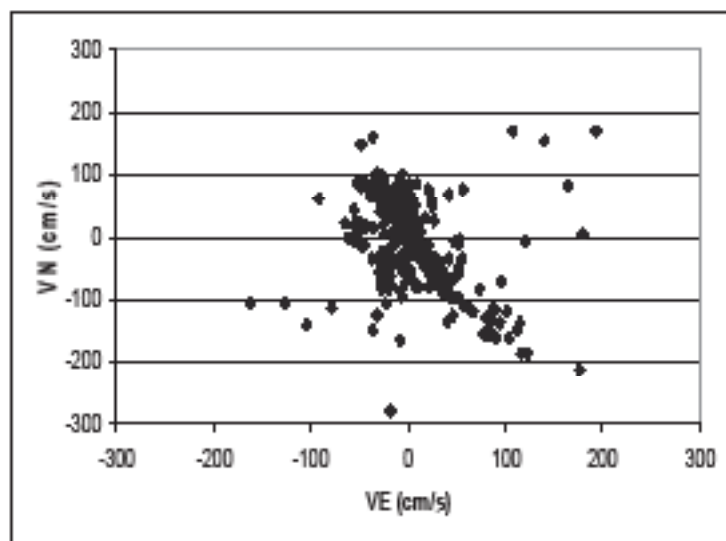


Figura 31: Direção do canal principal NB-SW do Estuário do rio Maracaná.

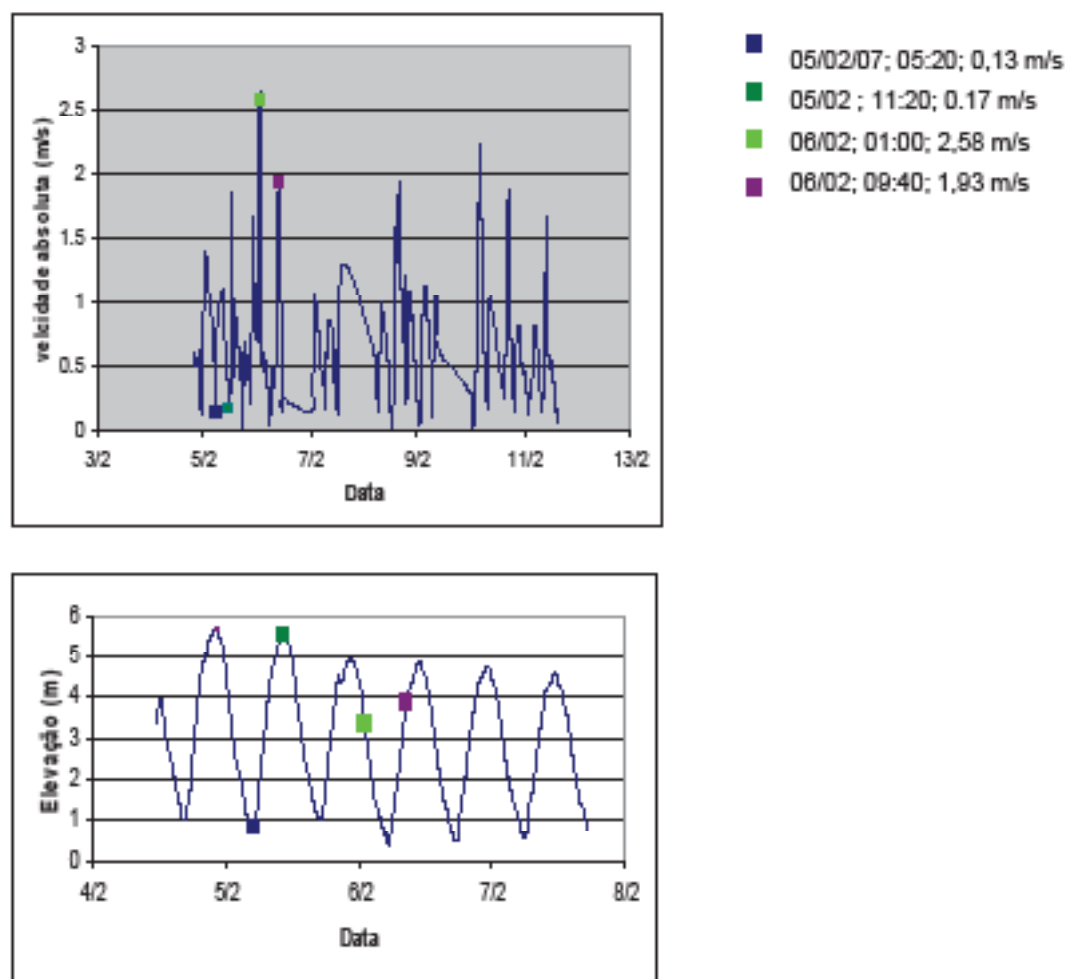


Figura 4: A velocidade da corrente absoluta em relação à elevação do Marégrafo "in situ".

CONCLUSÕES

A análise preliminar das correntes de maré no estuário do Rio Maracá mostrou grande relevância, no sentido, de caracterizar o estuário do Rio Maracá como um regime de macromarés (> 4 m), semi-diurnos. Com relação às correntes de maré, mostrou uma direção preferencial de NE-SW e com valores de velocidades de correntes mais altas relacionados ao instante de meia maré vazante (2,58 m/s) e enchente (1,93 m/s), e com os menores valores de velocidade absoluta de correntes, relacionados ao instante de virada da maré (estufa de pressão - 0,17 m/s e baixamar - 0,13 m/s). Isto mostra um regime de velocidades e direção de correntes altamente influenciado pela variação de maré na área de estudo.

AGRADECIMENTOS

Os autores deste trabalho agradecem aos pesquisadores do Grupo de Estudos Marinhos e Costeiros (GEMC) pelo apoio nos trabalhos de campo e laboratório.

REFERÊNCIAS

- COSTA, F.F. 2004. "Avaliação Geoquímica Ambiental de Área Selecionada da Bacia Hidrográfica do rio Maracá (Nordeste do Pará)". Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Tese (Mestrado em Geoquímica)-Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, 143 p.
- MARTORANO, L.G; PEREIRA, L.C.; CÉSAR, R.G.M & PEREIRA, L.C.B. 1993. Estudos Climatológicos do Pará: Classificação Climática (KÖPPEN) e Deficiência Hídrica (THORNTHWAITE, MATHER). Belém, SUDAM/EMBRAPA/SNLCS. 53p.
- SOUZA FILHO, P.W.M. & EL-RGBRINI, M., 2000. Geomorphology of the Bragança Coastal Zone, Northwestern Pará State. *Revista Brasileira de Geociências*, 30 (3): 522-526.

IMPLICAÇÕES SÓCIO-ECONÔMICAS E AMBIENTAIS RESULTANTES DA EXTRAÇÃO DE CASSITERITA, OURO E DIAMANTE EM RONDÔNIA

Deslindo Carvalho Neto
Departamento Nacional De Produção Mineral
Email: deslindo.neto@dnpm.gov.br

RESUMO

O presente trabalho aborda de forma objetiva os aspectos nos campos de abrangência, política, econômica e social dos principais bens minerais do estado de Rondônia. Nessa linha de raciocínio o foco central está voltado para os seguintes questionamentos: até que ponto os bens minerais em estudo empustaram suas parcelas no processo de desenvolvimento do Território Federal e atual estado de Rondônia, bem como suas implicações de ordem técnica e política? Quais as implicações de ordem ambiental no processo de extração desses bens minerais? As políticas adotadas pelos governos na esfera federal e estadual no decorrer dos últimos quarenta anos atenderam realmente a contento às necessidades do setor? A metodologia empregada foi uma revisão de literatura através de pesquisa bibliográfica. Os resultados apontaram que muito além do lucro imediato obtido com a sua extração, as substâncias minerais contribuíram para a formação de núcleos populacionais tanto expressivos quanto insignificantes no contexto sócio-econômico de Rondônia.

Cassiterita - Com o fim da II Guerra Mundial findaram os estímulos à produção da borracha na Amazônia, devido tanto dificuldades de colocação do produto no mercado externo bem como surgimento da mesma indústria na Malásia, além da descoberta da borracha sintética. Instantaneamente nesse momento ocorre a descoberta de cassiterita em Rondônia. No ano de 1952, o Sr. Joaquim P. Rocha, proprietário de seringais na região do rio Machadoinho, percebeu a presença de um mineral de coloração escura que mais tarde viria a ser identificado como cassiterita. Por cerca de 10 anos não se deu importância a este mineral. Posteriormente outros seringalistas também descobriam cassiterita em suas terras e começaram a extrair algumas toneladas passando a negociá-las na região Sul. Logo a notícia se espalhou, atraindo para estes confins, trabalhadores das mais diversas ocupações, oriundos principalmente das regiões Nordeste e Centro-Oeste. Inicia-se assim o ciclo da garimpagem em Rondônia de maneira completamente desordenada, motivando pressões pelos órgãos responsáveis pela política mineral do país e grandes grupos econômicos, principalmente pelos seguintes fatores: A garimpagem não se processava de acordo com os métodos e critérios estabelecidos para tal; Grande parte da população envolvida com este tipo de trabalho não possuía documentação para a prática do garimpo, exercendo suas atividades por conta de terceiros, mediante percentagem na produção efetiva; Algumas empresas de mineração tão logo obtinham os Alvarás de Pesquisa, subdividiam as áreas em garimpos, iniciando-se dessa forma clandestina; Exploração do garimpeiro por aventureiros, geralmente intermediários das próprias minerações. Em troca de alimentação, aluguel de motobombas, batéias, peneiras, assistência médica, etc., o garimpeiro era obrigado a vender a sua produção ao detentor do Alvará de Pesquisa, ficando em muitos casos, sem nada a receber; Promiscuidade em termos de saúde e higiene, sem contar os tumultos dos quais resultavam em prisões e até mesmo assassinatos; Dilapidação das reservas de cassiterita. Assim, dada a importância estratégica e econômica desses depósitos, o MME através de Portaria, criou a Delegacia Especial de Rondônia, como forma do governo federal mostra-se efetivamente presente na região, exercendo dessa forma maior controle das inúmeras Autorizações Pesquisa Mineral até então existentes.

Outras medidas também foram adotadas pelo governo federal, visando minimizar a questão garimpeira, com destaque para: 1) Decreto Lei nº 1.101 de 30/03/70 - Facultava aos titulares de autorização de pesquisa de cassiterita, em área inferior a 1.000 ha., ceder os respectivos direitos às empresas de mineração dispostas a realizar pesquisas na forma da lei; 2) Decreto Lei nº 1.102 de 30/03/70 - Limitava o comércio de cassiterita em áreas objeto de autorização de pesquisa ao titular e ao Banco do Brasil;



Crise Mundial do Estanho - Ao analisar-se a crise mundial do estanho deve-se considerar também como elementos que contribuíram para o agravamento da mesma, a descoberta da Mina do Pitinga no Estado do Amazonas, vez que a produção brasileira entre anos de 1983 a 1984, apresentou crescimento médio anual em torno de 52%, aliada a descoberta do garimpo de Bom Futuro em Rondônia. O preço médio do estanho no mercado internacional que anteriormente situava-se na faixa de US\$ 12/kg, desceu a potanaras na ordem de US\$ 4/kg, resultando no fechamento de minas de cassiterita no mundo inteiro. Rondônia não fugiu a regra, vez que o teor médio para extração mineral que girava em torno de 300g de Sn/m³, precisou elevar-se para cerca de 500g de Sn/m³.

Ouro - Segundo LOBATO (1966), a primeira citação de ocorrência de ouro no rio Madeira data de 1826 na obra de Louis D'Alincourt, "Memórias acerca da Fronteira da Província de Mato Grosso", em depósitos aluvionares próximos a cachoeira do Ribeirão, porém apenas no início de 1978 é que ocorreu o início da extração regularmente, primeiramente através do emprego de métodos puramente manuais. A situação econômica mundial resultante da crise do petróleo na década de 70, provocada pelos elevados preços ditados pelos países Árabes, refletiu no comportamento das moedas mais fortes sobre as quais se efetuam as operações comerciais internacionais. Aliado a tal fato, a situação político-econômica brasileira fez com que nos meados da década de 80 houvesse grandes investimentos em ouro; como consequência, este bem mineral teve seu valor unitário elevado a níveis que ultrapassaram a 20%. O garimpo de ouro no rio Madeira atraiu para Rondônia, grupos privados nacionais e estrangeiros, cujos interesses estavam voltados para sua pesquisa. Os trabalhos executados pela Treves da Amazônia S/A e Gendata Robertofftechnik, da Essen da Alemanha, em 30 áreas de 500 hectares no município de Guajará-Mirim, resultaram infrutíferos. Da mesma forma, os investimentos da Construtora Andrade Gutierrez S/A - CONSAG ao longo do rio Madeira também não apresentaram resultados satisfatórios. De outro modo, a C.R. Almeida Mineração, bloqueou uma jazida de ouro na região do igarapé Araras, obtendo com isso a respectiva Concessão de Lavra. No entanto não pode explorar a jazida devido a invasão por parte de garimpeiros.

Em 1979 surgiram na região de Santo Antônio as primeiras balsas e a partir de 1981 foram instaladas as dragas. Tais equipamentos, inicialmente semi-mecanizados, sofreram rápida evolução. Por se tratar de extração em leito de rio, as atividades ofereciam sérios riscos tanto para aqueles que trabalhavam como mergulhadores quanto para a própria navegabilidade. Assim, com a finalidade de regularizar e disciplinar a garimpagem na região, o governo federal através do MME, após a realização de estudos na região, criou duas reservas garimpeiras do rio Madeira, instituídas pelas Portarias Ministeriais 1.345/79 e 1.034/80, as quais ocupam uma área de 18.935 ha entre as cachoeiras do Paredão e Teotônio, numa extensão de 180 Km, onde pode-se destacar os seguintes núcleos garimpeiros: Periquitos, Abunã, Tamborete, Paredão, Prainha, Vaz-Quem-Quer, Sovaco da Velha, Dois Irmãos, Palmeiral, Embaúba, Jirau, Caldeirão, Murimbo, Teotônio e Belmont.

Os depósitos auríferos do Rio Madeira ocorrem tanto nas aluviões recentes quanto nas antigas. As aluviões antigas são representadas por terrapós aluviais, classificadas de palervais. Esses depósitos podem alcançar até 30 metros de profundidade, e predominam material silítico-argiloso, esta seqüência, geralmente estéril, intercala dois níveis mineralizados em ouro. O primeiro bastante transportado, compõe-se de uma matriz fina, bem retrabalhada com seixos de quartzo bem

arredondados. Ocorre a profundidade de 4 a 10 m o que facilita à sua extração. Pode apresentar teor de 4 a 6 g/m² de ouro.

Diamante - A região do rio Roosevelt tem se mostrado alvo da ambição por parte do homem branco desde o início dos anos 60, primeiramente com o advento da expansão agrícola ocorrida na região centro-oeste, quando fazendeiros do estado de Mato Grosso, foram os responsáveis, pelo que na época ficou conhecido como "massacre do paralelo 11" contra os índios caitangos.

O "Garimpo do Rio Roosevelt" localiza-se na porção extremo leste do estado de Rondônia. Os primeiros registros de atividade de extração de diamante na região ocorreram na década de 30, ao longo dos rios Pimenta Bueno, Comemoração e seus tributários. Os trabalhos expeditos de pesquisa mineral tiveram início somente a partir da década de 70, primeiramente com o Grupo *De Bours* através da empresa SOPEMI. Posteriormente vieram as empresas Rio Tinto - RTZ, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, Companhia Vale do Rio Doce - CRVD. Muito embora ao longo de 20 anos tenham sido mapeados inúmeros corpos kimberlíticos, nenhum deles revelou economicidade para lavra. Com o início das atividades garimpeiras a partir do terceiro trimestre de 2000, algumas empresas retomaram as pesquisas na região, utilizando metodologias de pesquisas mais avançadas, tais como aerogeofísica, onde se destaca o Grupo da Mineração Paraguagu. Quanto ao garimpo, a princípio a extração de diamantes se deu ao longo do igarapé Lage, estendendo-se em seguida pelas circunvizinhanças. O governo federal através da Polícia Federal, Departamento Nacional de Produção Mineral e outros órgãos, promoveu a primeira operação de retirada de garimpeiros de Roosevelt em fevereiro de 2001. Por diversas vezes os garimpeiros foram retirados da Reserva Indígena Roosevelt pela Polícia Federal, no entanto retornavam, sempre contando com o apoio de lideranças indígenas. Em 6 abril de 2004, 29 deles foram brutalmente mortos por índios. Atualmente existem cinco Bases da Polícia Federal, incumbidas de fiscalizar a estrada de gênero alimentícios e combustível na área da reserva indígena. No último levantamento efetuado pela Polícia Federal em março de 2009, houve o registro de 15 frentes de extração que possuem em média 10 pessoas, totalizando uma área de 140 hectares.

Implicações Sócio-Econômicas e Ambientais - Muito embora existam duas Reservas garimpeiras ao longo do rio Madeira, que perfazem mais de 180 km entre as cachoeiras do Paredão e Jirau, as atividades extrativas de ouro também se processam em trechos navegáveis do rio, a partir da cachoeira de Santo Antônio, chegando ao estado do Amazonas. Devido aos inúmeros riscos que a garimpagem oferece à navegação, principalmente ao transporte de combustíveis, gás e cargas efetuados por balsas, nas proximidades de Porto Velho, é bastante comum a cada ano no período de maior vazante do rio, entre os meses de junho a setembro, ocorrer operações para retirada de balsas e dragas do canal navegável, por parte da Marinha, Polícia Federal, Instituto do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis - IBAMA, DNPM e Secretaria do Desenvolvimento Ambiental - SEDAM. Visando oferecer proteção do meio ambiente, o Governo do Estado de Rondônia, criou no ano de 1991, através do Decreto nº 5.114, uma Área de Proteção Ambiental, no trecho do rio Madeira compreendido entre a cachoeira de Santo Antônio até o igarapé Belmonte, perfazendo cerca de 18 km. Sob o aspecto de extração de ouro no rio Madeira seguindo-se preceitos estabelecidos na legislação mineral, somente a C. R. Almeida Mineração Ltda., através do DNPM, processo de numeração B80.280/80, efetuou trabalhos de pesquisa, e no local conhecido como Periquitos e cabou uma reserva de 21 toneladas de ouro. Contudo nunca esboçou plenamente a Concessão do governo federal, pois só efetuou os trabalhos de lavra por um período não superior a um ano, tendo em vista que logo após montagem de toda estrutura de suporte ao funcionamento da mina, que envolveu a instalação da planta de operação, alojamentos, escritórios, refeitório, oficina, etc., a área foi invadida por garimpeiros e todas as instalações acima mencionadas foram completamente destruídas. Como resultado, atualmente, no local onde anteriormente havia o acampamento para suporte das operações de lavra, existe uma pequena vila denominada Araras. Naquela comunidade a economia principal gira em torno da agricultura de subsistência e pequenos estabelecimentos comerciais. Nos arredores da referida vila existem inúmeras cavas resultantes da extração de ouro efetuada por garimpeiros, as quais certamente são fontes propícias para criadouro de mosquitos transmissores de doenças tais como dengue e malária.

No que tange ao aspecto do mercúrio lançado ao meio ambiente, segundo SILVEIRA¹ (1998), os sedimentos de fundo do rio Madeira, no trecho situado entre as Cachoeiras de Teotônio e Santo Antônio, apresentam concentração de mercúrio, cujo valor corresponde a 0,0567 µg/g. Tal quantidade se situa próximo a média regional; ao que se pode concluir que não existe contaminação por mercúrio metálico (Hg⁰). Também não se tem conhecimento de populações ribeirinhas que estejam contaminadas devido ao hábito alimentar de consumir peixe.

CONCLUSÃO – Constatou-se ao longo do trabalho que a extração dos bens minerais em apreço contribuiu de forma diferenciada nos enfoques político, econômico e social. A exploração de cassiterita iniciou-se no momento extremamente importante no processo de expansão ocupacional da fronteira norte brasileira; contudo os garimpeiros que primeiro se lançaram nessa aventura não detinham técnica e conhecimento para a extração nos moldes de economicidade apreendidos pelas geociências, causando dessa forma o mal-barateamento do bem extraído. Muito embora o governo federal tenha criado, instrumento legal que proibia a prática da garimpagem, não havia forma de punição para os casos de desobediência. Com isso facilitou o comércio clandestino. As empresas não sentiam segurança para investir em pesquisa, pois não tinham certeza do retorno do capital investido, em vista do desrespeito as leis de acesso ao subsolo por parte daqueles que por desconhecimento ou certeza da impunidade estimulavam a ilegalidade. Tal fato não aconteceu somente com a cassiterita mais também com o ouro e o diamante. É indubitável a parcela de contribuição desses bens minerais para economia de Rondônia, não sendo maior em vista de que inicialmente não havia energia disponível que propiciasse, por exemplo, a industrialização da cassiterita no próprio estado. O que se constata por fim é que após o regime militar houve total tolerância às atividades de garimpagem por parte da classe política, nas diversas esferas governamentais, sem que ocorresse em contrapartida suporte tecnológico ao trabalho desenvolvido por essa classe. Assim, entendemos que o garimpeiro era e é usado, pelo fato da sociedade não dispor de outras alternativas de sustento para o mesmo. Sob o aspecto de implicações de ordem ambiental, constatou-se que existem outras atividades econômicas bem mais impactantes do que a extração mineral, seja ela praticada por garimpeiros ou empresas de mineração; a atividade agropecuária e a indústria madeireira são bons exemplos. O estado de Rondônia hoje se destaca por possuir o quarto maior rebanho de gado brasileiro, com algo em torno de 13 milhões de cabeças. A agricultura também se sobressai com o cultivo de soja, café, cacau e etc. Portanto os impactos ambientais resultantes nas áreas de mineração, podem assim ser considerados pouco expressivos quando comparados aqueles provocados pelas atividades acima citadas. Ao término do regime militar, os garimpeiros tiveram acesso legalizado ao subsolo, com a edição da Lei 6.567 que estabeleceu a Permissão de Lavra Garimpeira e extinguiu o regime de matrícula. No entanto a tarefa de fiscalizar a garimpagem sempre foi difícil, em virtude do local onde essa é praticada, aliada a deficiência de operacionalização dos órgãos fiscalizadores. No caso específico do garimpo de diamante na Reserva Indígena Roosevelt, por vezes os órgãos de imprensa aguçam ainda mais a curiosidade daqueles que se aventuram no trabalho de extrair ilegalmente diamantes. Matérias jornalísticas afirmando que o garimpo do Roosevelt se trata da maior mina de diamantes do mundo, não possui qualquer embasamento técnico que possa dar suporte a tal afirmativa, em vista de que até a presente data, nenhum trabalho de pesquisa e respectiva cubagem foi desenvolvido por empresa de mineração ou órgão governamental.

9. REFERÊNCIAS

- ADAMY, A. Projeto Estado de Garimpos Brasileiros. Reserva Garimpeira do Rio Madeira. Relatório Anual. Porto Velho: DNP/CPRM, 1981.
- CONCEIÇÃO, A.L. da.; PEREIRA, L.A. da C. Projeto Ouro Gemas. Reserva Garimpeira do Rio Madeira. Porto Velho: DNP/CPRM, 1986.
- PERREIRA, Maria Madalena. do Roco ao Melechete, 186 p. Dissertação (Mestrado em Geografia Física). São Paulo: USP – FFLCH, 1996.
- SILVEIRA, E.G. da Mobilização do Mercúrio e outros Elementos no Rio Madeira, entre as Cachoeiras de Teotônio e Santo Antônio. 93 p. Tese (Doutorado em Geologia Regional). Rio Claro: UNESP, 1998.

CONTRIBUIÇÃO DA GEOLOGIA DE ENGENHARIA PARA A SEGURANÇA DE UM PROJETO DE MINERAÇÃO NA AMAZÔNIA.

Claudio Amaral, consultor - cpa.br@terra.com.br

Resumo

Tão importante quanto à pesquisa da viabilidade e do potencial de exploração de uma mina, são todos os aspectos relativos à estabilidade dos taludes localizados a montante das obras civis. Estudos e Análises de Estabilidade, suportados pela contribuição da geologia de engenharia, na área do Projeto Salobo, indicaram um potencial variado de ruptura dos taludes a serem escavados na área, com risco pontual para as beneficiadoras. Para estes casos mais sérios, são sugeridas alternativas e soluções de obras de contenção adequadas para a estabilização dos taludes.

1.Introdução

O Projeto Salobo explora cobre no município de Casaã dos Carajás (PA). O investimento total é da ordem de US\$ 900 milhões para a fase inicial e o início das operações está estimado para 2010. A existência de infra-estrutura, representada pela Estrada de Ferro de Carajás e pelo Terminal Marítimo de Ponta de Madeira, coloca o projeto entre os mais competitivos do mundo. Por conta disto, além de toda pesquisa relacionada à viabilidade e exploração da mina, é preciso considerar todos os aspectos relativos à segurança na área do projeto.

No projeto básico, foi necessário proceder, com vistas a avaliar o potencial de ocorrência de escorregamentos, à análise da estabilidade dos taludes escavados fora da mina, ou seja, aqueles localizados próximo e a montante da Fábrica e Depósito de Explosivos, da Portaria Principal, da Oficina, da Usina de Beneficiamento e do Britador - e ao longo das estradas que as ligam.

Este artigo apresenta os resultados da análise geológico-geotécnica que contribuiu para a previsão de comportamento dos materiais geológicos após a escavação dos taludes para implantação das obras de infra-estrutura e das estradas. O seu objetivo é mostrar como a geologia de engenharia, um ramo da ciência geológica, tem importância na atividade mineral na Amazônia.

2.Materiais e métodos

A Geologia da área do Projeto Salobo é complexa. O depósito, que se estende por 4km, 100m a 600m de largura e profundidades de até 750m, está contido em xistos ricos em ferro, metagranitoides, anfibolitos e quartzitos do Grupo Igarapé Salobo. Esta seqüência recobre os gnaisses parcialmente migmatizados do Complexo Xingu e as relações estratigráficas são marcadas por zonas de intenso cisalhamento diácti-rúptil. Os depósitos de Cu estão associados à percolação e precipitação de fluidos hidrotermais, durante a deformação, o metamorfismo e a intrusão dos corpos graníticos.

Informações preliminares sobre a topografia da área se limitavam aos Modelos Digitais de Terreno, na escala 1: 5.000, com curvas de nível equidistantes de 5m, encontradas no Estado de Viabilidade. Já dados sobre as características e propriedades dos maciços rochosos foram consultados em relatórios técnicos não publicados, que tratavam da análise de estabilidade dos futuros taludes da mina a céu aberto, desenvolvida com base em resultados de ensaios mecânicos (triaxial, RCU, cisalhamento direto e pontiforme). Nestes relatórios, as análises revelaram um cuidado especial com os aspectos ligados ao desenvolvimento da mina e aos sistemas de disposição dos rejeitos e resíduos sólidos e líquidos. Por outro lado, compreensivelmente, os mesmos não oferecem dados geotécnicos (parâmetros geomecânicos) de todos os materiais geológicos que serão escavados para implantação das obras de infra-estrutura e acesso, como solos e rocha alterada.

Para dar resposta a esta demanda de informação geológica, foi realizada, em janeiro de 2008, um trabalho de campo no qual foram inspecionados os taludes já existentes ao longo das estradas e na galeria piloto, e reinterpretados os testemunhos de sondagens diretas. Amostras de rocha e solo foram coletadas para análise petrográfica macroscópica. Posteriormente executaram-se, com base nos modelos geológicos definidos no campo, análise de estabilidade dos taludes de escavação, divididas em duas fases: cinemática e paramétrica, esta última com parâmetros definidos subjetivamente.

3. Resultados

A visita técnica e a reinterpretação dos testemunhos de sondagens revelaram que:

1. Em todos os domínios lito-estruturais da região do Soberbo, os perfis de intemperismo são pouco espessos, e apresentam a seguinte seqüência de horizontes, de cima para baixo: solos coluviais/machos (em grande parte laterizados); solos residuais jovens; rochas muito alteradas e rochas sãs;

2. Em todos os domínios lito-estruturais (xistos, metagrauwacas, anfíbolitos e quartzitos), mas principalmente nos quartzitos (onde estará o maior número de taludes), a escavação dos taludes para a implantação das instalações envolverá horizontes de rocha alterada e de solo residual jovem. Nestes:

(i) O horizonte de rocha alterada se apresenta muito fraturado, com juntas oxidadas persistentes até 3m de profundidade. Como o espaçamento é pequeno, da ordem de 10–12cm, e as fraturas têm paredes polidas e são preenchidas com argila, os taludes podem ser caracterizados como potencialmente sujeitos a quedas de blocos. Também em função da orientação das fraturas e dos taludes, poderão ocorrer deslizamentos planares e em cunha;

(ii) O horizonte de solo residual jovem não apresenta tantas fraturas como o de rocha alterada, sendo a xistividade a feição reliquiair mais marcante. Neste caso, as eventuais rupturas serão controladas apenas pelos parâmetros de resistência do solo e pela variação da poro-pressão;

3. O nível d'água foi considerado muito profundo em toda área, exatamente em função da presença de fraturas e falhas persistentes e inter cruzadas, com interconexão intensa, nos horizontes de rocha (sã e alterada). Contudo, em função das precipitações muito intensas nos meses de janeiro a maio, registram-se níveis d'água próximo à superfície;

4. De uma firma geral, na área do Salobo, quatro planos de fraturamento podem ser considerados mais frequentes: 222/80°; 260/85°; 120/78°; 005°/89°; 010°/50°. Além deles, em caráter mais local, presente de maneira clara apenas em algumas sondagens, há fraturas extremamente polidas com mergulhos variando entre 16° e 43°.

3.1. Análises de Estabilidade

3.1.1. Análise Subjetiva

Muitos dos taludes a serem escavados mostraram elevado potencial de ocorrência de deslizamentos de pequeno volume, controlados por fraturas com direção de mergulho concordante com a direção de mergulho do corte, tal como mostra a figura 1.



Figura 1. Taludes sacosos de 1-1,5m, em quartzito muito fraturado, com deslizamentos de pequeno volume.

3.1.2. Análises Cinemáticas

As análises cinemáticas foram realizadas para avaliar a possibilidade de rupturas de maiores dimensões nos taludes rochosos em função da distribuição dos planos de fraturas principais em relação à direção de mergulho dos cortes. As primeiras análises cinemáticas (com auxílio da projeção estereográfica) foram executadas com inclinação de 45°. Foram analisados taludes que seriam escavados com oito aspectos diferentes: 000° (N); 045° (NE); 090° (E); 135° (SE); 180° (S); 225° (SW); 270° (W); 315° (NW). Os resultados indicaram um potencial pequeno de ruptura (deslizamentos planares) dos taludes rochosos voltados para o norte (6% do total) ou oeste (17% do total), um potencial elevado de ocorrência de deslizamentos em cunha nos taludes voltados para o sul

(7%) e para NE (13%), e, finalmente, que os tombamentos só poderiam atingir, com grau moderado de probabilidade, os taludes apontados para oeste (17% do total).

Esta reduzida probabilidade de ocorrência de rupturas nos taludes de 45° estimulou a realização de uma segunda análise cinemática, agora com taludes com inclinação de 60°, mais arrojados e que envolvem menor volume de terraplenagem. Os resultados da análise cinemática mostraram que o potencial de ruptura destes também seria pequeno. Na verdade, um alto grau de probabilidade só está presente nos taludes voltados para S (13%) e para NE (7%) - deslizamentos em curva -. O grau moderado de probabilidade é encontrado nos taludes apontados para W (17%) - tombamentos - e para N (6%) - deslizamentos em curva -. A Figura 1 mostra a projeção estereográfica preparada para taludes voltados para Sul, nos quais se observa a probabilidade elevada de rupturas do tipo curva.

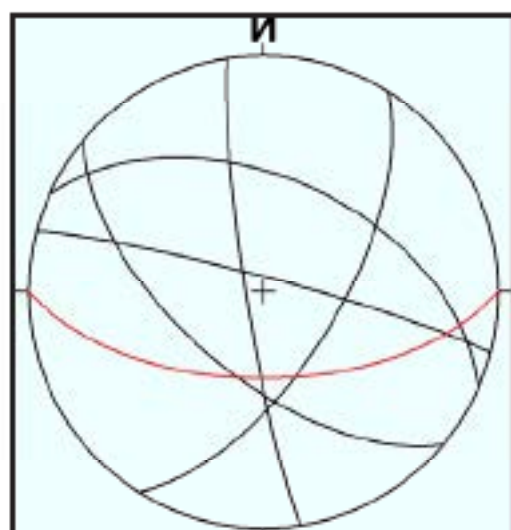


Figura 2: projeção estereográfica das taludes voltadas para S (180/00), em vermelho, que correspondem a 13% e com o lançamento dos principais planos de fratura. Observar o cruzamento dos planos de fratura exatamente mergulhando para sul, o que expressa um potencial elevado de ocorrência de rupturas do tipo curva.

3.1.3. Análises Paramétricas

Com base no mapeamento geológico da região e nos resultados qualitativos das sondagens (em especial, os valores médios de SPT em cada solo), foram inferidos parâmetros de resistência ao cisalhamento dos solos e rochas envolvidos na análise, bem como os valores de peso específico dos materiais. A Tabela 1 indica os valores de c' (coesão), ϕ (ângulo de atrito) e γ (peso específico do material úmido) utilizados nas análises.

Tabela 1: Parâmetros geotécnicos

MATERIAL GEOLÓGICO	c' (Kpa)	ϕ (°)	γ (kN/m ³)
Calceolito, Solo Médio	15	27	13
Solo residual jovem	17	28	17
Junta persistente	0-30	26	16
Rocha muito alterada	15	30-45°	20-24
Rocha sã	30	30-45°	23-16

As análises de estabilidade foram executadas em taludes de até 40m de altura, dotados de bermas de estabilização com largura de 3m, considerando a variação dos parâmetros de resistência em todos os materiais, desde o mais conservador até o mais arrojado. Também foram considerados cenários mais pessimistas, tal como indicado na figura 3, nos quais uma junta persistente com material de preenchimento de baixa qualidade - $c'=0$ e $\phi=26^\circ$ - se estende ao longo de todo horizonte de rocha, junto com uma fratura que mergulha para fora do talude, acompanhando a xistosidade. Os fatores de segurança contra rupturas circulares e para ruptura hi-planar obtidos variaram entre 1,057 e 1,614 para a ruptura circular, e entre 1,38 e 1,58 para a ruptura planar, sendo esta última sempre limitada ao meio da bermas e nunca global (de todo talude).

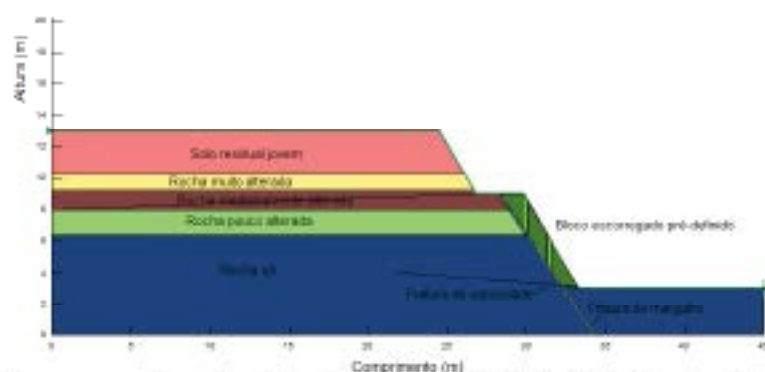


Figura 3. Perfil utilizado para representar a situação mais crítica de estabilidade de talude na área do Salobo

4. Discussão

A análise cinemática, considerando apenas os cinco planos preferenciais presentes na área do salobo, mostrou um potencial de ocorrência de deslizamentos planares apenas nos taludes rochosos apontados para Norte, que são apenas 6% do total estimado; de deslizamentos em ruína somente nos taludes apontados para Sul, que são 7% do total estimado, e para NE, que são 13% dos taludes escavados, e de tombamentos apenas nos taludes apontados para Oeste, que são 17% do total estimado. Como se observa, apenas 37% dos taludes escavados em rocha foram efetivamente indicados como potencialmente instáveis.

A análise paramétrica, contudo, que levou em consideração a possibilidade de existência de outros planos de fraturas, mais polidas, mostrou que a situação pode ser mais crítica. Neste caso, durante o desenvolvimento do projeto executivo ou mesmo durante a escavação dos taludes, teria sido fundamental contar com o apoio de um profissional geólogo de engenharia para confirmar a presença ou não destas descontinuidades estruturais.

Em situações de risco certamente será necessária a adoção de medidas preventivas para melhorar a questão de estabilidade. Uma alternativa, já testada, foi o uso de uma bermã de maior tamanho (com uma largura de 10m), para “separar” o talude em dois taludes e trazer o Fator de Segurança (FS) para um valor mais seguro, de 1,5. As outras opções envolvem a execução de obras de estabilização. Neste caso, dentre as relações entre tipo de problema e tipo de obra constam: (i) caso de talude rochoso muito fraturado: fixação de chumbadores com espaçamento de 1m e telas duras de resistência elevada; (ii) de talude rochoso com uma fratura principal mergulhando para fora do talude escavado, praticamente coincidente com o ângulo do talude: implantação de solo grampeado com drenagem na crista; (iii) de talude rochoso com transição abrupta para colúvion: revestimento do solo e implantação de drenos profundos na zona de contato. Há ainda a opção de execução, durante o avanço da escavação, de drenos horizontais profundos no horizonte de rocha alterada e muito fraturada ou mesmo de valas drenantes no pé dos taludes, com vistas a reduzir o nível piezométrico nos taludes.

Conclusão

Os estudos geológico-geotécnicos indicaram o perfil geológico e o nível d’água prováveis dos taludes a serem escavados “fura-da-mina” na área do Salobo. Trata-se de perfis de intemperismo rasos, o que pressupõe a predominância de taludes escavados em rocha alterada, com NA profunda.

As análises de estabilidade destes taludes – subjetiva, cinemática e paramétrica – mostraram que o potencial de ruptura dos taludes a serem escavados é bastante variável, em função da presença ou não de descontinuidades estruturais persistentes e muito polidas, tal como identificado nas sondagens diretas.

Quando a situação de estabilidade for crítica será necessária a adoção de medidas preventivas de estabilização, as quais incluem a construção de bermãs mais largas e a execução de obras de contenção e drenagem.

ELABORAÇÃO DE BASES DE DADOS PARA GESTÃO DE RISCOS NA REGIÃO AMAZÔNICA, CASO DE ESTUDO 17 MUNICÍPIOS DO NORDESTE (NE) DO ESTADO DO PARÁ.

Verena Bispo Torres, Cláudio Fabian Schafstiz verenabt@yahoo.com.br
Universidade Federal do Pará – UFPA, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia.

RESUMO

A gestão de riscos é uma aplicação de medidas de análises de risco que é caracterizado através de uma cooperação multisetorial, onde todas as autoridades responsáveis pelo município até o País, estejam com o mesmo objetivo e integrados. A importância atribuída à avaliação de riscos tem aumentado, a partir da década de 90, sobretudo após o elevado número de desastres que ocorreram em vários países, ocasionando a morte de milhões de pessoas no mundo. A gestão de riscos físicos engloba: riscos atmosféricos, riscos geológicos e riscos hidrológicos. O conceito de desastre, ameaça, vulnerabilidade e risco são importantes nesta temática. Neste trabalho a lei orgânica municipal de dezessete municípios do estado do Pará foi analisada com base em sete temáticas relacionadas com a gestão de riscos físicos.

INTRODUÇÃO

Desde que a Organização das Nações Unidas (ONU) declararam a Década Internacional para a Redução de Desastres Naturais (1990-1999), objetivando estimular a implantação de ações para a redução da possibilidade de ocorrência de acidentes bem como das consequências sociais e econômicas por estes geradas, tem-se debatido frequentemente sobre a gestão de risco (Bullin, 2003). Entretanto, observa-se que as políticas públicas a respeito desse tema não têm um desenvolvimento equivalente.

A gestão de risco significa a aplicação de medidas de análise de risco, realizada através de cooperação multisetorial, mas com especial ênfase dado à responsabilidade da administração municipal. Tem que ser feita de modo que inclua desde a percepção da ameaça até a decisão que deve ser tomada para que o desastre não ocorra ou caso ocorra os prejuízos sejam reduzidos (Bullin, 2003). A história mostra que a comunidade internacional cobre mais de 20% da assistência de reabilitação e reconstrução solicitada pelos países afetados. Assim, a garantia de progresso e prosperidade para o desenvolvimento de uma nação é severamente afetada quando se fazem sentir problemas de vulnerabilidade não resolvidos, causados por desastres naturais (OEA, 2003).

A ONU propõe um modelo de abordagem estruturado em cinco etapas: 1) identificação dos riscos; 2) análise de risco; 3) medidas de prevenção de acidentes; 4) planejamento para situações de emergência; 5) informações públicas e treinamento.

A redução de acidentes naturais e induzidos só podem obter sucesso quando é alcançado suficiente conhecimento da frequência, das características e da magnitude dos processos causadores de risco e a identificação e análise das regiões e populações vulneráveis (Cerrí e Amaral, 1998). Servindo de parâmetro para os governantes que decidem sobre planejamento e gerenciamento municipal.

Como no estado do Pará não se tem medidas eficazes para a gestão de riscos físicos, foram analisados dezessete municípios, segundo a lei orgânica municipal, onde foi feita a análise desta, que é uma lei de caráter constitucional, elaborada no âmbito do município e em consonância às determinações e limites imposto pela constituição federal e do respectivo estado.

MATERIAIS E MÉTODOS

Materiais

Utilizou-se um computador Pentium IV Intel, 3.0 GHz e HD 120 e 1 Gb de memória RAM do Laboratório de Computação Aplicada a Geociências (COMAP) pertencente ao Instituto de Geociências/UFPA).

Métodos

O desenvolvimento da pesquisa ocorreu a partir da leitura e análise de artigos, trabalhos de pesquisa, livros, sites relacionados ao assunto, etc. As atividades realizadas foram feitas através da definição das principais palavras utilizadas quando aborda a gestão de riscos físicos; em seguida pesquisou as leis orgânicas municipais de 17 municípios do Estado do Pará, que fazem menção ao referente assunto, no Centur (Fundação Cultural do Pará Tancredo Neves) e nos próprios municípios através de suas prefeituras.

Os municípios estudados são Abaetetuba, Afuá, Augusto Corrêa, Barcarena, Bragança, Colares, Curralinho, Curuçá, Igarapé-Mirim, Magalhães Barata, Maracanã, Marapanim, Mocajuba, Muaná, São Castano de Odíveas, São João de Pirabas, Soure.

Para fazer a análise da lei orgânica destes municípios, foram identificadas sete temáticas (expressas como perguntas) necessárias para a gestão de riscos físicos, que estão listadas abaixo:

- (1) A lei orgânica municipal faz menção a riscos e desastres?
- (2) A lei orgânica municipal faz menção a ameaças (naturais, sociais, biológicas, tecnológicas)?
- (3) A lei orgânica municipal faz menção a vulnerabilidades sociais e econômicas?
- (4) A lei orgânica do município faz menção a medidas políticas, estratégias de resposta às ameaças ou diminuição das vulnerabilidades (prevenção, mitigação, emergências)?
- (5) A lei orgânica municipal faz menção ao plano diretor?
- (6) A lei orgânica do município faz menção quanto à conscientização da população em relação à temática de riscos?
- (7) A lei orgânica municipal faz menção em relação às diretrizes de uso do solo?

Ocorreu o preenchimento de uma matriz colocando os municípios em ordem alfabética e na vertical, enquanto que as temáticas foram dispostas na horizontal e representadas por números.

Quando o município atende ao quesito, sendo a resposta à temática positiva, preenche-se o espaço com um "X".

RESULTADOS

Na tabela 1, as temáticas identificadas estão representadas por números e estão relacionadas com os municípios.

TABELA 1 – Relação das leis municipais, que são necessárias para a gestão de riscos, em municípios do estado do Pará que estão ordenadas alfabeticamente.

Municípios	1	2	3	4	5	6	7
1 Abaetetuba		X	X	X	X	X	
2 Afuá		X		X	X		X
3 Augusto Corrêa		X		X	X		X
4 Barcarena		X		X	X	X	
5 Bragança		X		X			X
6 Colares		X			X	X	
7 Curralinho		X			X	X	
8 Curuçá		X		X	X		
9 Igarapé-Mirim		X		X	X	X	
10 Magalhães Barata	X			X	X		
11 Maracanã		X			X		
12 Marapanim				X	X		
13 Mocajuba		X		X	X	X	
14 Muaná		X		X	X		
15 São Castano de Odíveas		X		X	X		
16 São João de Pirabas					X		X
17 Soure		X		X	X	X	
Porcentagem	1%	82%	1%	78%	94%	41%	28%

Temática 1

Do total dos 17 municípios estudados, somente o município de Magalhães Barata apresenta lei orgânica abordando especificamente à temática de desastres e risco.

Temática 2

A temática sobre ameaças (naturais, sociais, biológicas, tecnológicas) está explícita na lei orgânica de 14 municípios, não sendo mencionada nos municípios de Magalhães Borata, Marapanim e São João de Pirabas.

Temática 3

A temática das vulnerabilidades sociais e econômicas está presente somente na lei orgânica do município de Abaetetuba. A vulnerabilidade social e econômica juntamente com a ameaça dá a extensão do risco e se não for combatida o problema vai se agravar, pois pode até não ocorrer um desastre intenso, mas o fato de está bastante vulnerável faz com que as consequências sejam bem maiores. Sendo que esta consequência está relacionada diretamente com a população.

Temática 4

As leis orgânicas municipais que estabelecem medidas, políticas, estratégias de resposta às ameaças ou diminuição das vulnerabilidades (prevenção, mitigação, emergências) estão presentes em treze municípios (não apresentam Colares, Curralinho, Maracanã e São João de Pirabas). Observa-se que nos municípios de Curralinho, Curuçá e Maracanã, têm leis específicas em relação à temática de ameaças (corresponde ao número dois na tabela), não possuem leis sobre resposta às ameaças ou diminuição da vulnerabilidade (correspondente ao número quatro), ocorrendo uma distorção, pois não se pode somente falar da ameaça e não procurar métodos para que essa ameaça não se torne um desastre. Na lei orgânica do município de Magalhães Borata não explicita sobre a vulnerabilidade, mas sobre a forma de combater a ameaça e no município de Marapanim, as leis orgânicas não explicitam a vulnerabilidade social e econômica, mas explicitam a vulnerabilidade estrutural, com leis que proíbem a construção de moradias em locais de risco e também sobre a forma de combater a ameaça.

Temática 5

A Constituição Federal define plano diretor como uma lei municipal que estabelece diretrizes para a ocupação da cidade. Sua finalidade principal é orientar a atuação do poder público e da iniciativa privada na construção dos espaços urbano e rural na oferta dos serviços públicos essenciais, visando melhores condições de vida a população. Somente Bragança não faz menção a respeito deste em sua lei orgânica. Isto é um grave problema, pois é justamente para se ter um ordenamento da expansão do município e para que não ocorra a ocupação de áreas com alta taxa de vulnerabilidade que o plano diretor existe, pois com ele sabe-se exatamente onde e como expandir, com o objetivo de melhorar a qualidade de vida da população.

Temática 6

A conscientização da população em relação aos riscos é de extrema importância, pois são eles os catalisadores principais para que a vulnerabilidade aumente devido ser esta que pului os rios, ocupa locais inadequados, desmata, entre outros. Assim, é necessária a conscientização da população quanto à preservação do meio-ambiente. Entretanto, somente em sete municípios analisados faz menção em sua lei orgânica sobre este assunto, sendo eles Abaetetuba, Barcarena, Colares, Curralinho, Igarapé Mirim, Mocajuba e Soure.

Temática 7

O uso do solo é o conjunto das atividades, processos individuais de produção e reprodução de uma sociedade por sobre uma aglomeração urbana. O uso do solo é o rebatimento da reprodução social no plano do espaço urbano. É uma combinação de um tipo de uso (atividade) e de um tipo de assentamento (edificação) (Deák, 2001). Somente quatro municípios (São João de Pirabas, Bragança, Barcarena e Augusto Corrêa) explicitam sobre esta temática. Esta temática é de importância singular devido buscar a melhor utilização do solo e visa à regularização quanto ao uso deste. Entretanto, aqueles que se encontram de forma ocupada, porém não regularizada são consideráveis assentamentos informais, sendo que este ocasiona um dos principais problemas da

sociedade quanto à gestão de riscos que são os deslizamentos que ocorrem com mais frequência em época de chuva.

DISCUSSÃO

A gestão de riscos tem que ser feita por profissionais capacitados de maneira conjunta com o governo, onde esse é quem vai dar os subsídios necessários para se ter uma boa gestão. Essa temática utiliza um vocabulário complexo, pois integra conceitos pouco utilizados e o entendimento desses conceitos é essencial para a compreensão da gestão de riscos.

Um desastre pode ser definido como um evento que gera danos de tal magnitude que não é possível uma comunidade enfrentá-la sem uma assistência externa. A ameaça se associa a atividade antrópica (ex. derramamento de petróleo) e a fenômenos naturais como terremoto, inundação, furacões, etc. Mas, neste detalharemos as relacionadas a fenômenos naturais. Dessa forma, por se tratar de um fenômeno natural, é muito custoso reduzir a ameaça, por isso que no caso de uma ameaça utilizam-se medidas de prevenção. Isso significa que é impossível fazer que um terremoto não ocorra, porém podem-se construir prédios ou casas com tecnologias que possam minimizar os impactos deste evento. Assim várias outras medidas podem ser tomadas contra outros fenômenos naturais (Villagrán, 2002).

Vulnerabilidade é o grau de perda de um dado elemento que está em risco, ou um conjunto de elementos de risco, resultante da ocorrência de uma ação antrópica ou de um fenômeno natural de uma determinada magnitude. O termo risco pode ser entendido como probabilidade e severidade esperável do número de vidas perdidas, pessoas feridas, danos em propriedades ou interrupção de atividades econômicas devido a um fenômeno natural particular (Garcia e Zêzere, 2001).

Tal como os recursos geológicos, também os riscos geológicos não estão equitativamente distribuídos no globo. As áreas urbanas parecem atraí-los. De fato, o mesmo perigo geológico terá muito mais impacto numa cidade, onde muita gente vive junta, do que nas zonas rurais. Por outro lado, o homem, especialmente em grandes concentrações urbanas, pode despertar esse perigo. A expansão urbana descontrolada tende frequentemente para áreas susceptíveis a desastres naturais, como leitos de cheia, encostas instáveis e erodíveis, desprezando as condicionantes geológicas e ambientais. Quando o desastre ocorre pode causar danos desconhecidos nas economias e nos bens das comunidades locais. Dada a concentração de capitais nas cidades existe uma relação forte entre perdas econômicas e urbanização (Alberius, 1998).

CONCLUSÃO

Para se fazer uma boa gestão de riscos físicos é necessária que todas as esferas do governo, desde as prefeituras dos municípios de menor densidade populacional até o presidente do País estejam com o mesmo objetivo de prevenir e gerir de modo eficaz os riscos físicos que estiverem eminentes. Conclui-se que alguns municípios possuem leis orgânicas onde estas temáticas estão incluídas, mas não são utilizadas, ou é como se elas não existissem, o que possibilita um entendimento que até que problemas relacionados a questão de risco atinja pessoas com um nível social privilegiado as autoridades competentes não tomam medidas preventivas e sim medidas paliativas. Por outro lado muitos municípios não fazem menção ao assunto, ocasionando que quando ocorre desastre a população não sabe onde reclamar seus direitos, sendo que esta é a mais prejudicada principalmente a mais carente que são quem habitam locais de elevado risco.

As ameaças também devem ser tratadas de modo especial, pois está relacionada com a probabilidade de ocorrência de um desastre, ou seja, um município que não aborda de forma correta as ameaças existentes provavelmente irá ter algum tipo de dificuldade em caso de desastre, pois estes irão ocorrer de forma mais intensa e com mais frequência. Dessa forma, observa-se a necessidade da gestão de risco ser feita, pois com ela muitos países, estados ou municípios podem ter seu desenvolvimento potencializado, pois as perdas, tanto monetária quanto de vidas, serão menores.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALHEIROS, M. (1998). Avaliação Econômica de Perdas Ambientais na Análise de Riscos Geológicos. Rede Acadêmica de Ciência Econômica. Rio de Janeiro.
- BOLLIN, C. (2003). Gestão Local de Riscos, Experiências da América Central. Bozo. p. 66.
- CERRIL, AMARAL, C. (1998). Riscos Geológicos. In: Geologia de Engenharia. Organizado por Antônio Manoel dos Santos Oliveira e Sérgio Nestor Alves de Brito, 1998. Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1998, São Paulo. p.301-310.
- DEÁK, C. (2001). À busca das categorias da produção do espaço. Tese de Livre-Docência. FAU-USP. São Paulo.
- GARCIA, R. e ZÉZERE, J. (2001). Avaliação de Riscos Geomorfológicos: Conceitos, Terminologia e Métodos de Análise. III Seminário Recursos Geológicos, Ambiente e Ordenamento do Território. Portugal: 1-10.
- OEA (2003). Recomendações e Resumo dos Comentários sobre Desastres Naturais e Segurança Hemisférica. Apresentado pela Unidade de Desenvolvimento Sustentável e Meio Ambiente da Secretaria-Geral à Comissão de Segurança Hemisférica, em sua reunião de 15 de outubro de 2002).
- VILLAGRÁN, J. (2002). La Naturaleza de los Riesgos, un Enfoque Conceptual. Serie Apertus Para El Desarrollo Sostenible. Editada por Centro de Investigación y Mitigación de Desastres Naturales (CIMDRN). Guatemala. p. 3-53.

DEPÓSITO DE W-Sn IGARAPÉ MANTEIGA (RO): ASPECTOS GEOLÓGICOS E METALOGENÉTICOS

Valmir da Silva Souza^{1,2} & Thais Marcela Fernandes do Nascimento²

¹Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, CEP:70.910-900, Brasília (DF) / Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus (AM); ²Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus (AM)

Resumo. O depósito de W-Sn Igarapé Manteiga é formado por um stock de topázio-albita-granito perfitítico intrusivo em gnaisses paleoproterozóicos do Complexo Jamari, cuja cúpula hospeda greisens, veios e brechas contendo wolframita e cassiterita, associados a quartzo, Li-F micas, topázio, fluorita, siderita, pirita, calcopirita, esfalerita, galena e molibdenita, além de traços de monazita, xenotima e hematita. É um típico representante dos *Young Granites* de Rondônia (995-991 Ma), formado por magma altamente fracionado, rico em voláteis e elementos incompatíveis, alojamento em níveis crustais rasos, cuja intensa atividade hidrotermal tardá/pós-magmática, combinada com o alívio da pressão, abaixamento da temperatura e interação de fluidos de diferentes naturezas, favoreceram a precipitação de W-Sn e outros metais nas zonas de greisens, veios e brechas.

Introdução. As regiões central e centro-norte do Estado de Rondônia hospeda suítes graníticas rapakivis com características geoquímicas de magmatismo do tipo A e intra-placa, alojadas durante sucessivos episódios magmáticos ocorridos entre 1606 e 974 Ma (Pisem *et al.* 1971 e 1989, Bettencourt *et al.* 1999). Tais suítes graníticas formam a Província Estanífera de Rondônia, cujas concentrações metálicas mais expressivas (Sn, W, Nb, Ta, F e gemas) estão associadas aos três últimos episódios magmáticos, ocorridos entre 1314 e 974 Ma, representados pelas unidades regionais conhecidas por Suíte Intrusiva São Lourenço-Caripanas (1314-1309 Ma), Suíte Intrusiva Santa Clara (1082-1074 Ma) e os *Young Granites* de Rondônia (995-991 Ma). Esses sistemas magmáticos são, em geral, polifásicos e alojados em níveis crustais rasos, contêm fraturas em arranjo anelares e a mineralização está associada a bolsões de greisens, veios, pipas brechados e corpos pegmatíticos (Leite Jr. 2002, Sparrenberger 2003, Souza 2003, Bettencourt *et al.* 2005).

No início da década de 2000, impulsionada pelos elevados investimentos no setor mineral mundial, a procura por metais na região se intensificou e novos alvos foram sendo descobertos, como foi o caso do Igarapé Manteiga, o qual tem se destacado na produção de W-Sn. Este trabalho apresenta os aspectos geológicos e metalogenéticos do depósito Igarapé Manteiga, com base em observações de campo, acompanhadas de descrição de testemunhos de sondagem e análise petrográfica, as quais foram realizadas no laboratório de microscopia do Departamento de Geociências da Universidade Federal do Amazonas (DEGEO-UFAM).

Geologia do Depósito. Localizado 36 km a leste da sede do Município de Ariquemes, o depósito de W-Sn Igarapé Manteiga é formado por um stock granítico intrusivo em rochas do embasamento paleoproterozóico e encoberto por sedimentos paleo-aluvionares. Essas rochas mostram-se laterizadas ao nível do limonite saprolítico-mesquedo e as exposições de rochas frescas só são possíveis na frente de lava ou através de furos de sondagem.

O embasamento paleoproterozóico está representado pelo Complexo Jamari (Isotta *et al.* 1978, Scandollara *et al.* 1996), formado principalmente pela associação de mto e paragneisses (Fig. 1), além de discretos corpos anfibolíticos, intercalados em um arranjo lenticular, exibindo marcante foliação (bandamento gnáissico e/ou foliação milimétrica) orientada na direção N25-35°E com mergulhos verticais a subverticais.

O stock granítico está representado por um topázio-albita granito exibindo cor rosa claro e textura perfitítica, ressaltada por fenocristais de quartzo e k-feldspato imersos em matriz de granulação fina a média constituída por albita, quartzo, k-feldspato e Li-mica (zinnwaldita), além de topázio, fluorita, zircão, wolframita, esfalerita e pirita como acessórios. A zona de ápice desse stock granítico é marcada pelo desenvolvimento de bolsões de greisens, sistemas de veios e brechas mineralizados a wolframita e cassiterita.

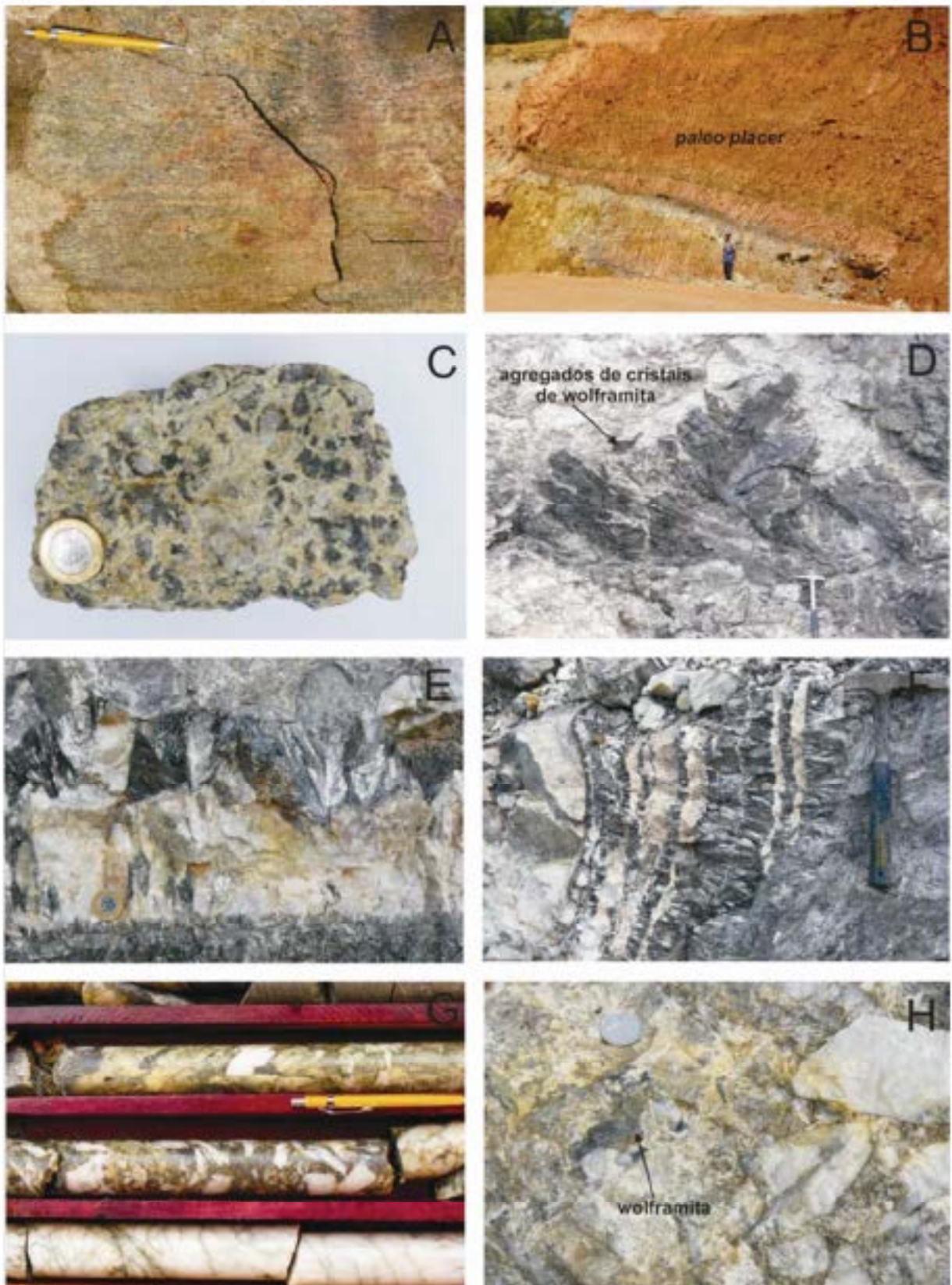


Fig. 1. Feições de campo observadas no depósito de W-Sa Igarapé Monteiga. Em A, aspecto textural de rochas do embasamento paleoproterozóico (antigoíense do Complexo Jacaré); em B, paleo-placer desenvolvido sobre o sistema magnético da Igarapé Monteiga; em C, amostra de quartzo-topázio-mica gneiss; em D, agregado de

cristais de wolframita; em E, aspecto textural do tipo *casité*; em F, aspecto textural do tipo *stockholmské*; em G, aspecto textural da brecha hidrotermal; e em H, cristais de wolframita em brecha hidrotermal.

Os sedimentos paleo-aluviais formam porções argilo-arenosas com 8 a 15 m de espessura, exibindo marcantes estratificações plano-paralelas e acanaladas de dimensões centimétricas a métricas (Fig. 1), com paleo-canais contendo nos porções mais basais níveis conglomeráticos mineralizados a wolframita e cassiterita.

Mineralização. A mineralização W-Sn está associada à atividade hidrotermal tarde a pós-magmática responsável pela geração de greisens, veios e brechas desenvolvidos na zona de ápice do stock-topázio-albíta granito. Os greisens representam o estágio mais precoce da mineralização, os quais são formados por rocha de cor cinza esverdeada a creme acinzentada, granulção média a grossa e tipos petrográficos variando de quartzo-topázio-mica greisens a mica-topázio-quartzo greisens (Fig. 1). Nessas rochas a mineralização W-Sn encontra-se distribuída de modo disseminado associada a quartzo, Li-F micas, topázio, fluorita, siderita, pirita, calcopirita, esfalerita, galesta e molibdenita, além de traços de monazita, xenotímia e hematita. Ocasionalmente encontra-se agregados de cristais esféricos de wolframita com tamanho máximo de 40 cm (Fig. 1).

Acima da cúpula greisenizada encontra-se uma zona de brecha hidrotermal além de um sistema de veios de quartzo, o qual possui, pelo menos, duas gerações. A zona de brecha é formada, principalmente, por fragmento de quartzo da primeira geração de veios (Fig. 1), contendo ainda fragmentos de rochas do embasamento e de pegmatitos, os quais estão cimentados por paragênese mineral hidrotermal (quartzo + topázio + Li-F micas + fluorita ± sulfetos + wolframita ± cassiterita). Já nos veios a mineralização W-Sn tende a ocupar as partes mais centrais formando estruturas do tipo *casité*, as quais são freqüentemente contornadas por estruturas do tipo *stockholmské* (Fig. 1).

Considerações Finais. A evolução geológica do depósito de W-Sn Igarapé Manteiga envolve um clássico modelo de alijamento em níveis crustais rasos de uma massa granítica altamente fracionada e rica em voláteis, proposto para vários depósitos encontrados na região centro-norte de Rondônia (Leite Jr. 2002, Spangenberg 2003, Souza 2003, Bettencourt et al. 2005). Com base em tal modelo metalogênético são aqui caracterizados, de modo simplificado, cinco estágios evolutivos propostos para a mineralização primária do Igarapé Manteiga:

- Alijamento em níveis crustais rasos de uma massa granítica altamente fracionada e rica em voláteis, provavelmente ao longo de fraturas transectais desenvolvidas sobre o embasamento paleoproterozoico (Okida 2001);
- Durante o estágio final de cristalização magmática ocorre um processo de separação de uma fase hidrotermal imiscível, a qual extrai parte do Si, F, Al, Li e elementos metálicos (W, Sn, Cu, Pb, Zn, Mo e outros), deslocando-se para as partes de topo da cúpula granítica e dando início ao processo de greisenização;
- A força dos voláteis expande anisotropias pré-existentes nos planos das rochas encaixantes, gerando fissuras e fraturas, as quais serão preenchidas por fluidos hidrotermais, formando a primeira geração de veios;
- A contínua e progressiva pressão exercida pela fase hidrotermal causa a ruptura parcial da cúpula greisenizada, gerando brechas e a fragmentação de parte dos veios de primeira geração. Tal processo é relativamente violento e possibilita a abertura de espaços que permitem a nova circulação de fluidos, formando os veios de segunda geração;
- Esse processo envolve a circulação de fluidos, cuja interação com fluidos de diferentes naturezas acompanhado do progressivo abaixamento da temperatura, provocam a precipitação do conteúdo metálico em zonas de greisens e veios.

A pesquisa sobre o depósito W-Sn Igarapé Manteiga está em fase de desenvolvimento, a qual busca obter, entre outras, informações a respeito de inclusões fluidas e isótopos estáveis (O e H) na paragênese mineral de greisens e veios, permitindo assim caracterizar a composição, natureza, temperatura e momentos de aprisionamento e formação desse depósito mineral.

Agradecimentos. À empresa METALMIG pelo total apoio durante as etapas de campo. Ao projeto PROCAD/CAPES de cooperação técnico-científica UPPA-UFAM-UFMT (Proc. Nº 096/2007), pelo apoio financeiro durante as etapas de campo e laboratório.

Referências

- Bettencourt J.S., Tosdal R.M., Leite Jr. W.R., Payolla B.L. 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil – I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Proc. Res.*, 95:41-67.
- Bettencourt J.S., Leite Jr. W.R., Guraieb C.L., Sparrenberger I., Bellu R.M.S., Payolla B.L. 2005. Suprapolymeric greisen-type deposits associated with late-stage rapakivi granites, Brazil: fluid inclusion and stable isotope characteristics. *Lithos*, 80:363-386.
- Isotta C.A.L., Carneiro J.M., Kato H.T., Barros R.J.L. 1978. *Projeto Província Estanífera de Rondônia: relatório final*. MME/DNPM/CPRM, Porto Velho, vol. I, 407p.
- Leite Jr. W.B. 2002. A Suíte Intrusiva Santa Clara (RO) e a mineralização primária polimetálica (Sn, W, Nb, Ta, Zn, Cu e Pb) associada. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 247p.
- Okida, R. 2001. Aplicação do sensoramento remoto e aerogamaespectrometria ao estudo do controle estrutural dos granitos estaníferos de Rondônia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 217p.
- Priem H.N.A., Boelrijk N.A.I.M., Hebeda E.H., Verschuven E.A.Th., Verschure R.H., Bon E.H. 1971. Granitic complexes and associated tin mineralizations of "Greenville" age in Rondônia, Western Brazil. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82:1095-1102.
- Priem H.N.A., Bon E.H., Verschuven E.A.Th., Bettencourt J.S. 1989. Rb-Sr chronology of Precambrian crustal evolution in Rondônia (western margin of the Amazonian craton), Brazil. *J. South Amer. Earth Sc.*, 2:163-170.
- Scandolara J.B.; Rizzotto G.J., Amarim J.L., Quadros M.L.R.S., Bahia R.B.C. 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-Núcleo Norte, p.251-340.
- Souza V.S. 2003. Evolução magmática e modelo metalogenético do sistema vulcano-plutônico estanífero Bom Futuro (RO). Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 240p.
- Sparrenberger I. 2003. Evolução da mineralização primária estanífera associada ao maciço granítico Santa Bárbara, Rondônia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 253p.

MODELO METALOGENÉTICO DA MINERALIZAÇÃO PRIMÁRIA DO DEPÓSITO DE MANGANÊS DO AZUL (CARAJÁS)

Marcel Augusto Dardenne¹, Tereza Cristina Junqueira Brod², Edi Mendes Guimarães³ & Roberto Ventura Santos⁴

1- Instituto de Geociências, Universidade de Brasília-UnB. E-mail: marcelardenne@unb.br

2- Instituto de Geociências, Universidade de Brasília-UnB. E-mail: trbrod@gmail.com

3- Instituto de Geociências, Universidade de Brasília-UnB. E-mail: emedi@unb.br

4- Instituto de Geociências, Universidade de Brasília-UnB. E-mail: rventura@unb.br

Resumo: Os estudos realizados no depósito de manganês do Azul na Província Carajás colocaram em evidência o papel fundamental da matéria orgânica na formação do carbonato de manganês (rodocrosita) como componente único do minério primário contido nos pelitos carbonosos. A utilização direta do carbono da matéria orgânica na precipitação da rodocrosita é refletida nos valores muito negativos dos isótopos do carbono observados nas análises realizadas. A precipitação direta do carbonato de manganês pode ocorrer no fundo da bacia em ambiente anóxico ou durante os estágios iniciais da diagênese a partir do consumo da matéria orgânica e consequente liberação do carbono nela contida.

INTRODUÇÃO Os estudos realizados no depósito de manganês do Azul na Província Carajás (Bernardelli & Beisiegel 1978; Valarelli *et al.*, 1978; Bernardelli, 1982; Beauvais *et al.*, 1987; Dardenne & Scobbenham, 2001; Costa *et al.*, 2005) permitiram a elaboração de um modelo metalogenético para a formação da mineralização primária da referida jazida, baseado fundamentalmente sobre o contraste entre a sedimentação oxidante dos pelitos avermelhados e a sedimentação anóxica dos pelitos negros carbonosos dentro de uma bacia sedimentar restrita e estratificada sobposta a seqüência vulcânica do Grupo Grão Pará na bacia Carajás.

MINERALIZAÇÃO PRIMÁRIA As concentrações primárias de manganês ocorrem segundo dois modelos distintos na bacia de sedimentação estratificada evidenciada neste trabalho: 1) Precipitação direta de óxidos/hidróxidos de manganês (OH-MnO) no ambiente óxico dos pelitos vermelhos; 2) Precipitação direta e diagênética precoce dos carbonatos de manganês (MnCO₃) no ambiente anóxico dos pelitos carbonosos.

MINÉRIO OXIDADO As amostras estudadas de minério oxidado (OH-MnO) foram colhidas na cava da Mina 1. No ambiente óxico, o manganês precipita diretamente sob a forma oxidada OH-MnO, identificada mineralogicamente por difractometria de RX como criptomelano, birnessite, hollandita e litioficrita. As concentrações de OH-MnO aparecem na forma de massas compactas, de nódulos e de minério bandado, geralmente perto do contato com os folhelhos carbonosos. A comprovação da precipitação direta do manganês é favorecida pela laminação do minério bandado e pelas figuras de carga observadas na base dos nódulos.

Os pelitos avermelhados que constituem o envoltório encaxante da mineralização oxidada, são compostos essencialmente de illita e caulinita coloidais pela presença de óxidos e hidróxidos de ferro como goetita e lepidocrocita.

MINÉRIO CARBONATADO No ambiente anóxico, o manganês encontra-se intimamente associado à matéria orgânica carbonosa (MOC), sendo presente essencialmente na forma de carbonato de manganês (rodocrosita). Às vezes, pequenas proporções de OH-MnO ocorrem associadas aos carbonatos na forma de criptomelano, birnessite, hollandita e litioficrita. As grandes concentrações de OH-MnO presentes nos pelitos carbonosos são seguramente correlacionadas à alteração laterítica que afetou a região, atingindo profundidades superiores a 100m.

MATERIAIS E MÉTODOS As amostras estudadas dos pelitos carbonosos ricas em carbonato de manganês foram colhidas nos furos de sondagem da Mina do Azul: F.382, F.387, F.396, F.698 e A1F6. As análises químicas de elementos maiores, traços e terras raras das amostras de pelitos carbonosos ricos ou não em manganês, realizadas nos laboratórios da Acme no Canadá, mostram proporções variáveis de SiO₂ e Al₂O₃, com valores mais elevados nas amostras pobres em manganês. Pequenas concentrações de CaO são geralmente relacionadas a presença de rodocrosita onde deve ocorrer na forma de substituição de Mn neste mineral. Os traços anômalo de Fe₂O₃ e MgO são atribuídos à presença de clorita e montmorillonita detectadas por difractometria de raios X nos pelitos carbonosos.

Os teores de Mn registrados nas amostras estudadas são muito variáveis, ficando entre 3,56 e 35,86 % para os pelitos considerados anómalos em Mn e da ordem de 0,01 a 0,2 % para os pelitos não manganésíferos. Os teores de K₂O refletem a presença de illita em maior ou menor quantidade na matriz. A quantidade de matéria orgânica presente nas amostras é relativamente variável, os valores de carbono orgânico ficando nas amostras estudadas entre 0,56 e 2,70 %. Os valores elevados de Mn acompanham os altos teores de CO₂, estabelecendo assim uma nítida correlação positiva entre esses dois componentes (Fig.1).

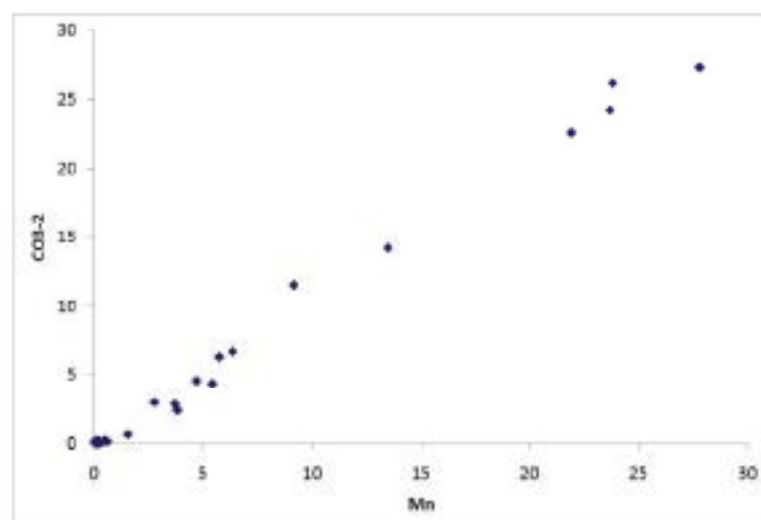


Figura 1. Correlação positiva entre os teores de CO₂ e de manganês nos pelitos carbonosos manganésíferos.

RESULTADOS E DISCUSSÃO As análises isotópicas de carbono realizadas nos laboratórios do IG/UnB tanto para o carbono da matéria orgânica como para o carbono dos carbonatos (rodocrosita) mostraram valores muito negativos de δC^{13} (-13,00 até -38,50) evidenciando a contribuição exclusiva do carbono da matéria orgânica em via de decomposição para a precipitação do carbonato de manganês num ambiente redutor favorável à permanência de Mn²⁺ em solução e conseqüente reação com o CO₂ originado a partir da matéria orgânica. Essa precipitação do carbonato de manganês é acompanhada da dissolução dos sulfetos de ferro presentes e conseqüentemente da disparição da pirita sin-genética eventualmente presente nos pelitos carbonosos.

CONCLUSÃO Em conclusão, os dados obtidos na mina de manganês do Azul, Província Carajás, parecem demonstrar que a mineralização primária de manganês ocorreu numa bacia estratificada em ambientes distintos sob a forma de óxidos e hidróxidos de manganês (OH-MnO) na porção óxica da bacia junto com os pelitos vermelhos e na forma de carbonato de manganês (rodocrosita) na porção anóxica da bacia junto com os pelitos carbonosos (Fig.2).

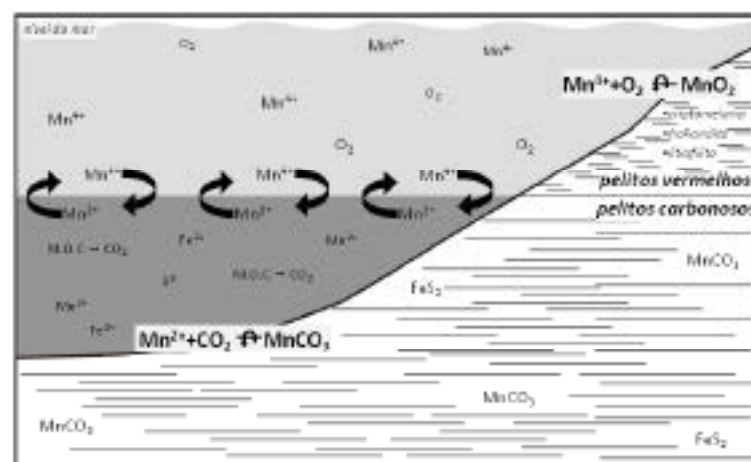


Figura 3. Modelo metalogenético de formação do depósito de manganês do Azul (modificada de Maynard 2004)

Agradecimentos Os autores agradecem ao CNPQ pelas respectivas bolsas individuais de pesquisa, a Companhia Vale do Rio Doce pelo apoio aos trabalhos de campo e amostragem da Mina de Manganês do Azul e ao curso de Pós-Graduação em Geologia da UnB pelo apoio analítico.

REFERÊNCIAS

- Beauvais A., Melfi A., Nabor D., Trescases L.J. 1987. Petrologia do gisement héritique manganésifère d'Azul (Brésil). *Mineralium Deposita*, 22: 124-134.
- Bernardelli A.L. 1982. Izoica de manganês do Azul. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, Belém. *Amazônia*, p.47-60.
- Bernardelli A.L. & Beisiegel V.R. 1978. Geologia econômica da jazida de manganês do Azul. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Recife, SBG, *Amazônia*, v.4, p.1431-1444.
- Costa M.L., Ferrnandez J.C. & Riquelme M.R.R. 2005. O Depósito de Manganês do Azul, Carácter estratiigráfico, mineralogia, geoquímica e evolução geológica. In: O.J.Marini, R.T.de Queiroz, R. W.Ramos (eds.) Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia., Capítulo V, p. 227-333.
- Dardene M.A. & Schobbenhaus C. 2001. Metalogenia do Brasil. CPRM/UnB, 392 p.
- Maynard I.B. 2004. Manganesiferous sediments, rocks and ores. In: Treatise on Geochemistry: sediments, diagenesis and sedimentary rocks, 7:289-308.
- Valrelli J.V., Bernardelli A.L., Beisiegel V.R. 1978. Aspectos genéticos do minério de Manganês do Azul. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Recife, SBG, *Amazônia*, v.4, p.1670-1679.

A SITUAÇÃO DOS JAZIMENTOS DE CALCÁRIO NO PARÁ

Marcelo L. Vasquez

Serviço Geológico do Brasil – CPRM, Belém – PA

RESUMO Os jazimentos de calcário no Pará ocorrem principalmente nas bacias ferozoicas com subordinados registros nos domínios pré-cambrianos. Suas reservas são de aproximadamente 3.000 milhões de toneladas e predominam calcários calcíferos geralmente usados na construção civil e indústria, mas localmente são registrados jazimentos de calcários mais magnesianos usados como corretivo de solo. O aumento do conhecimento sobre os depósitos de calcário agrícola no Pará tem despertado o interesse por este insumo.

INTRODUÇÃO O Estado do Pará conta com jazimentos de diversos minerais de insumos para agricultura. Rezende (2001) apresentou um levantamento de áreas potenciais desses insumos no Pará e no Amapá, entre os jazimentos desta classe, destacou o calcário como o principal potencial do Pará. Novos dados das reservas e qualidades desses insumos foram apresentados pelos projetos Distritos Mineiros do Estado do Pará (Carvalho *et al.*, 2004) e Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Pará (Klein & Carvalho 2008, Vasquez *et al.* 2008). O presente trabalho apresenta uma síntese das características geológicas e econômicas dos principais jazimentos de calcário do Pará, com a finalidade de mostrar o que se conhece desse insumo mineral de fundamental importância na recuperação dos solos degradados e aumento da produção agrícola.

RESULTADOS No mapa geológico e de recursos minerais do Pará foram cadastrados 121 registros de rochas carbonáticas que incluem rochas sedimentares simplesmente referidas como calcário, ou classificadas de acordo Pettijohn (1975) como calcário calcífero (<5 % MgO) e dolomítico (> 12% MgO). Também engloba rochas metamórficas de baixo a médio grau de origem sedimentar como metacalcários dolomíticos e mármoreis.

Jazimentos de calcário ferozoico Os jazimentos de rochas carbonáticas no Pará ocorrem nas bacias sedimentares ferozoicas e subordinadamente em domínios pré-cambrianos, como o Duménilo Santana do Araguaia e no Cinturão Araguaia. Os calcários ferozoicos são registrados nas bacias paleozoicas do Amazonas, Paranaíba e Alto Tapajós, bem como na plataforma continental Brasileira.

A Formação Itaituba do Grupo Tapajós hospeda 28 jazimentos de calcário em ambas as bordas da Bacia do Amazonas. Esta unidade se depositou durante o Pensilvaniano, há cerca de 300 Ma, em um ambiente marinho raso de planície de inframaré (Caputo 1984). O calcário ocorre como leites na porção mediana da formação, intercaladas com folhelhos e siltitos, arenitos e evaporitos. São calcários de cores cinza escuro e claro, variam de calcilitos afaníticos (micritos) e saramitais, calcarenitos biocásticos, com macro e microfósseis marinhos, que gradam para margas e arenitos calcíferos (Carvalho *et al.* 1977, Figueiras *et al.* 1979). Almeida *et al.* (2007) identificaram na região de Itaituba calcários calcíferos com 95-98% de calcita e 2-4% de quartzo, calcários dolomíticos com 47-54% de calcita, 35-42% de dolomita, 5-11% de quartzo e localmente dolomitos com 94% de dolomita e 6% de quartzo.

Os jazimentos de calcários de Itaituba e Aveiro são os mais bem conhecidos e atualmente são explorados para fabricação de cimento pela Companhia Brasileira de Equipamentos (CBE) e pelo grupo Voturantim, mas também há licenciamento para exploração de calcário para corretivo de solos (DINPM 2009). Os depósitos de Jibóia, Laranjo, Arici e Capitoá foram cubados pela CPRM (Carvalho *et al.* 1977) e suas reservas foram estimadas em 1.300 milhões de toneladas. As reservas medidas para o depósito Jibóia são de 200 milhões de toneladas, sendo 26 milhões de toneladas para corretivo de solos com teores médios de 14-18% de MgO e 27-30% de CaO (Figueiras *et al.* 1979). Carvalho *et al.* (1977) apresentaram resultados satisfatórios de Poder Reativo de Neutralização (PRNT = 89 e 93%) e para de testes de eficiência agrônômica feitos na Embrapa em amostras dos depósitos Capitoá e Jibóia.

Na continuidade da borda sul da Bacia do Amazonas para nordeste há ocorrências e depósitos, mas somente um deles próximo a Medicilândia é explorado para corretivos de solos. Estes jazimentos

ao longo da rodovia BR-230 ainda são pouco conhecidos, mas Riker (1999) estimou uma reserva total de 1.800 milhões de toneladas para os jazimentos de Uruará a Medicilândia.

No flanco norte da bacia os depósitos Colônia da Mulata e Serra do Itanajuri em Monte Alegre também estão associados a Formações Itaituba. São em geral calcários maciços, de cores cinza e preta, microgranulares que correspondem a calcilitinas e calcarenitos bioclásticos ricos em fósseis marinhos. Podem conter grãos de quartzo, pirita e concreções de sílex. As empresas CBE, Altos das Garças e Guaraná são detentoras das concessões de lavra desses depósitos (DNPM 2009). Os dados informados ao DNPM pelas empresas somam uma reserva de 58 milhões de toneladas (Pastana 1999), sendo 46 Mt nos depósitos de Colônia da Mulata. A Paraminérios fez uma reavaliação do depósito da Serra do Itanajuri com base em dados de superfície e subsuperfície (poços e sondagens) e criou uma reserva medida de 12 milhões de toneladas de calcário calcítico com teores médios de 1,4% de MgO e 46% de CaO (Amtrale 1990).

No Pará ocorrem pequenos segmentos da borda ocidental da Bacia do Paraíba, alguns desses hospedam jazimentos de calcário na Formação Pedra de Fogo do Grupo Balsas. Esta unidade compreende calcários pisolíticos, colíticos e micríticos eventualmente estromatolíticos, de cores creme, branca e cinza escuro intercalados com arenitos finos a médios amarelados e rosados, folhelhos cinza, siltitos avermelhados e esverdeados, evaporitos (anidrita nodular) e localmente com dolomitos e níveis de sílex. Essas rochas sedimentaram em ambientes marinho raso a litorâneo e lacustre tipo *sabão* costeira, sob ocasional influência de tempestades (Góes e Feijó 1994), durante a primeira metade do Permiano (300-270 Ma). Os dolomitos são micríticos e esgariticos, em média com 70% de dolomita, 20% de calcita e 10% de calcedônia fibroradiada. Dolomitos aversiticos (50-70% de carbonatos) contêm até 60% de dolomita, 15% de calcita e 25% de cristais de quartzo, além de subordinados fragmentos de chert e feldspato. Os calcários com até 55% de carbonatos são micríticos e esgariticos microcristalinos a granulares, apresentam até 80% de calcita e 15% de dolomita e também hospedam nódulos de calcedônia (Machado *et al.* 1984).

A Formação Pedra de Fogo contém 7 depósitos de calcário localizados em Palestina do Pará e Brejo Grande do Araguaia. O Idesp (1974), com base nas camadas aflorantes, estimou uma reserva de 13 milhões de toneladas para os depósitos da Vila Itamirim e cercanias, com amostras de calcário dolomítico com teores de 28-36% de CaO e 13-18% de MgO. Machado *et al.* (1984) baseados em dados de superfície e subsuperfície recalcularam as reservas em aproximadamente 11 milhões de toneladas, com calcários com teores médios de 32-49% de CaO e cerca de 4% MgO. Localmente identificaram calcários dolomíticos e dolomitos com 7-17% de MgO. A CVRD (atual Vale) estimou uma reserva de 39 milhões de toneladas para um alvo (Bloco C) nessa região e bloqueou uma reserva medida de 8 milhões de toneladas de calcário com teor médio de 33% de CaO, 5% de MgO e com PRNT = 65% (Seicom 2002). Atualmente esses depósitos são explorados através de licenciamento concedido as empresas Globo Verde e Silical (DNPM 2009). A Globo Verde (2009) está produzindo calcário agrícola com teores de 38-40% de CaO e 6-8% de MgO, com PN (Poder de Neutralização) = 90% e PRNT = 75-80%.

No nordeste do Pará os jazimentos de rochas carbonáticas se concentram na Plataforma Bragantina que consiste de uma bacia de margem continental moderna com deposição de sedimentos nos últimos 35 Ma. A Formação Pirabas, uma unidade da base do Grupo Barreiras, é composta de rochas carbonáticas e mistas com siliciclásticas que se depositaram em lagunas e estuários, transicionando para ambiente marinho raso e plataforma durante uma transgressão do início do Mioceno (Rossetti e Góes 2004, Arai 2006). São biocalciritos, biocalcarenitos, calcilitinas e margas com micro e macrofósseis de paleofauna marinha, que devido à importância esta unidade abriga um sítio paleontológico considerado patrimônio mundial (Távora *et al.* 2007). A Formação Pirabas hospeda 62 jazimentos de calcário, a maioria deles localizados em Capangema e Peixe Bui, são explorados pelas empresas CBE e Cibraza para fabricação de cimento (DNPM 2009) e suas reservas foram estimadas em 167 milhões de toneladas (Carvalho 2000). Na região predomina calcário calcítico que atendem as especificações da indústria do cimento, mas há depósitos de calcário para corretivo de solos no município de Primavera explorado através de licenciamento pela empresa Greiphil Minas (DNPM 2009).

No município de Bragança a Seicom (2002) criou e avaliou a viabilidade econômica do depósito de Nova Canindé. Foram criados 9 Mt de calcário com cerca de 9 m de espessura média da

camada de minério e 8 m de estéril. Esses calcários apresentam teores médio de 39,7 % de CaO, 1,1% de MgO. O teste de beneficiamento com uma amostra de 10 toneladas de minério apresentou excelente resultados produzindo um pó corretivo na granulometria de 40 mesh dentro das especificações de mercado e da legislação brasileira. Foi planejada uma lavra a céu aberto com uma mina dimensionada para produzir 5.000 t/mês com 60% da produção para calcário agrícola e o restante destinado para fundentes na siderurgia.

Recentemente, o Serviço Geológico do Brasil – CPRM avaliou com base em dados de superfície e subsuperfície os depósitos Água Boa e São Vicente, localizados em Marapanim. São rochas carbonáticas da Formação Pirabas que consistem de calcarenitos bioclásticos, alguns são impuros (30% de terrígenos), outros com dolomitização e calcinitas dolomíticas. No depósito Água Boa as rochas carbonáticas são magnesianas com teor médio de 17,2 % de MgO, enquanto no depósito São Vicente são calcíticas (MgO = 3,6%). Para o depósito São Vicente foi calculada uma reserva média de 201 mil toneladas de calcário que com uma produção de 1.000 t/mês a mina pode ser explorada por 17 anos, enquanto no depósito Água Boa made foi calculada uma reserva de 130 mil toneladas de minério a mina duraria 11 anos (Viglio 2007).

Jazimentos de calcário pré-Cambriano Os gnaisses, migmatitas e rochas metavulcânicas e metassedimentares de baixo grau metamórfico das cercanias de Santana do Araguaia se firmaram no Arqueano e sofreram metamorfismo no Paleoproterozóico, durante o Ciclo Transamazônico (Cimba et al. 1981, Vazquez et al. 2007). As rochas supracrustais na porção meridional do Domínio Santana do Araguaia foram agrupadas na Sequência Fazenda Santa Fé (Macambira et al. 2007). Entre as rochas metassedimentares desta unidade ocorrem metacalcários dolomíticos de tur rinha, granulção fina a muito fina, com acamadamento milimétrico a centimétrico e os carbonatos perfazem > 90% e exibem microtexturas de recristalização granoblástica (Macambira & Setton 2006).

A Companhia Agropecuária do Araguaia iniciou as avaliações do depósito da Fazenda Santa Fé, mas atualmente a empresa Calpará do Grupo Cabreza explora a mina. A camada de metacalcário possui uma espessura >35 m e na reavaliação das reservas a Calpará cubou uma reserva média 1 Mt e uma inferida de 2 milhões de toneladas. A rocha apresenta uma composição magnesiana com teores de MgO de 13-19%, CaO de 28-31% e 4-10% de SiO₂ e com PN de 89-96% (Macambira e Setton 2006). A Calpará (2009) disponibiliza um corretivo de solo com teores de CaO e MgO semelhantes com PN de 95-105%.

O Cinturão Araguaia tem diversos registros de jazimentos de calcário e mármore associado as suas unidades neoproterozóicas. Dasmaceno et al. (1996) descrevem um depósito de 5 milhões de toneladas na serra do Quatipuru associado a um complexo ofiolítico deste cinturão.

Também existem outros registros pontuais de jazimentos calcário em domínios arqueanos e paleoproterozóicos no Pará, como na Serras das Andorinhas no Domínio Rio Maria e na Serra do Buitirama no Domínio Bacajá.

CONCLUSÕES As reservas de calcário do Pará somam cerca de 3.000 milhões de toneladas e os depósitos das regiões de Itaituba, Monte Alegre, Palestina do Pará e Capangema são os maiores e mais bem conhecidos. Nestes depósitos predominam calcários calcíticos geralmente usados na construção civil e indústria, mas localmente são registrados jazimentos de calcários mais magnesianos usados como corretivo de solo.

Os principais jazimentos de calcário do Pará estão hospedados em facies emersozóicas existem poucos e pequenos depósitos nos domínios pré-cambrianos, atualmente só o depósito da Fazenda Santa Fé no Domínio Santana do Araguaia é explorado para corretivo agrícola. Contudo, existem outras áreas de alto potencial como o Cinturão Araguaia.

Os depósitos de calcário para corretivo de solos no Pará são poucos e geralmente pequenos, mas o aumento do conhecimento desses depósitos na última década (ex. depósitos de Nova Camandé e Marapanim), apesar de pouco, ampliou o potencial do calcário para agricultura. Pode-se esperar que com a crescente demanda desse insumo as pesquisas para calcário agrícola aumentem no estado e novos depósitos sejam descobertos, avaliados e explorados.

REFERÊNCIAS

- Almeida, S.H.M.; Macambira, M.J.R., McReath, I. 2007. Catadotuminescência como instrumento de refinamento petrográfico de calcários da Formação Itaituba (PA), Bacia da Amazônia. *In: Cong. Bras. Pesq. Desenv. Petróleo e Gás*, 4., Campinas. *Resumos expandidos...* Campinas: ABPG/DNI, 2007.
- Andrade, P.G. 1990. Geologia e análise composicional dos calcários da Serra do Itaajuri. Belém: Paraninérios, 53 p.
- Araújo, M. 2006. A grande elevação crustal do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. *Geologia USP: Série Científica*, 6 (2):1-6. (Série Científica).
- Calçará. 2009. Disponível em: <<http://www.grupocalcara.com.br/calcarai.htm>> Acesso em: fev. 2009.
- Caputo, M.V. 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil*. Universidade de Santa Bárbara - Califórnia, BJA 583 p. Tese Doutorado em Geologia.
- Carvalho, J.M.A. 2000. Recursos Minerais. *In: Almeida, H.G. São Luís SW/NW, folhas SA.23-V e SA.23-Y, Estados do Pará e Maranhão. Escala 1:500.000. PLGB. Brasília: CPRM, CD-ROM.*
- Carvalho, J.M.A.; Figueiras, A.J.M.; Santos, C.A. *Projeto Calcários Itaituba: relatório final*. Belém: DNPM/CPRM, 1977. v. 1. 137 p.
- Conha, B.C.C. et al. 1981. Geologia. *In: DNPM. Projeto Radambrasil. Folha SC. Tucuruí: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, p. 21-196. (Levantamento de Recursos Naturais, 22)*
- Damaseno, B.C. et al. 1996. Integração mineral no Município de Conceição do Araguaia. PRIMAZ. Belém: CPRM-Seicon, 83 p.
- DNPM. 2009. Signiine. Disponível em: <<http://signiine.dnpgm.gov.br/>>. Acesso em: fev. 2009
- Figueiras, A.J.M.; Villas Boas, I.M.; Martins, R.C. 1979. Projeto Aveiro: relatório final de pesquisa. Belém: CPRM/DIVPES, 114 p.
- Globo Verde. 2009. Disponível em: <<http://www.globoverde.com.br/>>. Acesso em fev. 2009.
- Góes A.M.O. & Feijó F.J. 1994. Bacia da Paruiba. *Boletim de Geociências do Petróleo*, 8 (1):57-87
- Idep. 1974. Calcários da Formação Pissá – Fazenda Itaituba, Estrada Transamazônica, Trecho Marabá-Rovito. Idep-IGS. Belém, 14 p.
- Klein, H.L. & Carvalho J.M.A. 2008. Recursos Minerais. *In: M.L. Vasquez; L.T. Rosa-Costa (Orgs.) Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará. Belém: CPRM, p. 217-262.*
- Macambira, R.M.B. & Setton, S.F. 2006. O metacalcário dolomítico da Calçará – Santarém do Araguaia, sul do Pará. *In: Simp. Geol. Amaz.*, 9., Belém. *Resumos...* Belém: SBG, 2007. CD-ROM.
- Macambira, R.M.B.; Vasquez, M.L.; Ricci, P.S.F. 2007. Caracterização do domínio tectônico Santarém do Araguaia – sudeste do Pará. *In: Simp. Geol. Amaz.*, 10. Belém. *Resumos...* Belém: SBG, 2007. CD-ROM.
- Marchado, J.L.L. et al. 1984. Sobre a possibilidade econômica do calcário da Vila Itaituba, Pará. *In: Cong. Bras. Geol.*, 33. *Amaz.*. Rio de Janeiro: SBG, 8: 3823-3830.
- Pastora, J.M.N. 1999. Síntese geológica e favorabilidade para tipos de jazimentos minerais do Município de Monte Alegre-PA. Belém: CPRM. 34 p.
- Petijenh, F.J. 1975. *Sedimentary Rocks*. Nova York, 628 p.
- Ribeiro, S.L. 1999. Calcário para agricultura em parte da Amazônia. *In: Simp. Geol. Amaz.*, 6. Belém. *Amaz.*. Manaus: SBG, p. 74-79.
- Ressende, N.G.A.M. 2001. Insumos minerais para agricultura e áreas potenciais nos estados do Pará e Amapá. Belém: CPRM. 50 p. (Informe de Recursos Minerais. Série Insumos minerais para agricultura, n. 10).
- Rozsetti, D.F. & Góes, A.M. 2004. Geologia. *In: Rozsetti, D.F.; Góes, A.M.; Trachtenbradt, W. (Eds.). O Neógeno na Amazônia Oriental. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, p. 13-52. (Coleção Friedrich Katz).*
- Seicon. 2002. A jazida de calcário de Nova Cruzalé. Município de Bragança-Pará: relatório final de pesquisa. DNPM B50.457/2000.
- Viglio H. 2007. Rochas carbonáticas de Marapanim, região nordeste do Pará. Belém: CPRM. 31 p. (relatório interno).
- Souza, J.O. & Moraes, L.C. , 1995. Xambicá, folha SB.22-Z-B: Estados do Pará e Tucuruí. Escala 1:250.000. PLGB. Brasília: CPRM. 84 p.
- Távora, V.A.; Silveira, B.S.F.; Milhomem Neto, J.M. 2007. Mina B-17, Capanema, PA - Repressivo Registro de uma Paleogeografia do Cenozoico Brasileiro. *In: Wings, M. et al. (Eds.) Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. Disponível em: <<http://www.unb.br/ig/geop/sitio121/sitio121.pdf>>*
- Vasquez, M.L. et al. 2007. Datação por evaporação de ⁴⁰K em xisto de antiguidades e granitoides da região de Santarém do Araguaia – sudeste do Pará. *In: Simp. Geol. Amaz.*, 10. *Resumos...* Belém: SBG, 2007. CD-ROM.

XI Simpósio de Geologia da Amazônia, 2 a 5 de agosto de 2009, Manaus - AM

Viequez, M.L.; Sousa, C.S.; Carvalho, J.M.A. (Org.). 2008. Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG, mapas em escala 1:1.000.000. PGE. CPRM: Belém, CD-ROM.

A IMPORTÂNCIA ECONÔMICA DA ATIVIDADE MINERAL PARA O DESENVOLVIMENTO DO ESTADO DO AMAPÁ: ASPECTOS HISTÓRICOS E AMBIENTAIS.

Soter Oliveira Sarquis Júnior⁽¹⁾, Marcundes Lima da Costa⁽²⁾

(1) Governo do Estado do Amapá – GEA; (2) Instituto de Geociências - UFPA

RESUMO

A humanidade precisa indiscutivelmente dos bens minerais, pois sua evolução está diretamente relacionada com o melhoramento e tecnologia dos materiais de origem mineral. Atualmente, países em desenvolvimento, necessitam deste recurso para poder avançar em seu crescimento comercial e industrial, como é o caso da China e Índia (países em amplo desenvolvimento e grandes importadores de bens minerais) e do Brasil.

O estado do Amapá no Brasil, localizado, em grande parte, ao norte da linha do Equador (Hemisfério Norte), com clima quente e úmido e elevado índice de precipitação, possui características pouco favoráveis à agricultura, apresenta uma grande diversidade geológica que aponta um elevado potencial mineral, haja vista a ocorrência de seqüências rochosas tipo *gneiss* e *basaltos*, cuja presença está geralmente associada a depósitos minerais de relevante valor econômico.

INTRODUÇÃO

Suas florestas, com elevado grau de preservação, também são reconhecidas como potencialidades significativas se exploradas e manejadas adequadamente, mas a mineração pode, através de seus consagrados efeitos de “arraste” e de “propulsão”, funcionar como forte fator de atratividade para os demais setores imprescindíveis ao desenvolvimento como infra-estrutura, transporte, energia, comércio, agricultura, pecuária e até industrial.

Geologicamente, o Amapá se faz representar por rochas arqueanas de médio-alto grau metamórfico composta predominantemente por metatonalitos, gnaisses, migmatitos, granodioritos e charoquitos. Encontram-se alojadas, nessa seqüência, rochas do de idade proterozóica do Complexo Máfico-Ultramáfico Barro - CMUB, além de suítes graníticas orogênicas representadas principalmente por granodioritos, tonalitos, monzogranitos e charoquitos. Também neste contexto, estão inseridas seqüências de rochas metavulcanosedimentares, tipo *gneiss* e *basaltos*, associadas às rochas metaultamáficas, metariolitos, BIF, xistos, anfíbolitos e metasedimentos. Destacam-se nessas seqüências, rochas intrusivas como os granitos Waiãpi e Amajari, máficas intermediárias, diques de diabásio e as alcalinas Mapari e Camaipi (Rosa-Costa, 2006).

Reposam discontintamente sobre esta seqüência, as rochas de idade Fanerozóica representadas pelos sedimentos da Bacia Amazônica do Grupo Curuá e a Formação Alter do Chão que se encontram capoados pelos depósitos lateríticos com importantes depósitos de bauxita e casim. Este último, de grande importância econômica para o Estado.

No topo da seqüência, estão o Grupo Barreiras e os sedimentos inconsolidados do Quaternário que bordejam o flanco oriental do Estado.

MATERIAL E MÉTODOS

Foram feitos levantamentos bibliográficos sobre o Estado e sua situação mineral, bem como visitas às empresas de mineração e órgãos de fiscalização e fomento como DNP, CPRM, SEMA(AP), SEPLAN, SEICOM e outras. As informações foram tratadas sob a ótica de produção, aspectos ambientais do meio físico e índices econômicos que corroboraram com a temática explicitada.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Sem a mineração, o Estado do Amapá estaria, provavelmente, em um menor grau de desenvolvimento, pois teve sua história ligada a este setor que despertou, já no século XVIII, o interesse de franceses que confundiam “propositadamente” os limites estipulados no Tratado de Utrecht (rio Oiapoque) para poder explorar com em território brasileiro. O que foi resolvido somente no início do século XX com o *Contrato*, que foi advogado pelo Barão do Rio Branco que fundamentou sua defesa em relatório emitido por Emilio Goeldi que promoveu levantamentos de ocupação do território e confirmou sendo

majoritariamente de brasileiros, ficando definitivamente estabelecido como fronteira entre Brasil e Guiana Francesa o rio Oiapoque (Porto, 2003).

O Estado que experimentou uma ascensão econômica com a exportação inicial do manganês feita pela empresa Indústria e Comércio de Minérios – ICOMI e, duas décadas depois, enfrenta um ligeiro declínio e em 1997 inicia o fechamento das atividades desta empresa no Estado, desencadeando grave crise econômica, política e social (Drummond et al. 2007). Antes da completa desativação da ICOMI, esta foi acusada de grave dano ambiental e de contaminação por arsênio de uma comunidade no entorno do pátio de estocagem. No entanto, análises feitas pelo Instituto Evandro Chagas (Scarpelli, 2002) mostraram que as epidemias estavam associadas a falta de saneamento básico e não ao minério que, posteriormente foi exportado para a China. Mesmo assim, a sua principal atividade econômica continua ainda controlada pelo setor mineral, quer seja pela produção do caulim, de ouro nos garimpos de Tartarugalinho e Calçoene, e ainda a retomada da atividade mineral na Serra do Navio (Mn), Pedra Branca do Amapari (Al e Fe) e Santana (atividade portuária). Com a retomada dessas atividades minerais nos últimos 20 anos surgiram como conseqüências novos municípios como Serra do Navio, Pedra Branca do Amapari, Santana e Vitória do Jari.

O crescente conhecimento geológico do país e os índices econômicos mostram que o setor mineral brasileiro está em pleno desenvolvimento, apesar de gerar danos ambientais que, no entanto são comparativamente muito menores do que aqueles pertinentes a grande maioria dos setores produtivos. Dentro desse cenário, o Estado do Amapá tem possibilidade de se transformar em uma Província Mineral (Spies, 1999) como o Pará e algumas outras Unidades da Federação.

Para que sua potencialidade mineral se transforme em riqueza, necessário se faz um maior reconhecimento (mapeamento em nível de detalhe) geológico do Estado para localização de depósitos minerais com características comerciais e viáveis para exploração. Isto acontecerá quando houver vontade política de se implementar um modelo de gestão que contemple a busca das potencialidades de um Estado com tendência reconhecida à mineração (Figura 1). Já foi o maior produtor mundial de manganês e atualmente produz duas entre as commodities mais importantes no mundo que são ouro e ferro, cujos preços são cada vez mais crescentes. O volume de caulim produzido no Estado do Amapá corresponde atualmente a 9% da produção mundial de caulim para uso majoritariamente em branqueamento de papel. As reservas (Morro do Felipe) apresentam vida útil estimada em mais de 200 anos, se mantida a produção atual (Simanetti, 2006).

Dentre os bens minerais mais requeridos (número de requerimentos junto ao DNPM) no estado, está o ouro seguido pelos minerais como columbita-tantalita e cassiterita. Entretanto, a produção está centrada no caulim, ouro e ferro (Figura 2 e 3), outros como o, com grandes possibilidades para brita e rechas concamerárias.

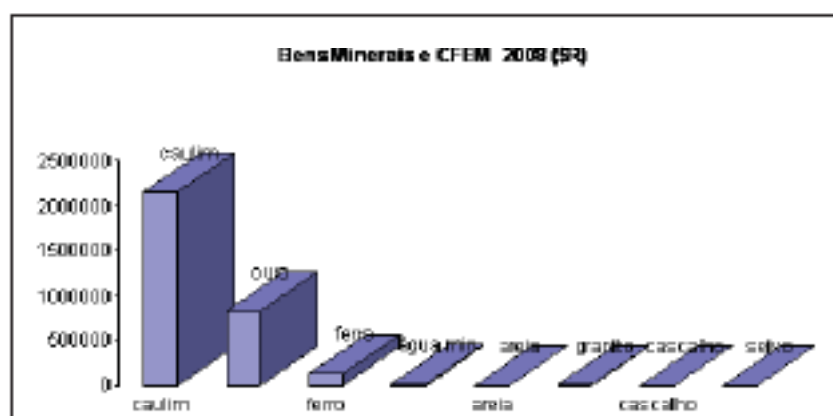
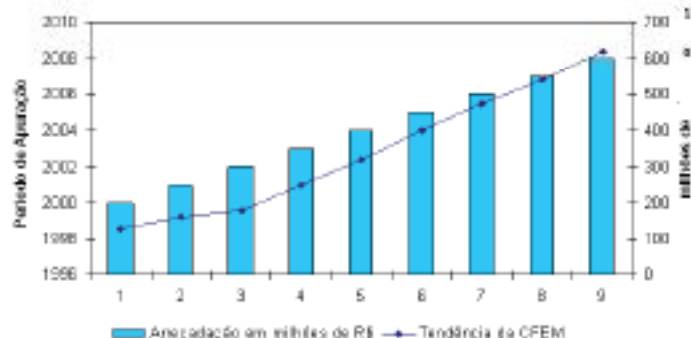


Figura 1 – Bens minerais que mais arrecadam CFEM no Estado do Amapá em ordem decrescente.

As possibilidades, acima elencadas, podem alavancar o crescimento econômico do Estado caso sejam implantadas ações positivas de expansão dos conhecimentos sobre a geodiversidade local, pois atividades desse setor geram demandas de outros serviços necessários e de suporte a atividade mineral. Somado a isto, a revisão das categorias de manejo das Unidades de Conservação seria necessária para se implantar modelos que permitam a exploração sustentável dos recursos naturais. Desde que se faça reconhecer

estas possibilidades frente às transformações e globalização que se verifica a nível mundial da qual o Amapá não deverá se excluir, pelo contrário, deve potencializar estas possibilidades para desenvolver e projetar o Brasil no ranking dos países em desenvolvimento.

Evolução da CFEM arrecadada em milhões de R\$



CFEM no Amapá

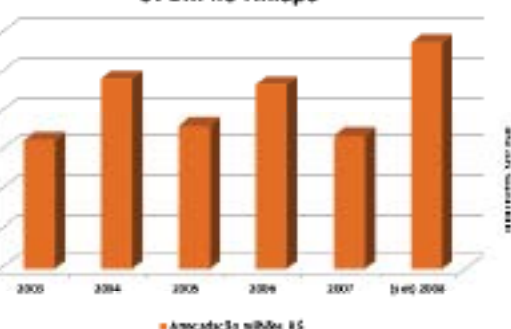


Figura 2 – Arrecadação da CFEM no Amapá, acompanhando o crescimento nacional

O Estado do Amapá tem dado sua contribuição neste contexto, mesmo sendo o décimo estado em arrecadação em termos de recursos minerais, mas é o segundo da região amazônica superando até mesmo o Estado do Amazonas (maior da região).



Figura 3 – Mapa mundial a localização privilegiada do Estado do Amapá e como a produção mineral pode ser exportada.

CONCLUSÕES

Boas perspectivas foram geradas a partir de apreensões feitas pela Polícia Federal de minério radioativo em território amapaense. Trata-se de torizita, fato este que foi noticiado inclusive no jornal Tribuna de Brasília, e cuja competência da exploração é exclusiva da União. Além disso, sabe-se do interesse de investidores Indianos e Chineses em explorar jazidas de minério de ferro no Estado.

Apesar de seu isolamento geográfico em relação aos demais estados da Nação (Figura 3), o Amapá possui uma estrutura portuária adequada às demandas de escoamento de grandes volumes de minério, promovida pela atividade mineral, tanto para abastecimento de empresas nacionais como estrangeiras e goza de privilegiada localização pela sua proximidade dos complexos portuários das Américas Central e do Norte, além da Europa.

Atualmente, o planeta passa por um momento de crise que desencadeou uma elevada instabilidade econômica e, o Estado do Amapá, como muitas outras Unidades da Federação, também passa por uma depressão financeira que abalou a atividade mineira, mas os recursos minerais continuam no mesmo

lugar até que seja oportuna a retomada das explorações que tornarão o Estado economicamente melhor e mais produtivo para o Brasil e para o Mundo.

AGRADECIMENTOS

Ao Governador do Estado do Amapá pela permissão concedida para realizar o presente estudo como parte da dissertação de mestrado do primeiro autor. Ao CNPq pelo apoio financeiro.

REFERÊNCIAS

- Drummond, J. A. & Pereira, M. de A. P. 2007. O Amapá nos Tempos do Manganês: Um estudo sobre o desenvolvimento de um estado amazônico – 1943 – 2000. Rio de Janeiro. Ed. Garamond, 500 p.
- Melo, L. V. de. 2001. A Mineralização Aurífera do Depósito de Amapari – Amapá. In: Seminário em Geoquímica e Petrologia & Seminário em Geologia. Caderno de Resumos. Belém. UFPA/CG/CPGG. P. 17 –18.
- Purto, J. L. R. 2003. Amapá: Principais Transformações Econômicas e Institucionais – 1943 a 2000. Macapá. SETEC. 198p.
- Scarpelli, W., 2002. Arsênio do Minério de Manganês de Serra do Navio. Rio de Janeiro. 27p.
In: http://200.20.105.7/Publicacoes/Outros_Artigos/Scarpelli_ArsenicemMinerioManganes.pdf
Consultado em 28 de junho de 2006.
- Simonetti, G., 2006. Morro do Felipe – Geologia e Mineralização. Vitória do Jari / Amapá.
- Spiers, C. A.; 1999. Petrologia e Metalogênese dos Depósitos de Cromita Associados ao Complexo Máfico-Ultramáfico Bacuri – AP. Dissertação de Mestrado. Brasília – DF, UNB. Instituto de Geociências.

O DIAMANTE NO ESTADO DE MATO GROSSO E A CRISE DE 2008

Marília Bouret de Medeiros Carlotto

Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM
Rua da Fé- 177 – Jardim Primavera – 78090-100-Cuiabá-MT, Brasil
marilia.carlotto@dnpm.gov.br

Resumo. A crise que começou em 2008 nos Estados Unidos da América e se alastrou pelo mundo causou enormes danos para a Economia Global. Dentro deste cenário os preços de grande parte das commodities do setor mineral despencaram, em especial, o diamante. Com o preço muito baixo no mercado ficou inevitável os altos investimentos em pesquisa e lavra para este bem mineral. Assim houve o fechamento de minas ao redor do mundo e no Brasil. As grandes empresas detentoras de Portaria de Lavra e grande parte dos garimpos outorgados no sistema de Permissão de Lavra Garimpeira tiveram suas atividades paralisadas, tendo destaque à região de Juína localizada a noroeste do Estado de Mato Grosso.

Introdução. O nome diamante vem do grego “*Adamas*” e significa indestrutível, indestrutível, apesar desse último conceito ser enganoso, pois mesmo sendo a substância mais dura que se conhece, é quebradiço ao choque do martelo.

Segundo Barbosa (1991), o diamante é conhecido desde o século XVI a.C., conforme Êxodo, Cap.28, vers. 4 a 35. Chaves e Chambel (2003) citam que os nativos índios conheceram a pedra no século 8 Em Mato Grosso, onde hoje se encontra a principal fonte de diamante do país, o diamante foi descoberto por exploradores de ouro já no final do séc. XVIII, na cidade de Diamantina, mas o governo português proibiu a exploração devido ao monopólio e pelo difícil acesso da região. As maiores ocorrências de diamante no estado estão divididas nas Províncias Juína (Juína), Mato Grosso Central (Nortelândia/ Diamantino, Chapada dos Guimarães, Paranaatinga, Povoado) e Mato Grosso/Goias (Alto rio Garças, Alto rio Araguaia).

Barbosa (1991) relata que o primeiro diamante encontrado no Brasil foi em 1714, em um garimpo de ouro próximo à cidade de Diamantina – MG, mas o então garimpeiro só descobriu que se tratava de diamante depois que João de Almeida e Vasconcelos (capitão dos Dragões da Independência) foi apresentado e mandou lapidar. Porém esse segredo ficou guardado, e em 1721, na cidade de Diamantina, foi encontrado diamante no garimpo de ouro do português Bernardo Fonseca Lobo e as pedras eram vendidas para Bahia e Europa como procedentes da Índia. Em 1725, o então português apresentou o governador da capitania de Vila Rica (hoje Ouro Preto) com algumas pedras e este resolveu contar a verdade para Portugal. Bernardo Lobo ficou conhecido como descobridor oficial do diamante no Brasil em 1730. A partir daí foi criada o “Distrito Diamantino do Serrão Frio”.

Em Mato Grosso, onde hoje se encontra a principal fonte de diamante do país, o diamante foi descoberto por exploradores de ouro já no final do séc. XVIII, na cidade de Diamantina, mas o governo português proibiu a exploração devido ao monopólio e pelo difícil acesso da região. As maiores ocorrências de diamante no estado estão divididas nas Províncias Juína (Juína), Mato Grosso Central (Nortelândia/ Diamantino, Chapada dos Guimarães, Paranaatinga, Povoado) e Mato Grosso/Goias (Alto rio Garças, Alto rio Araguaia).

Materiais e Métodos. A metodologia realizada foi a pesquisa bibliográfica. Nesta fase foi feito um levantamento de material bibliográfico sobre o bem mineral Diamante e sobre a Crise americana que contagiou o mundo em 2008. Por se tratar de um fato recente também foram realizadas pesquisas em sites objetivando tomar conhecimento de sua dimensão e conseqüências.

Levantamento de dados junto às mineradoras, empresas que produzem Diamante no Estado de Mato Grosso através de questionário para fazer a correlação da crise econômica mundial e a queda de produção e investimento do setor.

Coletas de dados de produção, investimentos e mão de obra foram levantadas no DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral através do Relatório Anual de Lavra - RAL e o Anuário Mineral Brasileiro-AMB.

Resultados e Discussão. Estimativas indicam que a tendência mundial é que a demanda por diamante aumente sucessivamente, a partir do momento em que a crise abrande, ou seja, a partir do instante em que o mercado comece a reagir e que os preços das commodities se elevem. A tendência da oferta é que continue estagnada.

Desta forma, cai a produção, a pesquisa e o investimento de empresas. Mesmo com o cenário de queda na demanda e oferta de diamantes, quando o mercado se estabilizar a demanda voltará a crescer e como não terão diamantes suficientes para atender a demanda, os preços tenderão a subir. Esta estimativa mundial cabe ao Estado de Mato Grosso também.

Com a crise mundial instaurada no segundo semestre de 2008 fez com que o valor das commodities despencasse a níveis alarmantes, com isso observou-se queda de produção e paralisação de empresas diamantíferas ao redor do mundo.



Figura 01 - Produção de Diamante no Estado de Mato Grosso

Conforme a figura nº 01 a produção de diamantes no Estado de Mato Grosso já estava declinando devido à queda dos preços no mercado e também pelo retorno não satisfatório dos altos investimentos, mas foi a partir da crise de 2008 que a situação se agravou. O valor da commodity diamante despencou e seu preço reduziu em 40%. Os índices de 2006 e 2007 são dados do RAL - Relatório Anual de Lavra e o índice de 2008, por falta da disponibilidade do RAL de ano-base 2008 até o momento é do RTC - Relatório de Transações Comerciais.

A crise mundial reflete no Brasil e em seus estados produtores de diamantes. Em Mato Grosso, um dos principais estados produtores de diamante no Brasil, verifica-se a paralisação de atividades de empresas diamantíferas e até mesmo o fechamento e encerramento por completo de suas atividades.

A abertura de novas minas está comprometida principalmente nos estados onde os trabalhos de pesquisa demandam grandes investimentos, ou seja, MT, MG, BA, RR, PI e RO. A tendência é que em médio prazo as pesquisas e a exploração do mineral retomem ao patamar próximo ao que se encontrava antes da instalação da crise econômica.

Desta forma, como ilustra a figura nº 02, o crescimento do setor diamantífero no Estado de Mato Grosso foi interrompido em 2008 devido à queda do valor da commodity no mercado mundial, altos investimentos no setor e pouco retorno. Os dados deste gráfico são dados do AMB - Associação Mineral Brasileira. Ainda não foi divulgado o número de investimentos em 2008, mas estima-se queda de investimentos. No primeiro semestre de 2009 as principais empresas de diamantes de Mato Grosso paralisaram e segundo especialistas é improvável a sua reabertura no curto prazo devido aos elevados custos.

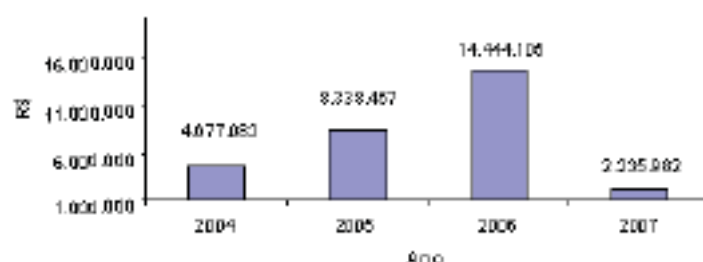


Figura 02 - Investimentos no Setor Diamantífero no Estado de Mato Grosso

Conclusão. É crescente a importância da aplicação do diamante em diferentes setores industriais. As modernas indústrias mecânicas, com o emprego de máquinas-ferramentas de controle digital, utilizam ferramentas de corte e de desbaste, o que vem apresentando notável crescimento. O diamante terá maior importância do que ele tem hoje também pelo fato que os estoques são aproximadamente nulos e a produção de diamantes a médio e em longo prazo está estável e a demanda mundial está em crescimento.

Em geral, os diamantes classificados na categoria de gemas representam apenas 20%, em massa, da produção das minas, mas esse percentual de diamantes constitui 80% do valor produzido; os diamantes classificados nas categorias de quase-gemas e industrial, embora constituam cerca de 80% da massa da produção, significam apenas 20% do valor da produção total.

O comércio de diamantes tende a aumentar devido a um significativo crescimento de demanda no mercado americano e nos países asiáticos. A classe média da China e Índia está crescendo rapidamente e alguns estudos de projeção indicam que em 2020 esses potenciais consumidores serão oito vezes maior que o mercado americano. Atualmente percebe-se uma forte procura por diamantes lapidáveis de pequenas dimensões (0,3 mm a 2,0 mm). Isto resulta de demanda do enorme mercado dos países asiáticos; alia-se a esta demanda o fato de se haver percebido que a agregação de pequenas pedras em uma jóia pode causar efeito estético e beleza equivalente ao de uma única pedra maior e de elevado valor.

Em médio e longo prazo o mercado mundial tende a se recuperar e as commodities voltam a atingir preços elevados que justifiquem a retomada da pesquisa, produção e investimentos do setor diamantífero.

Referências bibliográficas

- Chaves, M. L.; Chambel, L. 2003. *Diamante: A Pedra, a gema, a lenda*. Oficina de textos, 123p.
- Barbosa, O. *Diamante no Brasil: história, ocorrência, prospecção e lavra*. CPRM, 1991.
- Danese, L. *Seminário Mineral-Diamante 2006, 2007*. DNP/MDMB.
- Oliveira, A.; MIRANDA, J. G. *História da produção na província de Juína (MT)*. Brasil Mineral nº 186.

GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DOS PROSPECTOS AURÍFEROS DOZE DE OUTUBRO, ROSA DE MAIO, BANDEIRANTES E MAUÉS, PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJÓS, AMAZONAS.

Marcelo Pinto¹, Nilson F. Botelho², Laiz Carlos Clerut¹, Lyu M. Cunha², Thais A. Carrinas²,
Valmir da S. Souza², Feliana M. Corrêa²

1) Mapex Mineração – marcelopinto@mapex.com.br; 2) Instituto de Geociências, Universidade de Brasília; 3) Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Amazonas.

RESUMO A porção ocidental da Província Aurífera Tapajós, localizada no Estado do Amazonas, constitui o setor menos conhecido desta importante província mineral, onde quatro prospectos, Doze de Outubro, Rosa de Maio, Bandeirantes e Maués, são alvos de trabalhos de pesquisa desenvolvidos por empresa e universidade. Os prospectos Rosa de Maio e Bandeirantes estão situados em domínio granítico, atribuído à Suíte Parinari (1,89 Ga), com ouro associado à alteração potássica e silicificação. O alvo Doze de Outubro está hospedado em rochas vulcânicas ácidas a intermediárias, com mineralizações auríferas hospedadas em veios relacionados a intensa silicificação e em stockwork. No prospecto Maués, as mineralizações estão hospedadas em rochas do Grupo Jacarezanga, em domínios fortemente estruturados de xistos e rochas vulcânicas ácidas a intermediárias.

Introdução A Província Aurífera do Tapajós, intensamente explorada por garimpeiros entre as décadas de 70 e 90, permanece ainda hoje como uma das regiões mais promissoras para busca de jazidas de ouro no país, embora ainda muito pouco estudada. Investigações recentes (Juliani *et al.*, 2002, 2005) levaram à caracterização de edifícios vulcano-plutônicos e um grande número de evidências que sugerem correlação entre algumas das mineralizações conhecidas e depósitos do tipo púrpuro e depósitos epitermais. Em especial, a porção mais ocidental da província, situada no Estado do Amazonas, é ainda menos conhecida quanto ao seu potencial metalogênico. Atualmente, trabalhos de prospecção, incluindo mapeamento geológico, interpretação de dados aerogeofísicos, amostragem extensiva e geoquímica de rocha total, estão sendo desenvolvidos nos prospectos Doze de Outubro, Rosa de Maio, Bandeirantes e Maués, situados no município de Maués, Amazonas (Fig. 1).

Os resultados preliminares sobre os trabalhos nesses prospectos aportam uma contribuição ao conhecimento sobre mineralizações auríferas do Tapajós, localizadas no Estado do Amazonas, hospedadas em seqüência vulcânica ácida sem deformação, em granitos e em domínios de rochas metavulcânicas e metasedimentares fortemente estruturadas.

Prospecto Doze de Outubro A região do prospecto Doze de Outubro é constituída, segundo Almeida *et al.* (2001), por rochas vulcânicas paleoproterozoicas das formações Bom Jardim e Sebastião. A primeira é formada predominantemente por rochas vulcânicas básicas a intermediárias, incluindo andesitos, andesitos basálticos, traquiandesitos e latitos. A segunda unidade é constituída predominantemente por vulcânicas intermediárias a ácidas, (dacitos e riolitos). A principal área de pesquisa, com garimpo em atividade, é constituída predominantemente por rochas vulcânicas ácidas, de composição riolítica a riodacítica, evidenciada por assinatura de alto potássio em levantamentos gamaespectrométricos (Fig. 2). Medidas de gamaespectrometria em afloramentos sem alteração hidrotermal revelam emagens da ordem de 200 a 300 cps, compatíveis com rochas de composição riolítica. Nas áreas alteradas e mineralizadas, a alteração hidrotermal predominante é a silicificação, que provoca diminuição da concentração de potássio nas rochas mineralizadas (Fig. 3A), que estão comumente brechadas. As rochas vulcânicas do prospecto têm assinatura de magmatismo ácido, cálcio-alcalino de alto potássio e pós-tectônico (Fig. 3B).

As concentrações de ouro nas amostras analisadas têm relação direta com aumento de SiO₂ e diminuição de K₂O (figs. 3A e 4A), com teores comumente entre 6 g/t a 139 g/t Au em rochas riolíticas brechadas e alteradas e 24 g/t Au em brechas hidrotermais. Grandes concentrações de sílica, interpretadas como restos de antigos caposamentos, ocorrem em algumas áreas, como na Gruta do Limão, onde ouro ocorre associado a concentrações de cobre, com teores entre 0,2 e 1% de Cu. Entretanto, de uma maneira geral, não foi notada relação direta entre ouro e cobre no Alvo Doze de

composição monzogrânica, constituída de biotita monzogranito porfirítico de cor rosa a roxa e granulação grossa a muito grossa. Localmente, como na região do Igarapé do Lixo, aflora quartzito diorito. As relações de campo mostram o diorito cortando as rochas graníticas dominantes na área do prospecto. A mesma concentração de potássio, em relação às áreas do Doze de Outubro e Maomé, evidenciada pela aerogeofísica (Fig. 2) está de acordo com a composição das rochas e com as contagens de gamaespectrometria mais fracas obtidas em afloramento, entre 120 e 170 cps. Apesar das mesmas contagens, a alteração hidrotermal predominante no Rosa de Maio é sericitização, seguida de silicificação, evidenciada por maiores razões K_2O/SiO_2 (Fig. 3A). Os granitos da área Rosa de Maio são magnéticos e têm assinatura geoquímica de granitos cálcio-alkalinos de alto potássio, pós-colisionais, condizente com a assinatura da Suíte Parauari nas demais regiões da Província Tapajós (Fig. 3B).

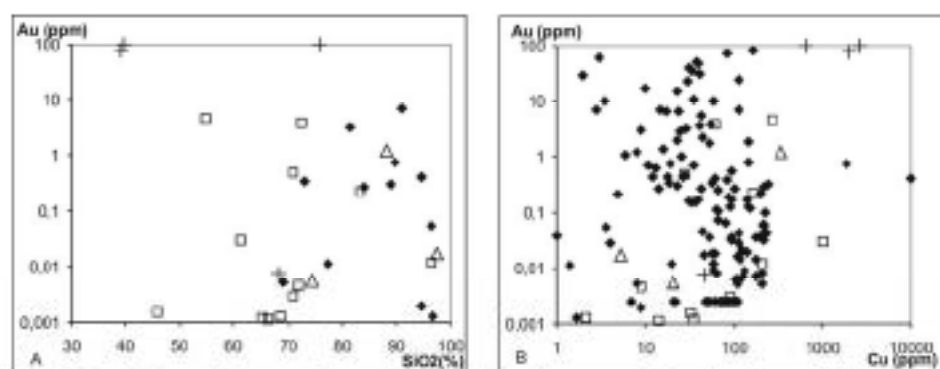


Figura 4 – comparação entre teores de ouro e teores de sílica e de cobre em amostras das áreas estudadas. Legenda como na figura 3.

As mineralizações auríferas do prospecto Rosa de Maio estão hospedadas em granitos sericitizados com fraca disseminação de pirita (8 g/t Au), em rochas vulcânicas (2 g/t) e em veios de quartzito de alto teor (até 108 g/t Au), com buchas de sulfeto. O enriquecimento em ouro está relacionado a aumento nas concentrações de K_2O e SiO_2 (Figs. 3A e 4A). Na confluência da Grota do Buriti com o Igarapé Anta, próxima ao núcleo de extensa área anômala para ouro, foi observada zona de alteração hidrotermal, onde o saprolito de granito apresenta escamas de vênulas escuras subparalelas, sericitizadas e silicificadas, fracamente mineralizadas. Estruturas como essas são comuns em zonas de cúpula granítica, com alta razão fluido/rocha, que provoca intenso fraturamento hidráulico radial e alteração hidrotermal. Embora não tenham sido detectados teores de cobre importantes, as análises do Rosa de Maio mostram uma correlação positiva entre ouro e cobre (Fig. 4B). Em seções delgadas, como foi observado como finas inclusões globulares (< 0,1 mm) em grãos de pirita.

Trabalhos de amostragem de solos, com análises em 8070 amostras, foram desenvolvidos sistematicamente no prospecto Rosa de Maio, a partir de 2005. Concentrações de ouro no solo variam de < 5 ppb até 680 ppb, com um *background* calculado para toda a área em torno de 3 ppb. Resultados de levantamentos de geoquímica terrestres associados aos resultados de geoquímica de rocha e de solos indicam uma importante área entre as grotas do Escorrego e do Buriti como o alvo mais promissor do prospecto Rosa de Maio, localizado sobre rochas graníticas da Suíte Parauari.

Prospecto Bandeirantes O prospecto Bandeirantes está situado 15 km a sul do alvo Rosa de Maio, em contexto geológico semelhante. Nesse garimpo, foi observada ocorrência de ouro associada a brechas vulcânicas hidrotermais com aulária e intensa venulação com sílica amorfa, calcedônia e quartzito (Almeida *et al.*, 2001), além de veios de quartzito de alto teor (até 133 g/t Au), com pirita fortemente disseminada. Na região da Grota da Pista, biotita granito porfirítico, muito grosso, magnético, semelhante ao granito da área Rosa de Maio, é a rocha dominante. Na área mineralizada, foram observados ainda restos de granito feldspatizado e potassificado, com assinatura de alto K, Th e U em medidas gamaespectrométricas terrestres, com 220 cps de contagem total e valores próximos de 20 cps no canal do potássio. Intemperismo intenso ocorre sobre as áreas mineralizadas, desenvolvendo espesso perfil de solo laterítico, onde são observados vários garimpos abandonados, constituindo evidente ambiente de enriquecimento supergênico. Nesse contexto, amostras de pirita limonitizada contêm grandes concentrações de ouro com texturas que evidenciam remobilização do metal a partir de

inclusões menores ou mesmo a partir da estrutura da pirita e sua precipitação em forma de chatões ou como inclusões irregulares na borda da limonita.

Prospecto Manés A região do prospecto Manés está situada em contexto geológico diferente daqueles dos demais prospectos estudados. A geologia da área tem como unidade dominante mica xistos do Grupo Jacareacanga, que freqüentemente apresentam uma foliação bem marcada segundo a orientação NNW-SSE com mergulhos em ângulos altos a médios para NE e SW e representam a unidade encizante dos granitos da Suíte Paranaí na região (Fig. 1). Subordinadamente ocorrem rochas vulcânicas e subvulcânicas intermediárias a ácidas, relacionadas à Formação Sebastião. As rochas do Grupo Jacareacanga imprimem uma assinatura de alto potássio nos mapas aerogamaespectrométricos regionais (Fig. 2), apesar de medidas terrestres de gamaespectrometria acusarem intensidades menores do que as obtidas nos demais prospectos. Na literatura, os depósitos da região do garimpo Manés, também chamado de garimpo Espírito Santo, são classificados como depósitos de ouro orogênico, hospedados em zonas de cisalhamento NW-SE, constituindo os depósitos de níveis crustais mais profundos da Província Tapajós (Almeida *et al.* 2001; Santos *et al.* 2001).

As mineralizações auríferas mais significativas estudadas estão condicionadas a veios de quartzo e/ou zonas silicificadas, com teores variando de 2 g/t até 133 g/t, nas grotas da Gond e do Espírito Santo, hospedados em xistos, e no Filão Velho, estruturados segundo W-E. No Filão Velho, a estruturação é menos evidente e as zonas mineralizadas estão associadas a rochas foliadas, muito alteradas, que passam gradativamente para rochas mais preservadas com características de rochas vulcânicas a subvulcânicas de composição dacítica. No contexto dessas rochas, as medidas gamaespectrométricas em afloramento são relativamente baixas, entre 100 e 150 cps, da mesma ordem das medidas obtidas sobre os mica-xistos do Grupo Jacareacanga.

Conclusões Os resultados preliminares de trabalhos desenvolvidos nos prospectos Duze de Outubro, Rosa de Maio, Bandeirantes e Manés colocam em evidência importantes alvos para depósitos de ouro na área menos conhecida da Província Aurífera Tapajós, e, pelos resultados obtidos, de grande importância metalgenética, principalmente para o Estado do Amazonas, que contém só uma pequena parte daquela província. No Alvo Duze de Outubro, pelo menos uma área possui aglomerações de blocos de quartzo que poderiam representar restos de antigos capreamentos de sílica (*silica cap*). Este tipo de estrutura associada a rochas vulcânicas predominantemente riolíticas, intensamente silicificadas, constitui um dos indícios mais importantes de depósitos de ouro epitermal. No prospecto Rosa de Maio, onde as investigações estão mais adiantadas, as evidências fornecidas pela alteração hidrotermal, com sericitização e silicificação, pelos escames de vênulas mineralizadas subparalelas, pelos levantamentos geofísicos e geoquímicos de rocha e solos e pela natureza das rochas graníticas encizantes são sugestivas de depósitos auríferos associados a cúpulas graníticas, do tipo pórfiro ou simplesmente relacionados a intrusões. Essa mesma sugestão pode ser estendida até o prospecto Bandeirante, que tem ainda, como característica, prováveis concentrações supergênicas de ouro. Os relatos da literatura, indicando a associação entre brechas vulcânicas hidrotermais, adularia e formações de sílica, sugerem evidências de pelo menos restos ou pequenas concentrações de ouro epitermal na região do alvo Bandeirante. O prospecto Manés situa-se em contexto geológico diferente dos demais, com evidências mais fortes de ouro do tipo orogênico, associados a estruturação regional NW-SE. Entretanto, a associação local com rochas vulcânicas ou subvulcânicas, sem a mesma estruturação das ocorrências hospedadas nos mica-xistos do Grupo Jacareacanga, são indicativas de concentrações de ouro associadas a magmatismo ácido a intermediário.

Referências Bibliográficas

- 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*, 119: 225-256.
- Juliani C., Rye R.O., Nunes C.M.D., Snee L.W., Corrêa-Silva, R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Neumann R., Alcrves-Neto A. 2005. Paleoproterozoic high-sulphidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazon Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon-age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology* 215: 95-125.

XI Simpósio de Geologia da Amazônia, 2 a 5 de agosto de 2009, Manaus - AM

- Almeida, M.E., Ferreira, A.L., Klein, B.L., Vazquez, M.L., Bahia, R.R.C., Santos, M.L.R., 2001. *Geologia e recursos minerais da Província Mineral do Tapajós. Folha Vila Mariana Ariz (SR 21-P-D), Jacaracanga (SR 21-Y-B), Camacol (SR 21-X-X), Vila Rincinho (SR 21-Z-A) e Rio Novo (SR 21-Z-C). Estudos do Pará e Amazonas. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM/DNEP/IG/DEPAT, 2001, 81 p.*
- Santos, J.O.S.; Groves, D.I.; Hartmann, L.A.; Moura, M.A.; McNaughton, N.I. 2001b. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós-Paraná orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, 36: 278-299
- Santos J. O. S. et al. 2004. Timing and Evolution of Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: Constraints from SHRIMP and TIM zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Proterozoic Research*, 131: 73-109.

MINÉRIO DE FERRO OOLÍTICO NO EXTREMO NORDESTE DO ESTADO DO AMAZONAS: DADOS PRELIMINARES

Diego Silva Lima¹, Adriana Maria Coimbra Harbe¹, Lucieli Cruz Vieira¹

1-Departamento de Geociências - Universidade Federal do Amazonas - Av. General Rodrigo O.J. Rondon, 3000, Iqúim, 69077-000, Manaus, Brasil. 2-Instituto de Geociências - Universidade de Brasília - Campus Universitário Darcy Ribeiro, 70910-900, Brasília, Distrito Federal, Brasil.

Resumo O minério de ferro oolítico foi a principal fonte de ferro explorada até a década de 1980 em todo o mundo. Contudo, após a descoberta das grandes jazidas associadas às formações ferríferas bandadas (BIF), como Carajás, os depósitos fanerozóicos perderam sua importância. No rio Jatapú, extremo nordeste do Amazonas, ocorre uma jazida de ferro oolítico, a qual foi parcialmente explorada em meados das décadas de 1960-1970. A área consiste em uma bancada com 6 metros de espessura que se estende por aproximadamente 100 m. É constituída por três níveis distintos: a porção basal com pelitos laminados ferruginosos, a porção intermediária com arenitos finos ferruginosos e no topo, crosta laterítica com até 2 m de espessura. Os teores de Fe_2O_3 variam de 73,60% e 84,84% e P_2O_5 entre 1,12% a 3,14%, para o pelito e arenito ferruginoso. Na crosta laterítica esses teores são de 68,06% para Fe_2O_3 e 1,04% para P_2O_5 .

INTRODUÇÃO O minério de ferro do tipo oolítico, também denominados de *ironstones* foi, em épocas passadas, a principal fonte de Fe e provinda de depósitos espalhados por todo o mundo (Canadá, Estados Unidos, Egito, Israel, República Teca) (Bhattacharyya & Kakimoto, 1982). Todo o minério explorado até meados da década de 1980 está associado a estas ocorrências denominadas de *ironstones*. Situação diferente do quadro atual, onde o minério de ferro proveniente das formações ferríferas bandadas (BIF) dominam o mercado e são responsáveis por 98% da produção mundial (Macambira & Schrank, 2002) devido a sua excelente qualidade (alto teor e volume). Ainda hoje, são mantidas explorações de minas de ferro em *ironstones* na Austrália (Distrito de Pilbara) e no Cazaquistão, são jazidas de elevado teor, apesar de baixo volume (Ramaniidou et al. 2003). No Brasil, há informações de ocorrências similares em Tocantins e no Amazonas (Dardenne & Schobbenhaus, 2003). Estão comumente associadas a bacias paleozóicas, contudo podem ocorrer distribuídas ao longo de todo o Fanerozoico (Houten & Bhattacharyya, 1982; Bhattacharyya & Kakimoto, 1982). A mineralogia destas ocorrências está restrita a oxí-hidróxidos de ferro na forma de hematita, magnetita, maghemita, goethita além de fase sulfetada na forma de pirita e marcassita, carbonática como siderita e silicática na forma de clamosita e glaucônita (Maynard, 1983).

O minério de ferro do extremo nordeste do estado do Amazonas, localizada a 18 km da margem esquerda do rio Jatapú, foi pouco estudado. Essa ocorrência é correlacionada com as rochas sedimentares da Formação Maracá segundo RADAMBRASIL (1976), enquanto Dardenne & Schobbenhaus (2003) a correlaciona com a Formação Nhamundá, ambas na borda norte da bacia do Amazonas. O depósito de ferro do rio Jatapú foi alvo de exploração nas décadas de 1960-1970, ao longo do Igarapé Oriente, um afluente da margem esquerda do rio Jatapú. Dados sobre as características desta ocorrência estão restritos aos trabalhos de prospecção e exploração do minério de ferro naquela época, efetuados pela Companhia Siderúrgica da Amazônia - SIDERAMA. Atualmente na região, ainda há exploração do minério em pequena escala, pelo Grupo João Santos, que tem como principal destino à mistura na composição de cimento do tipo Portland. Neste trabalho são apresentados dados preliminares de um projeto que tem como objetivo é estudar a geologia do minério de ferro do Jatapú.

MATERIAIS E MÉTODOS Este trabalho apresenta dados referentes à exposição dos *ironstones* na frente de lava da antiga mina da SIDERAMA - Mina do Oriente. O trabalho consistiu na descrição faciológica da sucção aflorante na frente de lava com base nas características

estruturais, texturais, coloração e espessura. Foram coletadas amostras ao longo do perfil com aproximadamente 5 metros de espessura.

Os trabalhos em laboratório iniciaram com a secagem das amostras em temperatura ambiente. Uma vez secas, as amostras friáveis foram homogêneas e quartizadas de modo a obter alíquotas com as mesmas características da amostra inicial. As amostras mais duras foram britadas, homogêneas e quartizadas. Uma alíquota de cada amostra foi moída em moedor de discos no laboratório de Preparação de Amostras do DEGBO/UFAM. Por fim, foram efetuadas análises por difração de raios-x das amostras, onde foi possível identificar os constituintes mineralógicos. A análise mineralógica foi feita no difratômetro de raios-x XRD-6000 da Shimadzu (DEGBO/UFAM) onde fez-se a leitura no ângulo de 5° a 60° Theta 2-Theta utilizando tubo de Cu K α ao passo de 2,00 graus.

Para as análises de microscopia eletrônica de varredura (MEV) foram selecionadas amostras representativas do perfil, correspondendo às porções inferior, mais compacta e endurecida, e intermediária, mais friável e maciça. Essas análises foram feitas no Museu Emílio Goeldi em Belém.

As análises químicas foram realizadas em laboratório comercial no Canadá – ACME Labs. O método aplicado foi abertura ácida por metaborato e tetraborato de lítio, utilizando ácido nítrico diluído, e perda ao fogo (1000°C). As concentrações foram determinadas por *Inductively Coupled Plasma* (ICP). Foram determinadas as concentrações dos seguintes óxidos: Fe₂O₃, SiO₂, Al₂O₃, MnO, CaO, MgO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, Cr₂O₃, TiO₂.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

A região é constituída por rochas sedimentares paleozóicas da borda norte da Bacia do Amazonas. Os principais rios Nhamaúá, Jatapuá, Uatumã e Pretu da Eva atravessam o Planalto dissecado Rio Trombetas – Rio Negro com direção NW-SE e originam grandes e largos interflúvios tabulares. Ainda ocorrem extensos platôs com cerca de 5 a 6 km de extensão e 3,5 Km de largura, com cotas entre 120 a 190m de altitude que estão normalmente cobertos por densa floresta.

O afloramento da Mina da SIDERAMA está relacionado com uma ocorrência de pequeno porte, com bancadas de aproximadamente 6 metros de espessura em uma área pouco extensa (cerca de 100m) (Fig. 1A). Apresenta-se bastante fraturado, mas é possível que estas estruturas tenham sido geradas a partir de explosões causadas por dinamites utilizadas para a exploração da jazida. Mesmo assim é possível dividir o perfil em três níveis distintos (Fig. 1B). A porção inferior tem 1 a 2 m de espessura, apresenta coloraçãoocre a acinzentado com níveis avermelhados, é constituído por níveis ferruginosos friáveis de granulometria tamanho silte com laminação plano-paralela intercalada por outra com truncamento de baixo ângulo (Fig. 1H). Ao longo do plano da laminação ocorre caulinita em porções esbranquiçadas. Acima, ocorre um nível ferruginoso maciço, friável, cinzento, de granulometria areia fina com cerca de 3 m de espessura, com duas camadas de coloração avermelhada intercaladas com aproximadamente 10 cm de espessura. No topo há uma crosta laterítica ferruginosa (Fig. 1I) com coloração vermelha a ocre com espessura entre 1 e 2 m, é estruturalmente cavernosa, por vezes pisolítica (Fig. 1G), possui ainda porções cinza claro friáveis com manchas avermelhadas. Localmente, na base do afloramento ocorrem porções cinza escuro a avermelhadas com alta dureza. Todo o minério tem estrutura colúmbica e tanto os óxidos como a matriz são essencialmente ferruginosa.

Na análise por difração de raios-x foi possível identificar que a mineralogia é relativamente simples e de certo modo, distinta de outras ocorrências (Bhattacharyya & Kakimoto, 1982; Maynard, 1983; 1986; Cotter, 1992) (Fig. 1C). A hematita (Fe₂O₃) é o óxido de ferro mais comum e foi encontrado em todo o perfil, exceto nas porções cinza escuro a avermelhadas com alta dureza na base do perfil onde foi identificada somente goethita por DRX. Esse mineral, assim como gibbrite e hematita ocorrem na crosta. Além destes, ainda foram identificados maghemita (Fe₃O₄), um mineral que pode se formar a partir de alteração de outros óxidos de ferro e possui a composição química da hematita e estrutura molecular da magnetita. Maynard (1983) apenas comenta a possibilidade da

presença de magnetita em depósitos de ferro do tipo *ironstones*, mas de fato não a descreve como presente em outras ocorrências no mundo. A presença da magnetita justifica o magnetismo no ironstone oolítico do Jatapú. Tem-se ainda, a ocorrência de caulinita e quartzo, mas em baixa proporção.

As análises em MEV demonstram que os óxidos presentes apresentam padrão de distribuição aleatório e desordenado, não possuem orientação e são mal selecionados, tem tamanhos variados entre 50 e 250 μm e forma elipsóide por vezes esférica e comumente radiais (Fig. 1D). É possível identificar que o núcleo de alguns nódulos é constituído por caulinita, zircão ou ilmenita (Fig. 1E). O cimento é ferruginoso, composto de hematita e caulinita. Na porção mais friável, o cimento é mais caulítico e microcristais de hematita ocorrem dispersos (Fig. 1F).

Quimicamente o minério é constituído por 73,60 a 84,84% de Fe_2O_3 ; 3,84 a 8,28% de Al_2O_3 ; 0,97 a 6,47% de SiO_2 ; 1,12 a 3,4 % de P_2O_5 ; 0,93 a 2,56% de TiO_2 e 2,8 a 10,6% de PF. A crosta laterítica possui menos Fe_2O_3 (68,06%) e P_2O_5 (1,04%), mais Al_2O_3 (10,88%) e TiO_2 (3,74%). Os teores desses elementos são inferiores aos das formações ferríferas bandadas (BFB) exceto SiO_2 (44,60%) (Macambira & Schrank, 2002).

CONCLUSÃO

O minério oolítico do rio Jatapú é essencialmente hematítico, com ocorrência de outros oxidrilóides associados, na forma de magnetita e goethita subordinados. Há pelo menos três níveis ferruginosos distintos que são constituídos por: pelito ferruginoso, arenito fino ferruginoso e por fim a espessa crosta laterítica ferruginosa. As análises químicas apontam altos teores de Fe_2O_3 e P_2O_5 e baixos de SiO_2 em relação as formações ferríferas bandadas. A crosta laterítica possui os valores mais baixos do pacote em Fe_2O_3 e P_2O_5 e os maiores de Al_2O_3 e TiO_2 com reflexo da atuação do intemperismo atuante na Amazônia desde o início do Cenozoico. Entretanto, o real potencial mineral do ferro oolítico do Jatapú ainda é desconhecido, estudos geológicos regionais e de sondagem são necessários.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bhattacharyya D.P. & Kakimoto P.K. 1982. Origin of ferriferous nodules. An SEM Study of Ironstone Nodules and Barroite Pools. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 849-857.
- Cotter, R. 1992. Diagenetic alteration on chlorite: clay minerals to ferric oxide in oolitic ironstone. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 54-60.
- Dandekar & Schobbenhaus 2003. Depósitos minerais no tempo geológico e épocas metalogênicas. Hinz, L.A.; Schobbenhaus, C.; Vilhotti, R.M.; Gonçalves, J.H. (eds), *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*, pp. 365-499.
- Hooten F.R. & Bhattacharyya D.P. 1982. Phanerozoic Oolitic Ironstones – Geologic Record and Facies Model. *Annual Reviews Earth Planet Science*. 10:441-457.
- James, H. E. e Van Hooten, F.R. 1979. Miocene goethitic and chloritic oolites, northern Columbia. *Sedimentology*, 125-133.
- Maynard, J.B. 1983. *Geochemistry of sedimentary ore deposits*. Springer-Verlag. 305 p.
- Macambira J.B. & Schrank A. 2002. Química-estratigrafia e evolução dos jazigos de Fe da Formação Carajás (PA). *Revista Brasileira de Geociências*. 32(4):567-578.
- RADAMBRASIL, 1976, Folha AS.21-Santarém; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 522pp.
- Ramirez J.R., Morris R.C., Heron R.C. 2003. Channel iron deposits of the Hamersley Province, Western Australia. *Australian Journal of Earth sciences*. 50, 669-690.

CONTROLES MAGMÁTICO E ESTRUTURAL DO DEPÓSITO AURÍFERO SÃO JORGE, PROVÍNCIA TAPAJÓS, NOVO PROGRESSO – PA

Antônio Wanderlei Gomes Borges¹, Paulo Sérgio Mendes dos Santos Júnior², Marcio Dias Santos²
Paulo Ildio Brito³, Vitor Felipe Hage Serraz²

1 SRK Exploratio Service, 2 Instituto de Geociências/ UFPA, 3 Talon Metals Corp.

RESUMO

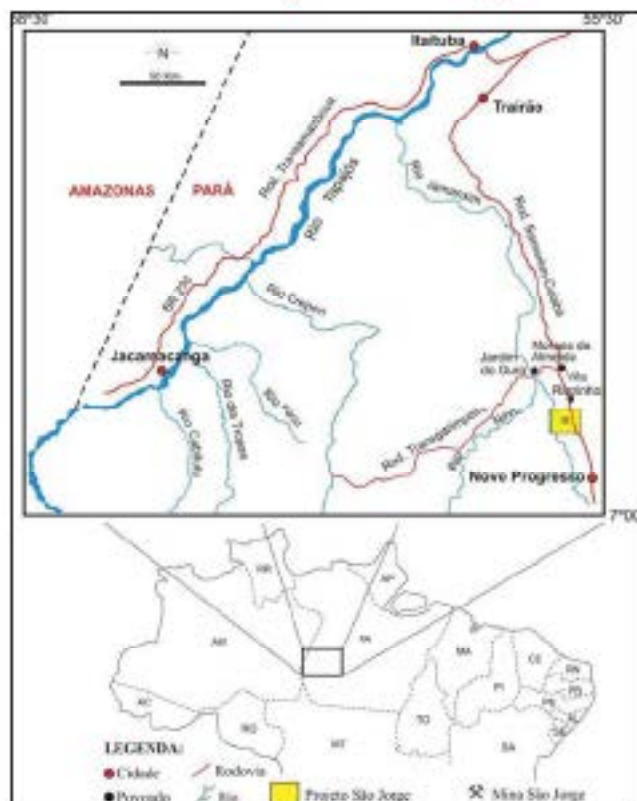
O depósito aurífero São Jorge, situado no extremo leste da Província Tapajós, SW do Pará, é um depósito filoniano hospedado no Granito São Jorge Jovem que corta o Granito São Jorge Antigo. Ambos são granitos cálcio-alcálicos oxidados (tipo I) de idade paleoproterozóica, típicos de arcos magmáticos e relacionados respectivamente às Smites Intrusivas Tropas e Creporizão. Os veios mineralizados são envolvidos por halos de alteração hidrotermal (sericitização, cloritização e carbonatização) e constituídos predominantemente por quartzo, fengita, clorita, carbonato, pirita, além de calcopirita, esfalerita, fluorita e ouro. O depósito é controlado estruturalmente por uma zona de cisalhamento NW-SE, transcorrente sinistral rúptil-dúctil. Foram reconhecidas duas direções de filões mineralizados, compatíveis com o modelo de cisalhamento simples sinistral de Riedel. Os filões mais persistentes se alojam segundo a direção principal do cisalhamento (NW-SE), considerada como estruturas D(Y). Um segundo conjunto menos importante de filões, com direção NE-SW, foi interpretado como veios tipo *gash* em fraturas de extensão (T). Os controles magmático e estrutural da mineralização e as características geológicas do depósito e dos granitos hospedeiros são compatíveis com um depósito geneticamente relacionado ao granito (*Intrusion-related gold deposit*).

Palavras-Chaves: São Jorge, ouro, cisalhamento.

INTRODUÇÃO: Contexto geológico do depósito São Jorge

O depósito aurífero São Jorge está situado nas proximidades da Vila Rincinho, Município de Novo Progresso, extremo leste da Província Tapajós, sudoeste do Estado do Pará (Fig. 1). Esse depósito compreende enxames de veios de quartzo auríferos controlados por uma zona de cisalhamento NW-SE transcorrente sinistral, de alto ângulo e caráter rúptil-dúctil, que faz parte de uma estrutura maior denominada Lineamento Tocantinzinho. A zona de cisalhamento corta os granitos paleoproterozóicos denominados por Lamarão et al. (2002) de Granitos São Jorge Antigo e São Jorge Jovem, este último hospedeiro da mineralização. Estes dois granitos são anfibólio-biotita monzogranitos inequigranulares, cálcio-alcálicos, oxidados (tipo I), com titanita e magnetita aurífera, típicos de arco magmático. Datasões geocronológicas pelo método Pb-Pb em zircão nestes dois granitos revelaram idades de 1981 ± 2 e 1983 ± 8 Ma para o Granito São Jorge Antigo e 1891 ± 3 Ma para o Granito São Jorge Jovem (Lamarão et al. 2002), correlacionando-os respectivamente às Smites Intrusivas Creporizão e Tropas (Ricci et al. 1999; Santos et al. 2001).

Os granitos hospedeiros da mineralização (São Jorge Jovem) são invariavelmente alterados hidrotermalmente. Mais afastados das zonas mineralizadas os granitos encaixantes são levemente alterados com albitização dos K-feldspatos, cloritização dos minerais máficos e sericitização dos plagioclásios e ainda preservam a textura magmática (Dall'Agnol et al. 2003). Os filões mineralizados são envolvidos por halos de alteração hidrotermal bem desenvolvidos, onde a textura granítica foi completamente destruída e três tipos de alteração foram reconhecidas: 1) Alteração filica, resultante da sericitização dos feldspatos, é a alteração mais pervasiva do depósito São Jorge, 2) Cloritização, como produto de alteração dos minerais máficos dos granitos, 3) Carbonatização a partir dos plagioclásios dos protólitos. Os veios mineralizados são constituídos predominantemente por quartzo, fengita, clorita, carbonato, plagioclásio relíquias, pirita e, em menor proporção, calcopirita, esfalerita, fluorita e ouro, este último associado normalmente à fase sulfetada, sobretudo a pirita.



MATERIAIS E MÉTODOS

Para alcançar os objetivos propostos foram utilizados os seguintes procedimentos metodológicos: 1) pesquisa bibliográfica sobre a província Tapajós, depósitos auríferos em granitos crugênicos e em zonas de cisalhamento, 2) atividades de campo para coleta de amostras e dos dados estruturais, 3) Estudos petrográficos e mineralógicos das rochas hospedeiras e dos corpos mineralizados, 4) análise estrutural da zona de cisalhamento e dos veios mineralizados, 5) tratamento e interpretação dos dados.

Fig. 01. Mapa de localização do Depósito São Jorge.

RESULTADOS OBTIDOS: Análise estrutural do depósito São Jorge

No depósito aurífero São Jorge um sistema de falhas e fraturas controlou a instalação de um sistema filoniano que pode ser seguido por dezenas a centenas de metros ao longo de duas direções preferenciais, uma NW-SE e outra NE-SW. Os filões individuais exibem espessuras que variam de 5 a 50 cm, os quais, quando vistos em conjunto, formam faixas preenchidas por veios de quartzo com sulfetos, cujas espessuras alcançam até cerca de 30 m. Estas estruturas são controladas por uma direção principal de cisalhamento NW-SE com movimentação predominantemente sinistral e mergulhos subverticais com leves caimentos principalmente para SW.

As estruturas mineralizadas, ao serem tratadas no diagrama de pólos (Fig. 2), apresentam duas direções preferenciais: a primeira varia de 280° a 320° Az com mergulhos em torno de 80° SW e a segunda de 30° a 60° Az com mergulhos em torno de 70° NW. O primeiro *trend* representa a direção onde a principal faixa de ventilação preenchida por sulfetos foi estabelecida e onde se desenvolveu o garimpo São Jorge. O padrão geométrico das duas direções de filões mineralizados é compatível com o modelo de cisalhamento simples sinistral de Riedel (1929), onde as direções principais de filões (NW-SE) correspondem às estruturas D(Y) e a segunda direção de filões menores corresponde a veios *gash* preenchendo fraturas (T) de extensão (Fig. 3). As interseções entre estas duas direções de filões ocorrem no centro das cavas do garimpo São Jorge, onde se desenvolveu corpos verticalizados em forma de chauro com minério de alto teor (Fig. 4), como resultado do maior fluxo hidrotermal nesta zona. Localmente também ocorrem filonetes em padrão *stockwork* (Fig. 5). Os veios *gash* no modelo de Riedel representam um importante indicador cinemático, pois preenchem fraturas de extensão (T) que se posicionam na direção da tensão compressiva máxima (σ_1) do cisalhamento, formando fraturas abertas que foram preenchidas pelos fluidos mineralizantes. Além da movimentação sinistral principal, rejeitos dextrais menores (centimétricos) podem ser observados, interrompendo a continuidade de algumas feições.

O padrão geométrico da mineralização na cava Wilton W, em planta (Fig. 06), mostra as duas principais direções de filões mineralizados, descritos acima, onde ocorrem faixas hidrotermais mais mineralizadas alternadas com faixas de menor intensidade hidrotermal, pouco ou não mineralizadas. Este padrão se manteve em todos os furos de sondagem analisados.

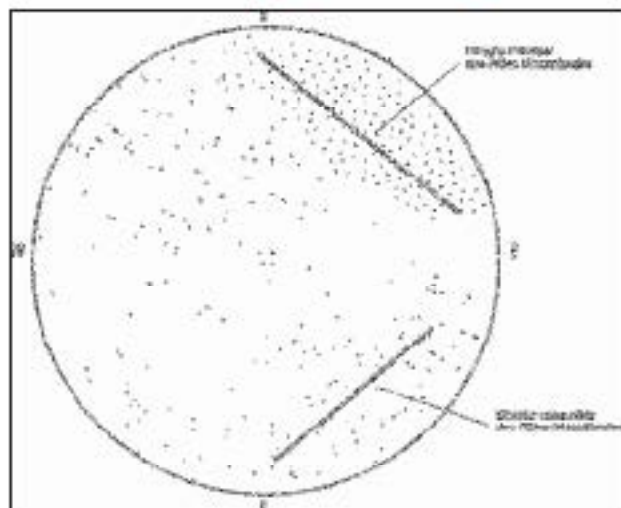


Fig. 2- Diagrama de pólos tratado no software Stereo Net, evidenciando as direções em que a mineralização do depósito aurífero São Jorge foi desenvolvida, uma direção principal NW-SE e outra NE-SW de segunda ordem.

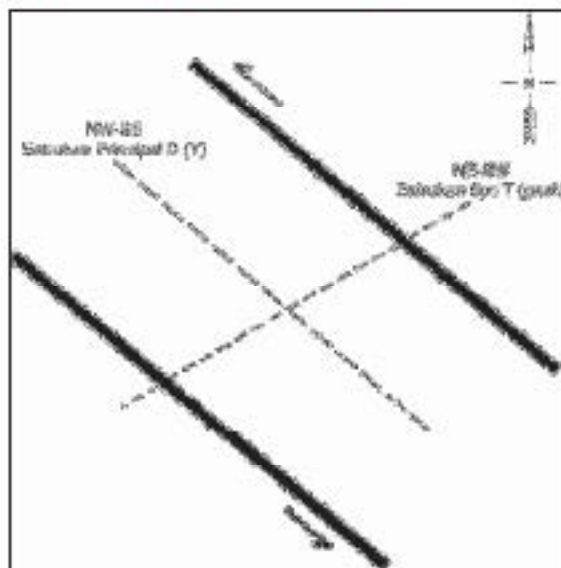


Fig. 3- Modelo de controle estrutural para o Depósito São Jorge, segundo Santos Jr. (2009).

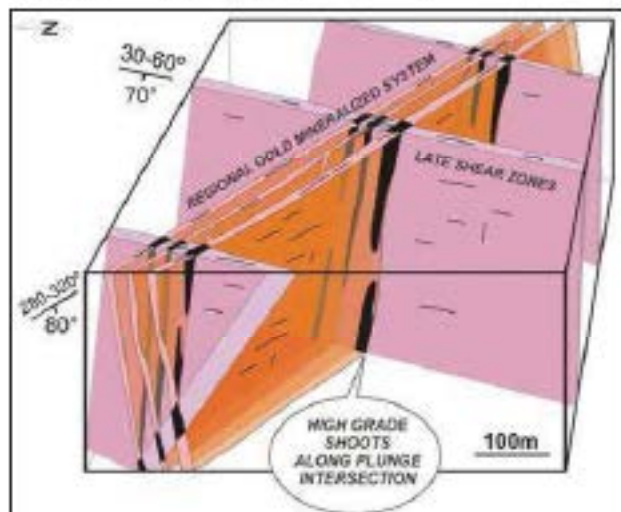


Fig. 4- Interpretação em bloco diagrama das duas direções principais de veios mineralizados do depósito aurífero São Jorge e os corpos de alto teor em forma de charute formados na interseção das duas direções. Fonte: Talon Metals Corp.



Fig. 5- Filonetes em padrão strobiloviré encontrados localmente na granito São Jorge Iserra.



Fig. 6- Modelamento do padrão geométrico da mineralização do corpo Wilton W, em planta, interpretada a partir dos furos de sondagem. Fonte: Talon Metals Corp.

CONCLUSÕES

Os dados obtidos do depósito aurífero São Jorge indicam que o mesmo apresenta dois tipos de controles: 1) controle magmático, caracterizado pela ocorrência de veios mineralizados restrita ao Granito São Jorge Jovem. O caráter cálcio-alkalino oxidado do Granito São Jorge Jovem e a presença de magnetita aurífera neste granito favorecem uma procedência magmática para os fluidos mineralizantes e o ouro, a partir do Granito São Jorge Jovem. 2) controle estrutural caracterizado pelo sistema filoniano com duas direções de filões mineralizados, controlados pelo cisalhamento NW-SE e compatíveis com o modelo de cisalhamento simples sinistral de Kiedel (1929).

O cisalhamento controlou não só o alojamento dos filões de quartzo como também os halos de alteração hidrotermal. As falhas e fraturas do cisalhamento representaram as vias por onde circularam os fluidos mineralizantes que depositaram o minério aurífero e provocaram a alteração hidrotermal por meio da interação fluido-rocha.

Os controles magmático e estrutural do depósito aurífero São Jorge, o seu estilo filoniano, a composição do minério (Au associado com sulfetos) e os halos de alteração hidrotermal (filica, cloritização e carbonatização), são características compatíveis com um depósito aurífero geneticamente relacionado ao granito (*Intrusion-related gold deposit*, Sillitoe, 1991) e estruturalmente controlado.

AGRADECIMENTOS

Os autores expressam seus agradecimentos à Tulin Metals Corporation pelo suporte financeiro e logístico no campo e também pelo acesso aos dados geológicos da empresa sobre o depósito São Jorge, os quais foram fundamentais para a realização desta pesquisa.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- DALL'AGNOL, R.; LAMARÃO, C.N.; FIGUEIREDO, M.A.B.M.; BORGES, R.M.K.; LEITE, A.A.S.; BARROS, C.R.M.; COSTI, H.T. 2003. Processos hidrotermais associados a mineralizações auríferas: o exemplo do depósito São Jorge, Província Tapajós. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 8, Manaus, SBG. Assis, 1 CD-ROM.
- SANTOS JR., P.S.M. 2009. Geologia e petrografia do corpo Wilton W – depósito São Jorge, Província Aurífera Tapajós, Novo Progresso – PA. Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Federal do Pará, Belém – PA.
- LAMARÃO, C.N.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; LIMA, R.F. 2002. Geology, geochemistry and Pb–Pb zircon geochronology of the paleoproterozoic magmatism of Vila Rizinho, Tapajós Gold Province Amazonian Craton, Brazil. *Precambrian Research* 119:189-223.
- RAMSAY, J.G. 1980. Shear zone geometry: a review. *J. Struct. Geol.*, 2(1/2):88-99.
- RICCI, P.S.P.; SANTOS, A.; KLEIN, H.L.; KREGER JOÃO, X.S.; MARTINS, R.C. 1999. Soite Intrusiva Capanzão - Província Tapajós: proposta e critérios de definição. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, Manaus, SBG. Assis, p. 519-522.
- RIBBEL, W. 1929. Zur mechanik geologischer bacherscheinungen. *Centralbl. f. Blatt F. Min. Geol. Und. Pal.*, 8: 354-368.
- 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: 453-488.
- SILLITOE, E.H. 1991. Intrusion-related gold deposits. In: Foster, R.P (ed) *Gold Metallurgy and exploration*. London, Blackie. P.185-209.

HIDROTHERMALISMO E A MINERALIZAÇÃO DE OURO DO DEPÓSITO SÃO JORGE, PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS

Ré吉斯 Mumbaz Kris Borges^{1,4}; Marco Aurélio Benevides Maia Figueiredo²; Edilma das Santos Faria³; Luiz Henrique Rocha⁴; Roberto Dall'Agnal^{1,4}; Cláudia Nery Lamas^{1,2}

¹Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará;

²Vale; ³DNPM; ⁴UFPEL; ⁵mumbaz@ufpa.br; ⁶robobal@ufpa.br; ⁷lamarina@ufpa.br

Resumo

O depósito São Jorge está espacialmente e geneticamente associado ao Granito São Jorge Jovem. A idade de 1891±3 Ma, obtida para este granito, corresponde a uma idade máxima para as mineralizações que estão alojadas no mesmo. Na zona mineralizada, associações minerais correspondendo à alteração propilitica e filica, com carbonatação superimposta, são aquelas efetivamente associadas aos processos geradores das mineralizações sulfetadas, à base de pirita com ouro associado. A susceptibilidade magnética (SM) varia acentuadamente na zona mineralizada, desde alta a baixa, com os valores de SM tendendo a decrescer gradualmente da associação magnética para a associação filica. Inclusões fluidas sugerem que processos de diluição e resfriamento de fluidos foram responsáveis pela geração da mineralização de ouro, que teria ocorrido a uma pressão em torno de 1 kbar e temperaturas em torno de 300±40 °C.

Introdução, Materiais e Métodos

A Província Aurífera do Tapajós (PAT) tem se caracterizado desde a década de 1970 como uma das principais produtoras de ouro do Brasil. A quase totalidade da produção da província foi extraída de depósitos secundários por garimpeiros. Na década de 1990, esses depósitos começaram a se esgotar, o que, aliado a outros problemas conjunturais, causou uma acentuada queda na produção da província; a partir deste período, foi incrementada a prospecção de jazidas primárias de ouro por diversas empresas de mineração, ao mesmo tempo em que era retomado o mapeamento geológico regional através da CPEM.

O presente estudo foi realizado em amostras de testemunhos de um extenso programa de sondagem rotativa executado pela empresa Rio Tinto Desenvolvidores Minerais Ltda. (RTDM) no depósito São Jorge (PAT). A abordagem envolveu a petrografia macro e microscópica de cinco furos selecionados, estudos de microscopia eletrônica de varredura, susceptibilidade magnética, inclusões fluidas e análises químicas semiquantitativas em partículas de ouro (MEV).

Contexto Geológico

A Província Aurífera do Tapajós está localizada na porção central do Cráton Amazônico, e situa-se no limite entre as províncias Ventuari-Tapajós (ou Tapajós-Parima) e Amazônia Central, sendo caracterizada por um extenso magmatismo vulcânico-plutônico Paleoproterozoico.

O depósito São Jorge situa-se na região de Vila Ricosinho, na porção leste da PAT, a aproximadamente 300 km a sul da cidade de Itaituba (PA), sendo o acesso a mesma feito pela rodovia Cuiabá-Santarém (BR-163). O depósito está vinculado espacial e geneticamente ao Granito São Jorge. Lamas et al. (2002) demonstraram que o corpo granítico São Jorge é formado por dois granitos distintos. O primeiro deles, com idades de 1981±9 Ma e 1981±2 Ma obtidas pelo método Pb-Pb em zircão, constitui a maior parte do corpo, tendo sido designado como Granito São Jorge Antigo (GSJA). Ele é formado por biotita-anfíbólio-monzodioritos a quartzo-monzodioritos, anfíbólio-biotita-monzogranito a quartzo-monzonito, fácies dominante no corpo, e biotita-leucossangranitos a sienogranitos. O segundo, com idade de 1891±3 Ma, foi denominado Granito São Jorge Jovem (GSJJ) e está intimamente associado com o depósito São Jorge, ocorrendo em subsuperfície na zona mineralizada e em exposições localizadas em superfície.

Aspectos petrográficos das rochas da zona mineralizada

A zona mineralizada coincide com a cava do antigo garimpo São Jorge, situada aproximadamente no centro do corpo granítico, onde a RTDM realizou o programa de sondagem rotativa para avaliação do depósito em subsuperfície. Nos testemunhos de sondagem, nos locais onde

se encontra menos afetado pelos processos hidrotermais, o GSII apresenta coloração acinzentada e mineralogia e feições texturais similares às identificadas no GSIA. A facies petrográfica predominante é um anfíbólio-biotita-monzogranito cinza, de granulação média, constituído por feldspato alcalino, plagioclásio, biotita, anfibólio, titanita e opacos. A zona mineralizada, conforme observado em testemunhos de sondagem, encontra-se intensamente fraturada e hidrotermalizada.

Para melhor caracterizar os processos hidrotermais que afetaram o granito ocorrente na área mineralizada, foram definidas com números crescentes quatro associações minerais representativas dos diferentes estágios de evolução das rochas estudadas (Dall'Agnol et al. 2003, Borges et al. Submetido). Inicia-se, portanto, com as rochas magmáticas com elevado grau de preservação, estendendo-se até aquelas que tiveram sua mineralogia e texturas inteiramente transformadas. A associação 1 corresponde à associação magmática primária, comparativamente pouco transformada, contendo anfíbólio junto com biotita marrum e plagioclásio (andesina sódica a oligoclásio) com zonzamento marcante; a associação 2 é similar à anterior, porém nela o anfíbólio encontra-se inteiramente pseudomorfizado, o plagioclásio mais intensamente sanzonizado e a biotita parcialmente alterada; as associações 3 e 4 são aquelas efetivamente associadas aos processos graduais das mineralizações; a associação 3, propilítica, 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 filica, com carbonatação superimposta ou associada, destacando-se ilitas e carbonatos, estando presente em rochas cuja textura original foi muitas vezes obliterada.

Mineralização

O minério do depósito São Jorge é do tipo sulfetado, associado preferencialmente com as porções fortemente hidrotermalizadas, em particular com as zonas onde predomina a alteração filica e carbonatação (associação 4) e, subordinadamente, propilitização (associação 3). A pirita é o sulfeto amplamente dominante, sendo acompanhada por quantidades subordinadas de calcopirita e esfalerita, além de grãos minúsculos de galena e, mais isoladamente, molibdenita e/ou covelita. A mineralização ocorre ora disseminada, ora concentrada em veios. A pirita é idiomórfica a subidiomórfica, ao passo que calcopirita e esfalerita apresentam-se tipicamente xenomorfas, tendo todas elas aspecto inalterado. A calcopirita, a galena e o ouro são relativamente frequentes como inclusões arredondadas na pirita, sendo a esfalerita mais rara. Também se observam inclusões arredondadas de calcopirita na esfalerita. Bismuto nativo, harita e rutilo se associam por vezes com a pirita. A galena ocorre mais comumente preenchendo finas fraturas na pirita. O ouro ocorre em partículas diminutas (20 a 100 microns) e está sempre associado com a pirita, podendo preencher fraturas ou ocorrer incluso na mesma. Análises semi-quantitativas de ouro por EDS em MEV revelaram que o mesmo contém entre 79 e 97% de Au, 2 a 21,5% de Ag e 0 a 3,7% de Fe (todos em % em peso), tendo, portanto, o minério de Au, teores apreciáveis de Ag, porém geralmente abaixo da relação de 5/1. Ele é similar em composição ao que ocorre em Serinha (Moura 1998; Santos et al. 2001).

Petrologia magnética das rochas da zona mineralizada e estimativa da fO_2

A magnetita é o mineral óxido de Fe e Ti primário dominante nas quatro associações identificadas na zona mineralizada. Ela mostra, porém, variações expressivas no seu grau de alteração, encontrando-se muito preservada na associação 1, algo martitizada na associação 2, intensamente martitizada na associação 3 e oxidada e fortemente martitizada na associação 4.

A susceptibilidade magnética varia acentuadamente na zona mineralizada, desde alta a baixa (Figueiredo inédito). O comportamento da SM nas amostras dos furos afetados por alteração hidrotermal mais intensa é bimodal e nos furos menos intensamente alterados unimodal. Isso reflete o grau de preservação da magnetita, com os valores de SM tendendo a decrescer gradualmente da associação 1 para a associação 4. Os valores mais baixos de SM foram obtidos nos domínios de ocorrência da associação 4, com alteração filica e carbonática marcantes, a qual se associa às principais ocorrências de sulfetos mineralizados. Nos domínios da associação 3, de alteração propilítica, a SM também é relativamente baixa, embora geralmente superior à da associação 4, e há igualmente sulfetos associados à mesma, embora em menor teor.

Inclusões Fluidas

Foram identificadas em quartzos da zona mineralizada inclusões fluidas (IF) aquo-carbônicas e aquosas (Rouchi et al. 2000). O fluido aquo-carbônico possui apenas traços de nitrogênio e não foi detectado nas inclusões aquosas nenhum volátil além de H_2O . A grande variação do grau de preenchimento da fase carbônica (de 0 a 100%) refletiu-se em uma grande variação de temperaturas de homogeneização (170 a 400°C), e está parcialmente relacionada com processos de estrangulamento pós-íamacional. Uma porção significativa das inclusões aquo-carbônicas firmecem T_{H_2} de 300 a 370°C na fase líquida, enquanto parte delas começou a homogeneizar na fase vapor, porém a maioria crepitou, e apenas algumas delas homogeneizaram na fase vapor na mesma faixa de temperatura. Isto poderia sugerir a ocorrência localizada de ebulição, porém outras evidências indicam diluição e resfriamento dos fluidos, como o processo responsável pela geração da mineralização. Este envolveria uma mistura de fluidos profundos ricos em CO_2 , mais quentes, com água subterrânea relativamente mais fria. Estima-se uma pressão em torno de 1 kbar para o desenvolvimento deste processo. Os resultados obtidos com análises em microsonda eletrônica em cloritas da alteração hidrotermal (Dall'Agnol et al. 2003, Borges et al. submetido) associada com estas IF secundárias aquo-carbônicas sugerem temperaturas entre 280 e 340°C.

Discussão e Conclusões

O GSJ (-1890 Ma), petrograficamente similar ao GSJA (-1980 Ma), é o hospedeiro das mineralizações do depósito São Jorge, cuja idade deve ser similar a deste granito. Elas são, porém, certamente um pouco mais jovens que o mesmo e provavelmente se relacionam ao evento mineralizante situado entre 1880 e 1860 Ma na PAT.

Na zona mineralizada do GSII foram identificadas quatro associações minerais, sendo as associações 3 e 4, correspondentes, respectivamente, à alteração propilítica e filica, com carbonatação superimposta, aquelas efetivamente associadas aos processos geradores das mineralizações sulfetadas, à base de pirita com ouro associado.

A susceptibilidade magnética varia acentuadamente na zona mineralizada, desde alta a baixa, com os valores de SM tendendo a decrescer gradualmente da associação 1 para a associação 4. Os resultados mostram que medidas sistemáticas de SM, ao longo de testemunhos de sondagem em áreas hidrotermalizadas e mineralizadas, podem servir como um excelente indicador da intensidade dos processos hidrotermais e, conseqüentemente, do seu potencial metalogenético, auxiliando na avaliação preliminar de alvos, com potencial para depósitos de ouro associados a sulfetos.

Condições de fO_2 próximas às do tampão HFMQ, entre os tampões HM e FMQ e um pouco acima de NNO, devem ter atuado durante a formação do GSII, envolvendo as mineralizações (associação 1). No estágio hidrotermal de alta temperatura (associação 2) a fO_2 cresceu em termos relativos. No estágio hidrotermal de mais baixa temperatura (associação 3), a oxidação foi relativamente ainda mais intensa, situando-se acima do tampão HM. No caso da associação 4, além da oxidação intensa, ocorreu uma hidratação muito expressiva, responsável pela destabilização e corrosão da magnetita (Figueiredo et al. inédito).

IF aquo-carbônicas e aquosas sugerem diluição e resfriamento dos fluidos como o processo responsável pela geração da mineralização. Este envolveria uma mistura de fluidos profundos ricos em CO_2 , mais quentes, com água subterrânea relativamente mais fria. Estes fluidos incorporaram Fe e S ao sistema como um todo e causaram a precipitação de pirita e Au durante a formação da associação filica, principalmente. Estima-se uma pressão em torno de 1 kbar e temperaturas de 300-400 °C para o desenvolvimento deste processo.

A associação de IF neste depósito difere claramente da assinatura granítica das IF de depósitos de Cu-Au de Gamaleira, Salobo e Igarapé Bahia, em Carajás (Rouchi et al. 2001) e assemelha-se notavelmente com o descrito por Rouchi et al. (1992) para os veios de quartzos auríferos de Diamantina e Costa Sena em Minas Gerais. Klein et al. (2001), na PAT, também descreveram uma associação de inclusões fluidas similar para a mineralização de ouro de Gurim, considerada como depósito de veios auríferos epizonal a mesozonal.

Agradecimentos

As empresas Rio Tinto e Target Mineração, ao DNPM, à ADIMB, ao Laboratório de Microscopia Eletrônica do IG/UFPA e ao convênio PADCT/FINEP/FADESP (R\$ 98.0400.00) pelo apoio. Este trabalho é uma contribuição ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (CNPq, processo 573733/2008-2).

Referências Bibliográficas

- Borges, R.M.K., Dall'Agnol R., Lamasão, C.N., Figueiredo, M.A.R.M., Leite, A.A.S., Barros, C.B.M., Costi, H.T. Submetido. Petrografia, química mineral e processos hidrotermais associados ao depósito São Jorge, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*.
- Dall'Agnol R., Lamasão, C.N., Figueiredo, M.A.R.M., Borges, R.M.K., Leite, A.A.S., Barros, C.B.M., Costi, H.T. 2003. Processos hidrotermais associados a mineralizações auríferas: o exemplo do depósito São Jorge, Província Tapajós. In: VIII Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, Novembro de 2003, Boletim de Resumos, SBG-NO. (CD-ROM).
- Figueiredo M.A.R.M., Dall'Agnol, R., Lamasão, C.N. Inédito. Petrologia Magnética das Rochas da Zona Mineralizada. Relatório do Projeto Depósito São Jorge, Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides, Instituto de Geociências, UFPA. 14p.
- Klein R.L., Santos R.A., Fuzikawa K., Angelica R.S. 2001. Hydrothermal fluid evolution and structural control of the Guarión gold mineralization, Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil. *Miner. Depos.*, 36(2):149-164.
- Lamasão C.N., Dall'Agnol, R., Lafon, J.M., Lima, R.F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Rinzinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Proc. Am.*, 119: 189-223.
- Moura M.A. 1998. O maciço granítico Matupá e o depósito de ouro de Serrinha (MT): petrologia, alteração hidrotermal e metalogênese. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 238 p.
- Rorchi, L.H.; Giuliani, G., Berry, C. Fogaça, A.C.C. 1992. Caracterização físico-química dos fluidos associados aos veios de quartzo auríferos de Costa Serra - MG, *Revista Brasileira de Geociências* 22(2) 129-138.
- Rorchi L.R., Dall'Agnol R., Lamasão C.N., Borges R.M.K. 2000. Fluid inclusions in the gold deposit of the São Jorge Granite, Tapajós, Brazil. In: Int. Geol. Congr., 31st, Abstracts volume, (in CD-ROM).
- Rorchi, L. H.; Lindemann, Z. G.; Araújo, I. C., Baeker, C. A. 2001. Assintota granítica das inclusões fluidas relacionadas ao depósito de Cu-Au de Gameleira, Carajás, PA. In: SBG/Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, VII, Belém, Resumos Expandidos, CD ROM.
- Santos J.G.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. *Miner. Depos.*, 36:278-289.

EVOLUÇÃO MAGMÁTICA E METALOGÊNICA NA PARTE SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO: MIGRAÇÕES DE ARCOS MAGMÁTICOS CONTINENTAIS NOS EVENTOS VULCANO-PLUTÔNICOS DE ~2,0 A 1,88 GA?

Coetzee Julliani¹, Carlos Marcelino Dias Fernandes¹, Lena Virginia Soares Monteiro², Carlo Máris Echeverri Mícar¹, Bruno Lagler¹

¹Instituto de Geociências, USP. Rua do Lago, 562 – Cidade Universitária. CEP 05508-000. São Paulo, SP.

²Instituto de Geociências, UNICAMP, Rua João Pardali Calógeras, 51, Campinas, SP
E-mail: c.julliani@usp.br, caroli@usp.br, lena@ige.unicamp.br

RESUMO

O Cráton Amazônico foi inicialmente considerado por Amaral (1974) e Almeida *et al.* (1981) uma plataforma arqueana restivada ao Ciclo Transamazônico. Entretanto, as Províncias Geocronológicas identificadas por Cordani & Brito Neves (1982), Tassinari & Macambira (1999) e Santos *et al.* (2000) indicam que a evolução do Cráton iniciou-se no Arqueano e continuou até o Neoproterozóico. Esse zombamento geocronológico sugere, e assim tem sido interpretado, apesar da ausência de algumas evidências geológicas fundamentais, em especial nas porções arqueanas e paleoproterozóicas, como uma estruturação gerada por eventos de acreção de cinturões móveis e arcos magmáticos cada vez mais jovens no sentido sudoeste, o que pressupõe a ocorrência de zonas de subdução e suturas orientadas na direção noroeste-sudeste.

Com um maior acúmulo de dados na porção paleoproterozóica da parte sul do Cráton nos últimos anos, na região entre a Serra do Cachimbo e São Félix do Xingu pode-se, preliminarmente, supor um possível zombamento magmático entre 2,0 e 1,88 Ga, com porções de arco nas unidades mais antigas e menos evoluídas na parte sudoeste, e as mais evoluídas, de *back-arc* a intra-placa, na região de São Félix do Xingu. Caso esse zombamento possa ser confirmado geologicamente, bem como a existência de um prolongado regime de subdução no período em questão, aos moldes do que ocorre nos Andes, pode-se pressupor um zombamento metalogênico vinculado com a evolução magmática, em especial, face à descoberta das mineralizações epitermais e do tipo pórfiro. Nesse contexto, depósitos de Cu e Cu-Au poderiam ser esperados nas unidades mais antigas e menos evoluídas, de metais de base, incluindo de molibdênio no intra-arco e de estanho e wolfrâmio nos terrenos tendendo a intra-placa, além de mineralizações do tipo *Oxidized or Residual Intrusion Related Gold Systems* nessa mesma zona metalogênica, e pórfiros de filiação alcalina no evento magmático final desse período.

RESULTADOS

A porção sul do Cráton Amazônico gerada no final do Paleoproterozóico (~2,0–1,87 Ga), entre o Graben do Cachimbo e São Félix do Xingu, é considerada como firmada por sucessivas orogêneses, que culminaram com a intrusão de granitos anorogênicos da Suíte Maloquinha. Para sudoeste do Graben do Cachimbo ocorrem unidades mais jovens (1,76–1,47 Ga) da Província Rondônia-Juruena (ou Rio Negro-Juruena) e na região de São Félix do Xingu, no limite nordeste, essa faixa está em contato por zonas de falhas transcorrentes e inversas com metagranitóides, seqüências metavulcanosedimentares, gnaisses e migmatitos arqueanos. A faixa em questão se insere nas províncias Tapajós-Pazima (ou Ventuari-Tapajós) e Amazônia Central e suas unidades mais antigas localizam-se na sua porção sudoeste e as idades tornam-se gradativamente mais jovens na direção nordeste (Tassinari & Macambira, 1999, Santos *et al.*, 2000). Essas incluem a seqüência vulcano-sedimentar Jacareacanga (~2,1 Ga) e os arcos magmáticos Cuiá-Cuiá (~2,01 Ga), Creporizão (1,98–1,97 Ga), Rio das Tropas (~1,90 Ga) e Paratari (~1,90–1,88 Ga), (Ferreira *et al.*, 2000, Klein *et al.*, 2000, Almeida *et al.*, 2000, Bahia & Quadras, 2000) cuja articulação sugere uma zona de subdução na região do Graben do Cachimbo e uma zona continental em São Félix do Xingu. Uma extensa cobertura de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas que recobre mais 1.100.000.000 km² do Cráton Amazônico é genericamente referida como evento Uatumã (Fig. 1). Entretanto, essa unidade, ainda que politicamente entendida, inclui rochas cálcio-alcálicas basálticas, andesíticas, riolíticas, dacíticas a riolíticas com idades variando de ~1,99 a ~1,88 Ga, representada pelas fumações

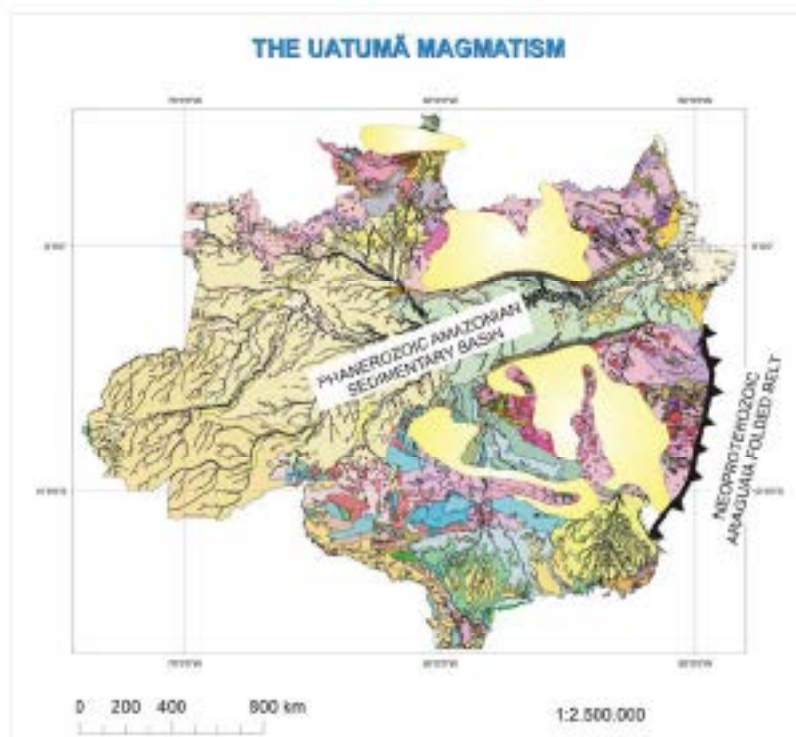


Figura 1: Áreas de ocorrência, em amarelo, das rochas vulcânicas e graníticas associado aos eventos magmáticos de ~2,0 a 1,88 Ga.

identificadas na Fig. 2, as mineralizações de Cu-Au estão associadas aos arcos menos evulhidos no Tapajós, passando, no sentido norte-nordeste, para mineralizações de Cu-Mo-Au, Cu-Pb-Zn e depois para Au predominantes (Fig. 3) em São Félix do Xingu. Essas unidades são capadas por metassedimentos fluviais, lacustres e litorâneos, onde registros de evaporitos estão presentes. Por sua vez, a unidade vulcânica é coberta e invadida por extenso vulcanismo félsico armagênico, com predominância de ignimbritos (e.g. formações Mezaes Almeida e Santa Rosa) gerados em extensas caldeiras que, principalmente na região de São Félix do Xingu e do Iriti, constitui complexos de dunas, diques compostos com quilômetros de largura e depósitos canalizados de ignimbritos e *fontains vents*. Associam-se a essas rochas stocks e diques de pórfiro com a mesma afinidade geoquímica com mineralizações associadas de Sn-W e zonas de alterações hidrotermais sugestivas de mineralizações epitermais *low-sulfidation* e do tipo *Intrusion Related*

Vila Rica (Lamounier *et al.*, 2002), Bem Jardim, Iriti, Sebastião, Aruci e Sobreiro, bem como por granitos e pórfiros de composição variada, geralmente de alto potássio. As rochas menos evulhidas, de modo geral, são básicas e há uma redução das idades das andesitas de sudoeste para nordeste, chegando a cerca de 1,88 Ga em São Félix do Xingu (Fernandes *et al.*, 2006). Nessa unidade estão presentes grandes complexos de caldeiras agrupadas e mineralizações epitermais *high-sulfidation*, bem como mineralizações do tipo pórfiro (granitos Batalha – Juliani *et al.*, 2002 – e Palito), cuja distribuição sugere um zonamento metalogenético semelhante ao encontrado em arcos magmáticos continentais moderados. Nesse contexto, baseamos nos estudos em desenvolvimento nas áreas

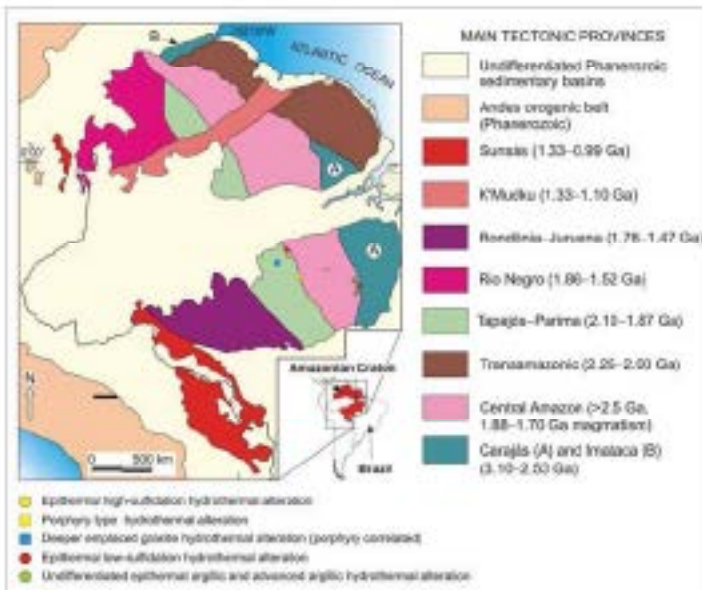


Figura 2: Áreas em estudo, com os tipos de mineralização identificados.

Gold System e, potencialmente, de pórfiros em rochas alcalinas. Por fim, essas unidades são cobertas por sedimentos siliciclásticos paleo- e mesoproterozóicos, esses últimos quase que totalmente não deformados.

Assim, considerando-se as mineralizações epitermais e do tipo pórfiro conhecidas, sugere-se que a zona de subducção geradora das rochas ígneas entre 2,0 e 1,88 Ga tem uma orientação tendendo a leste-oeste e que a formação das rochas andesíticas mais jovens em São Felix do Xingu podem ser consequência de mudanças no ângulo da placa em subducção, da mesma forma como ocorre na cadeia Andina e no cinturão Trans-Mexicano, o que teria favorecido a formação de mineralizações do tipo pórfiro nesses eventos magmáticos no Cráton Amazônico. Nesse contexto, o ambiente de arco no Tapajós pode variar para retro-arco e continental em direção a São Felix do Xingu, o que poderia resultar no zomamento metalogenético apresentado na Fig. 2.

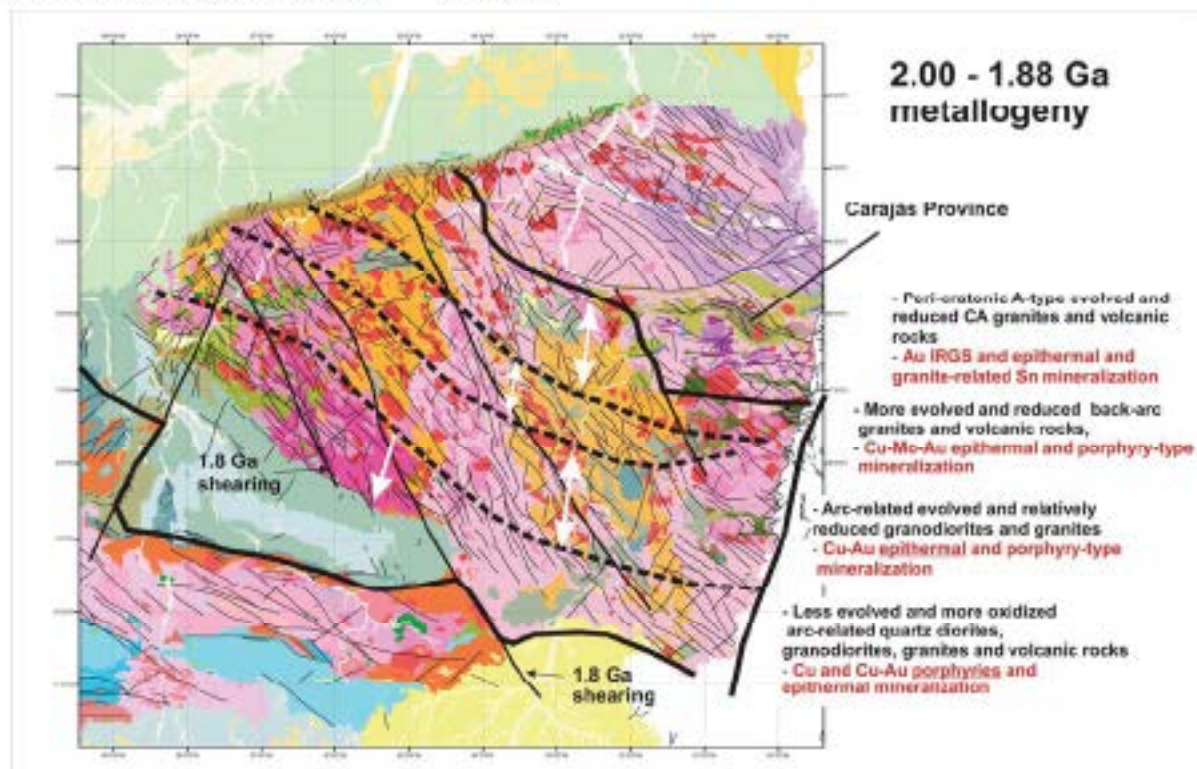


Figura 3: Possível zomamento metalogenético para os eventos magnéticos ocorridos entre ~2,0 a 1,88 Ga, que poderiam estar associados a erupções orosso-continentais geradas por uma subducção contínua orientada aproximadamente leste-oeste, com variações no ângulo da subducção resultando em deslocamentos aproximadamente sul-norte do arco magmático, que teriam gerado rochas vulcânicas de composições semelhantes com idades distintas.

Agradecimentos: Projeto CNPq/CT Mineral 505851/2004-0 e 555066/2006-1; PROCAD/CAPES 0096/05-9; INCT Geociências da Amazônia (CNPq/MCT/FAPESPA 573733/2008-2), Serabi Mineração e INV.

REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M., Hasei Y., Brito Neves B.B., Fock R.A. (1981). Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth-Science Reviews*, 17: 1-29.
- Almeida M.E., Brito M.F.L., Ferreira A.L., Monteiro M.A.S. (2000). *Geologia e Recursos Minerais da Folha Mamãe Anã (SB.21-V-D). Estados do Amazonas e Pará. Escala 1:250.000. PROMIN Tapajós. CPRM, Brasília, CD-ROM.*

- Amaral G. (1974). Geologia Pré-cambriana da Região Amazônica. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 212 pp.
- Balza R.B.C. & Quadros M.L.F.S. (2000). Geologia e recursos minerais da Folha Caracal (SB.21-X-C). Estado do Pará. Escala 1:250.000. PROMIN Tapajós. CPRM, Brasília, CD-ROM.
- Cordani U.G. & Brito Neves B.B. (1982). The geological evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Rev. Bras. Geoc.*, 12: 78-88.
- Fernandes C.M.D., Lameirão C.N., Teixeira N.P. (2006). O vulcanismo bimodal do tipo Uatumnã da região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 36: 565-576.
- Ferreira A.L., Almeida M.F., Brito M.F.L., Monteiro M.A.S. (2000). Geologia e recursos minerais da folha Jacaracanga (SB.21-Y-B). PROMIN Tapajós, Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. CPRM, CD-ROM.
- Jukari C., Correa-Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Nunes C.M.D. (2002). The Batalha An-granite system – Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil: hydrothermal alteration and regional implications. *Precambrian Research*, 119: 225-256.
- Jukari C., Rye R.O., Nunes C.M.D., Snee L.W., Correa-Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Neumann R., Neto A.A. (2005). Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunitic argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, 215: 95-125.
- Klein E.L. & Vasquez M.L. (2000). Projeto especial Província Mineral de Carajás: Geologia e recursos minerais da Folha Vila Rincinho (SB-21-Z-A), Estado do Pará. Escala 1:250.000, PROMIN Tapajós, CD-ROM.
- Lameirão C.N., Dall'Agnol R., Lafim J.-M., Lima E.F. (2002). Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Rincinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, 119: 189-223.
- 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.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. (1999). Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22: 174-182.

DEPÓSITOS DE ÓXIDO DE FERRO-COBRE-OURO DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS: RECONSTITUIÇÃO DA EVOLUÇÃO DO PALEO-SISTEMA HIDROTHERMAL

Leoni V. S. Monteiro (leoni@ige.unicamp.br); Roberto P. Xavier (rxavier@ige.unicamp.br); André L.S. Pestillo (andrepstillo@gmail.com); Ignácio Torresi (ignacio.torresi@ige.unicamp.br); Carolina F.N. Moreira (carolina.moreira@ige.unicamp.br); Carlos Roberto de Souza Filho (bela@ige.unicamp.br)

Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP), São Paulo

Resumo

A Província Mineral de Carajás hospeda importantes depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro (IOCG) hospedados em unidades atribuídas ao Supergrupo Itacambira, assim como em gabbro/diáclito, granitoides e quartzo-feldspato pórfiros, todos associados a extensas zonas de cisalhamento regionais dúcteis. Os depósitos IOCG de Carajás apresentam evolução paragenética semelhante entre si, caracterizada por alteração inicial sódica e sódico-cálcica, formação de óxidos de magnetita-apatita, alteração potássica, cloritização, mineralização de Cu-Au e alteração hidrolítica. Zonas de escapulitização constituem envelopes externos ao redor das zonas de minério, refletindo condições de altas salinidades que favoreceriam a lixiviação de metais das rochas e seu transporte na forma de complexos clorados. Além da interação fluido-rocha, influências de águas meteóricas constituíram o mecanismo mais eficaz de deposição dos minérios.

Introdução

A Província Mineral de Carajás (PMC) é considerada uma das maiores províncias minerais do mundo, localizando-se à margem sudoeste do Cráton Amazônico. Essa província hospeda importantes depósitos de Cu-Au com expressivo conteúdo de magnetita, análogos aos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro (IOCG) de classe mundial. Entre esses depósitos destacam-se Salobo, Igarapé Bahia/Alemão, Sossogo, Gameleira, Alvo 118 e Cristalino, além de outros depósitos e ocorrências em avaliação, como os alvos Bacoba, Castanha, Jatobá e Visconde, dentre outros.

Embora a classe de depósitos IOCG represente alvo de grande interesse na pesquisa mineral, até o momento não existe um modelo genético comum que explique a diversidade de características de tais depósitos em relação ao ambiente tectônico, idade, rochas hospedeiras, tipos de alteração hidrotermal, etc.

Na Província Mineral de Carajás, a relevância econômica destes depósitos também se reflete na pesquisa mineral, porém falta um modelo genético consensual que possa auxiliar na distinção entre alvos econômicos e sub-econômicos, contribuindo para a melhor elaboração de guias de prospecção mineral. Os modelos genéticos existentes até o momento para esses depósitos são controversos e apontam para a importância dos eventos de granitogênese tardi-amazônica (~2,57 Ga; Tallarico *et al.*, 2005; Réquia *et al.* 2003) e/ou paleoproterozóica (~ 1,88 Ga; Pimentel *et al.*, 2003) para o estabelecimento de extensos sistemas magmático-hidrotermais, responsáveis pela origem dos fluidos mineralizantes e pelas concentrações metalíferas. Modelos vulcanogênicos síngenes (Villas & Santos 2001; Dreher *et al.* 2008) também foram propostos para a gênese dos depósitos de Salobo e Igarapé Bahia. Entretanto, os dados geocronológicos existentes não são suficientes para suportar a co-geneticidade de todos os depósitos IOCG da PMC. A datação de minerais de minério e ganga têm revelado distintas idades para os diferentes depósitos IOCG de Carajás e até mesmo para um único depósito, como no caso do depósito de Igarapé Bahia (- 2,76 Ga, Pb-Pb calcopirita - Galarza *et al.* 2007; ~2,57 Ga, SHRIMP II monazita, - Tallarico *et al.* 2005). À luz de tais dados, a influência dos diversos eventos magmáticos registrados em Carajás, as relações entre eventos termo-tectônicos e superposição de eventos hidrotermais, assim como papel o desenvolvimento das zonas de cisalhamento ao longo das quais localizam-se os depósitos IOCG de Carajás ainda precisam ser melhor compreendidos.

Estudos detalhados e sistemáticos relativos à evolução temporal dos sistemas hidrotermais com base nas relações paragenéticas em diferentes depósitos IOCG e às variações espaciais nos padrões de distribuição das zonas de alteração hidrotermal tem possibilitado a reconstituição dos paleo-sistemas hidrotermais. Tais estudos, aliados ao estudo da fonte de fluidos, metais, enxofre e

salinidade em tais sistemas, fornecem subsídios para a compreensão da história dos processos de interação fluido-rocha e fluido-fluido e para a identificação dos parâmetros fundamentais para a formação de depósitos de classe mundial e sua distinção de alvos sub-econômicos em trabalhos de prospecção mineral.

Depósitos IOCG de Carajás: distribuição espacial das zonas de alteração hidrotermais

A maior parte dos depósitos IOCG de Carajás são hospedados em unidades metavulcano-sedimentares atribuídas ao Supergrupo Itacaiúnas (2,73-2,76 Ga), assim como em gabbro/diorito (2,65-2,70 Ga), granitóides e quartz-feldspato pórfiros. Tais depósitos localizam-se principalmente ao longo de extensas zonas de cisalhamento regionais dúcteis ou dúcteis-rúpteis que definem o contato entre o Supergrupo Itacaiúnas e o Complexo Xingu. Essas zonas de cisalhamento constituem importantes corredores estruturais ao longo dos quais estruturas rúpteis ou rúpteis-dúcteis subsidiárias representam controle local da distribuição dos corpos de minério.

Dados geocronológicos disponíveis são ainda escassos ou não são suficientemente precisos para caracterizar a sincronia dos processos responsáveis pela gênese dos depósitos IOCG na província. Entretanto, relações entre evolução paragenética e microestrutural em vários desses depósitos (por exemplo, Sossego, Alvo 118, Castanha, Jatobá e Bacaba) sugerem uma evolução comum dos paleo-sistemas hidrotermais associados à formação de todos esses depósitos.

O depósito de Sossego é constituído por dois grupos de corpos de minério (Sequeira-Baião-Pista e Sossego-Cuzal) com associações de alteração hidrotermal distintas que podem refletir a natureza das diferentes rochas hospedeiras (granito, granito granofírico, gabbro e metavulcânica félsica com lentes subordinadas de rochas metaltramáficas) além da intensidade variável de processos de interação fluido-rocha e distintos níveis crustais.

Nos corpos Sequeira-Baião-Pista podem ser reconhecidas zonas de alteração sódica (albita-hematita) e sódica-cálcica (actinolita-albita-titanita-epidoto-allanita) associadas com a formação de corpos maciços de magnetita-(apatita), envelopados por zonas constituídas predominantemente por actinolita (actinolititos), semelhantes às descritas em partes profundas de sistemas IOCG em outras partes do mundo (Monteiro *et al.*, 2008).

Os corpos Sossego-Cuzal, entretanto, apresentam evidências de alteração potássica mais intensa, caracterizada pela formação de feldspato potássico e biotita rica em cloro, que substituem minerais do granito granofírico hospedeiro das mineralizações. Alteração clorítica predomina em halos externos nesses corpos e alteração hidrotélica com sericita-hematita-quartzo, típicas de partes bastante rasas de sistemas IOCG, foram reconhecidas apenas nesses corpos, de forma semelhante ao descrito para o depósito Alvo 118 (Turessi, 2008).

A mineralização cupro-aurífera em tais depósitos associa-se a brechas hidrotermais. Em Sequeira, tais brechas apresentam predominância de calcopirita na matriz envolvendo fragmentos de actinolititos e de cristais actinolita, apatita e magnetita, comumente também hidrotermalizados. A mineralização de cobre-ouro foi tardia e desenvolve-se em condições essencialmente rúpteis, relacionadas a sistemas de falhas de direção NE. Em Sossego, as brechas apresentam fragmentos da rocha hospedeira hidrotermalizada envolvidos por magnetita e matriz com calcopirita, carbonatos e quartzo, com texturas de preenchimento de espaços abertos (Monteiro *et al.*, 2008).

Próximo ao depósito Sossego são conhecidas ocorrências cupríferas, consideradas satélites em relação à Sossego. O Alvo Bacaba, localizado a ENE da Mina de Sossego, é hospedado principalmente por rochas intrusivas félsicas e gabróicas. Os alvos Jatobá e Castanha, localizados respectivamente a norte e a sudeste da Mina Sossego, são hospedados por rochas metavulcânicas, principalmente de composição riolítica e riolodáscica, também cortadas por diques de gabbro.

Nos três depósitos a evolução paragenética relacionada a intensas alterações sódica (albita-escapolita) e potássica (feldspato potássico, biotita, turmalina, potássio-cloro hastingsita) seguida por clorificação/carbonatização e sericitização tardia é semelhante independentemente da natureza distinta das rochas hospedeiras, sugerindo mecanismos de evolução dos sistemas também semelhantes. Tais depósitos evidenciam episódios de escapolitização regional associados aos estágios iniciais de evolução do(s) sistema(s) hidrotermal(is) em grande escala. Como as diferentes gerações de escapolita associam-se a períodos pré- e sin-deformacionais associados a zonas de cisalhamento, é possível que o desenvolvimento do(s) sistema(s) seja sincrônico nos diferentes áreas. Isso representa grande importância para a compreensão da evolução temporal e espacial do sistema hidrotermal, uma vez que

os alvos satélites em relação ao depósito de Sossego podem conter zonas de escapolitização que envelopam as zonas com maior concentração de minério.

Nos depósitos Alvos Castanha, Bacaba e Jatobá, a ocorrência de escapolita em veios e zonas de substituição são semelhantes a halos ou frentes de alteração associados aos condutos de escape de fluidos altamente salinos. Evidências diretas de substituição *in situ* de minerais evaporíticos não foram observadas. Entretanto, a presença e abundância de escapolita marialítica reflete indubitavelmente fluidos altamente salinos nos estágios iniciais de evolução do sistema hidrotermal e, possivelmente, também tamponamento da atividade de cloro no fluido. Tal tamponamento poderia ser atribuído a fluxo de fluidos canalizados e infiltração limitada de fluidos diluídos.

Assinatura geoquímica semelhante nos depósitos IOCG de Carajás (Fe-Cu-Au ± REE, U, P, Co, Ni) é sugerida pela ocorrência de calcopirita, pirita, bornita, hematita, magnetita, calcocita, sienita, vasita, millerita, melonita, galena, esfalerita, cassiterita, molibdenita, ouro nativo, monazita, allanita, apatita, xenotima e zirconita.

Evolução do paleo-sistema hidrotermal

Fluidos altamente salinos e de alta temperatura (>550 °C; > 40 wt% NaCl equiv) foram reconhecidos nos depósitos Sossego, Alvo 118, assim como no Alvo Castanha. Entretanto, fluidos aquosos de menor temperatura (< 250 °C) e salinidade (< 10 wt% NaCl equiv.) também foram identificados tanto em Sossego como no Alvo 118 (Turessi, 2008; Carvalho, 2009). Evidências de limitada contribuição de fluidos superficiais nas partes distais dos sistemas hidrotermais são suportadas tanto por dados de inclusões fluidas como de isótopos estáveis. No Alvo Castanha apenas inclusões fluidas altamente salinas (28 a > 40 wt % NaCl equiv.) foram reconhecidas em inclusões aquosas multi-sólidas com halita (Pestilho, 2008). Composições isotópicas de oxigênio do fluido hidrotermal ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ = 4,6 a 7,3‰ a 350 °C) associado com a mineralização dos alvos Castanha e Bacaba coincidem com o campo das águas magmáticas. Composições isotópicas semelhantes foram identificadas para os fluidos ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ = 6 a 7,8‰ a 550 °C) em equilíbrio com actinolita-magnetita-apatita associados a estágios iniciais de desenvolvimento do sistema hidrotermal no depósito de Sossego (Monteim *et al.*, 2008). Entretanto, tanto em Sossego como no Alvo 118, a mineralização cupro-antifera, parageneticamente tardia é caracterizada por importante contribuição de fluidos com valores menores de $\delta^{18}\text{O}$ (-0,4 a -5,2‰, a 300 °C), sugerindo significativo influxo de fluidos meteoricos durante o estágio de deposição do minério. Tal influxo teria sido estruturalmente controlado e relacionado a estruturas extensionais subverticais subsidiárias.

A composição isotópica do enxofre de sulfetos dos depósitos IOCG de Carajás variam de valores próximos aos esperados para assinatura mantélica (por exemplo, $\delta^{34}\text{S}$ = 0,9 a 3,5 nos depósitos Alvo Castanha, Jatobá e Bacaba) até valores de $\delta^{34}\text{S}$ muito elevados (> 7,5‰) nos depósitos Sossego e Alvo 118, nos quais a contribuição de fluidos meteoricos foi importante, refletindo uma possível fonte de enxofre isotopicamente pesado a partir do sulfato presente em reservatórios superficiais.

Os valores de $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_2}$ dos fluidos hidrotermais associados ao desenvolvimento do sistema hidrotermal em Bacaba, Jatobá e Castanha são condizentes com o tamponamento relativo do sistema. Assim, o conjunto de dados isotópicos sugere a participação de pelo menos dois fluidos principais no paleo-sistema hidrotermal Alvo 118-Sossego-Castanha-Bacaba-Jatobá: (1) fluidos de alta temperatura e altíssimas salinidades, enriquecidos em ^{34}S , possivelmente metalíferos, de ocorrência regional; (2) fluido meteorico de mais baixas temperaturas e menores valores de $\delta^{34}\text{S}$, identificado principalmente no estágio de mineralização dos corpos Sossego e Sequeirinho e no depósito Alvo 118. Esse último fluido pode ter sido responsável pela introdução de enxofre isotopicamente pesado no sistema, como identificado nos depósitos Sossego e Alvo 118. A extensão da mistura entre esses dois fluidos foi possivelmente variável. O selamento dos condutos pela precipitação das fases hidrotermais iniciais pode ter impedido a mistura desses fluidos em grande escala no sistema. O escape episódico de fluidos meteoricos canalizados em sistemas de falhas rúpteis a rúpteis-dúcteis pode ter representado um mecanismo efetivo de deposição do minério do Sossego, por permitir a diminuição da temperatura e salinidade dos fluidos mineralizantes.

Conclusão

A distribuição das zonas de alteração hidrotermal em um único depósito revela que zoneamento espacial é uma importante característica dos depósitos IOCG de Carajás. O depósito de Sosego distingue-se dos demais por apresentar zonas mineralizadas e de alteração hidrotermal semelhantes às reconhecidas mundialmente como formadas em níveis crustais distintos, possibilitando a reconstituição vertical do zoneamento em um sistema hidrotermal IOCG. As porções mais profundas desse sistema, representadas principalmente pelo corpo Sequelinho, caracterizam-se pela predominância de alteração sódica e sódico-cálcica. Zonas de alteração potássica que cortam as zonas de alteração sódico-cálcicas predominam nos corpos Sosego e Curral, assim como no depósito Alvo 118, e gradam lateralmente para zonas de cloritização nos níveis crustais mais rasos.

Misturas de fluidos metalíferos hipersalinos de altas temperaturas e fluidos oxidados de baixa temperatura e de origem superficial podem representar o principal mecanismo de deposição do minério cupro-aurífero em depósitos IOCG de Carajás desenvolvidos em níveis crustais rasos, tais como Sosego e Alvo 118. Associado a esse processo de mistura, formação de magnetita também pode ter resultado da redução de sulfato presente em fluidos superficiais, contribuindo para o aumento da concentração de enxofre reduzido no sistema. Nas partes distais do sistema, representadas pelos depósitos Alvo Castanha, Bacaba e Jatobá, a circulação de fluidos meteorícos canalizados em falhas foi limitada. Entretanto, a diminuição da salinidade resultante da deposição de escapolita e decréscimo da temperatura devido à interação fluido-rocha pode ter sido efetiva para precipitação subordinada de minério.

Agradecimentos: Os autores agradecem o apoio logístico fornecido pela VALE, em especial aos geólogos Márcio Godoy, Benevides Aires e José Antonio Garbellotto de Matten e ao técnico Isidoro Marco Lameira Costa. Novos agradecimentos especiais também ao Projeto MCT/CNPq/CT/Mineral Processo Nº. 555065/2006-5 e ao INCT Geociências da Amazônia (CNPq/MCT/FAPESPA 573733/2008-2).

Referências bibliográficas

- Carvalho, R.R. 2009. Caracterização geológica e gênese das mineralizações de óxido de Fe-Cu-Au e metais associados na Província Mineral de Carajás: Estudo de caso do depósito Sosego. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, UNICAMP.
- Dreher A.M., Xavier R.P., Taylor B.B., Martini S. (2008). New geologic, fluid inclusion and stable isotope studies on the controversial Igarapé Bahia Cu-Au deposit, Carajás Province, Brazil. *Mineralium Deposita*, 43:161-184 (<http://dx.doi.org/10.1007/s00126-007-0150-6>).
- Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Carvalho R.R., Fitzsimon M.W., Johnson C.A., Souza Filho C.R., Torresi I. 2008. Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization in the Sosego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: parageneses and stable isotope constraints. *Mineralium Deposita*, 43:129-159.
- Pestillo A.L.S. 2008. Depósito de Cu-(Zn-Ni) do Alvo Castanha, Província Mineral de Carajás, PA: Evolução Paragenética e dos Fluidos Mineralizantes. Trabalho de Conclusão de Curso, IG-UNICAMP, pp. 85.
- Pimentel, M.M., Lindemann, Z.G., Lax, J.H., Armstrong, R. and Araújo, J.C., 2003 - Geochemistry and Nd geochronology of the Gameleira Cu-Au deposit, Serra dos Carajás, Brazil: 1.8-1.7 Ga hydrothermal alteration and mineralization. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 803-813.
- Requia K., Stein H., Fouboté L., Chiarada M., 2003. Re-Os and Pb-Pb geochronology in the Archaean Salobo iron oxide copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, northern Brazil. *Mineralium Deposita* 38, 727-738.
- Tallarico F.H.B., Figueiredo B.R., Groves D.I., Kozirac N., McNaughton N.J., Fletcher I.R., Rego J.L., 2005. Geology and SHRIMP U-Pb geochronology of the Igarapé Bahia Deposit, Carajás copper-gold belt, Brazil, an Archaean (2.57 Ga) example of iron-oxide Cu-Au-(U-REE) mineralization. *Econ. Geol.*, 100, 7-28.
- Torresi, I. 2008. The Alvo 118 iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: constraints on the hydrothermal system evolution based on paragenesis, stable isotope and fluid inclusion data. 33rd International Geological Congress, Oslo, Norway, [CD-ROM].
- Villas R.N. & Santos M.D. 2001. Gold deposits of the Carajás Mineral Province: deposit types and metallogenesis. *Mineralium Deposita*, 36:300-331.

COMPORTAMENTO PEDOGEOQUÍMICO E BIOGEOQUÍMICO DO MERCÚRIO NA RODOVIA TRANSGARIMPEIRA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS

Résio Maria Rozson Macombira (CPRM-Belem); Zuleica Carmem Castilho (CETRM); Rínnah Simões Angêlica (UFPA)

RESUMO

A CPRM, em convenio com outros órgãos governamentais, executou o Projeto Zoneamento Ecológico-Econômico da Área de Influência da Rodovia BR-163 (Cuiabá-Santarém) patrocinado pela Agência de Desenvolvimento da Amazônia-ADA. Entre os seus múltiplos objetivos deste empreendimento procurou-se determinar a contaminação do Hg nos solos e na vegetação ao longo da Rodovia Transgarimpeira, a qual secciona a Província Aurífera do Tapajós. Os estudos realizados constataram que os solos e as folhas da imbuiba apresentaram teores de Hg superiores aos citados na bibliografia especializada. Os vegetais apresentam resultados maiores que os solos e estes apresentam um enriquecimento nos níveis superiores.

INTRODUÇÃO

A CPRM - Belém executou, em convenio com vários órgãos governamentais (EMBRAPA, MPBG, DNPB, SIPAM e UFPA), o Projeto Zoneamento Ecológico-Econômico da Área de Influência da Rodovia BR-163 (Cuiabá-Santarém) – ZEE da BR163. Este empreendimento de natureza regional e multidisciplinar foi patrocinado pela Agência de Desenvolvimento da Amazônia-ADA e objetivou subsidiar o ordenamento fundiário e territorial, o monitoramento e controle ambiental e o fomento às atividades produtivas sustentáveis. Neste contexto enfatizou-se a Geoquímica Ambiental e a Geologia Médica, visto que a área de trabalho abrange a Reserva Garimpeira do Tapajós, na qual o mercúrio tem sido utilizado na recuperação do ouro e, em muitas vezes, de maneira a contaminar o meio ambiente e prejudicar a saúde das comunidades da região. Neste sentido, o presente trabalho, objetiva estudar a variação do conteúdo do Hg no solo e na vegetação. O Projeto ZEE da BR-163 (Fig. 1) localiza-se na porção central e ocidental do Estado do Pará, particularmente ao longo das rodovias Transamazônica (BR-230) e Cuiabá-Santarém (BR-163). A Rodovia Transgarimpeira (Fig. 2), objetivo específico deste trabalho, estende-se por 195 km, disposta na direção E-W, e une as cidades de Moraes Almeida (na BR-163) e Creporizão (no rio Crepori). Na área de influência desta rodovia situam-se diversas comunidades (Jardim do Ouro, Saramima, Km 100, Creporizinho, etc.), a mina de ouro do Palito, vários garimpos (Mameal, São Domingos, Fofoca, São Chico, etc.) e inúmeras fazendas.

ASPECTOS FISIOGRAFICOS E GEOLÓGICOS

A área de trabalho abrange cerca de 3.000 km² localizada na bacia do rio Tapajós, mais particularmente, no interflúvio Jamanxim/Crepori. Sob o ponto de vista geomorfológico, a porção ocidental da Rodovia Transgarimpeira situa-se no Planalto Residual do Tapajós, enquanto a porção oriental localiza-se na Depressão Periférica do Sul do Pará. Observa-se uma extensa e desenvolvida cobertura vegetal, de aspecto homogêneo, com grande número de espécies, típica de uma floresta tropical úmida. Entretanto, a quase totalidade da vegetação original encontra-se substituída por atividades antropicas (fazendas, plantações e garimpos). Dois grandes grupos de solos estão presentes na região de trabalho: na porção oriental predomina o Podzólico Vermelho Amarelo caracterizado por serem solos ácidos, bem desenvolvidos, que possuem um horizonte A fraco e um horizonte B argílico; enquanto que na maior parte da porção oriental ocorre o Latossolo Vermelho Amarelo Distrófico, com o horizonte A óxico e o B óxido, profundo, friável, bastante poroso, permeável e com estrutura pouco desenvolvida. Sob o ponto de vista geotectônico a área de trabalho localiza-se na porção norte do Cráton Amazônico, mais particularmente, na região central do Escudo Brasil Central. No âmbito metalogênico situa-se na Província Aurífera do Tapajós. O empilhamento litestratigráfico (Vasquez e Rosa Costa, 2008) da região da Rodovia Transgarimpeira

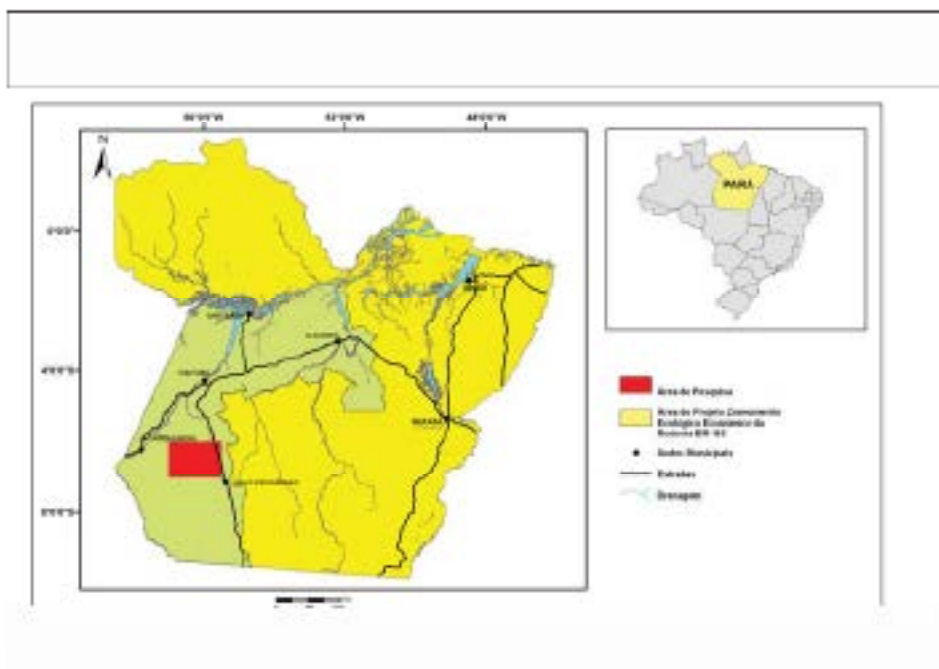


FIGURA 1 – Mapa de localização

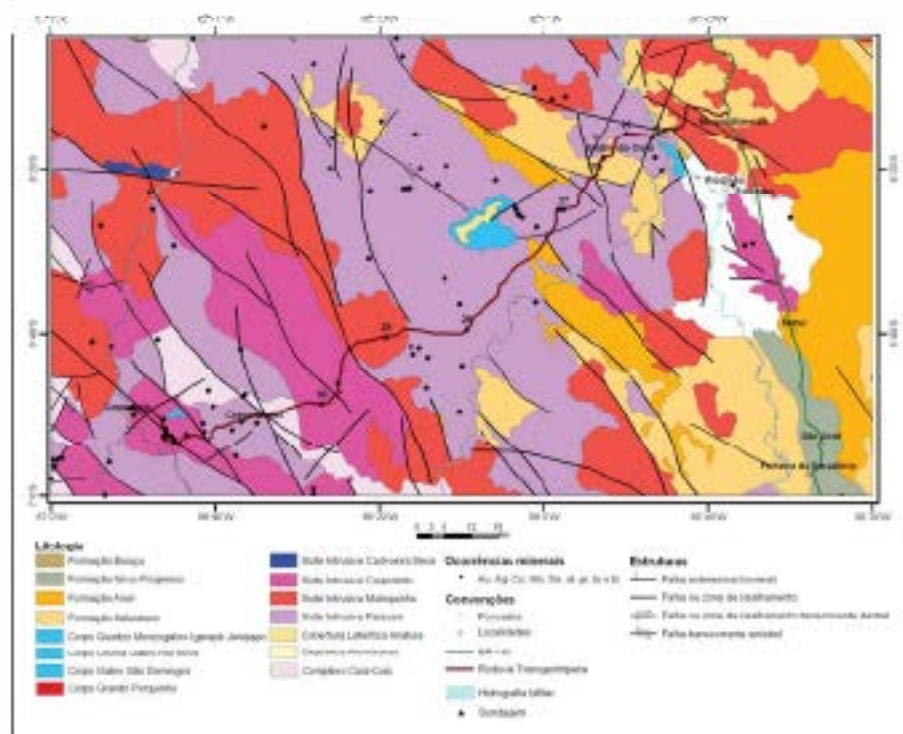


FIGURA 2 – Mapa geológico (Vasquez e Ressa Costa, 2007) com os pontos de sondagem.

exibe uma idade paleoproterozóica, cujas unidades básicas estão relacionadas à Orogênese Cuiú-Cuiú, e estão representadas pela Suíte Intrusiva Cuiú-Cuiú (gnaisses tonalíticos e granodioríticos); seguem-se os detaches vulcânicos (andesitos e traquiandentitos basálticos) da Formação Vila Ricazinho e em seguida observam-se os corpos (monzon e sienogranitos e granodioritos) da Suíte Intrusiva Creporizão). Relacionadas ao magmatismo pós-orogênese estão presentes a Formação Salustiano (riolitos e dacitos) do Grupo Iriú e corpos da Suíte Intrusiva Parauari (granodioritos, monzogranitos e sienogranitos) e das unidades Olivina Galvão Rio Novo e Galvão São Domingus. No topo do empilhamento estratigráfico está a Suíte Intrusiva Malquinha (sienogranitos e granitos) relacionada a um magmatismo continental. As principais feições estruturais, que muitas vezes controlam as unidades litológicas estão orientadas segundo NW-SE (Fig. 2).

METODOLOGIA DE TRABALHO

Os pontos de amostragem foram distribuídos ao longo dos 195 km da Rodovia Transamazônica em intervalos de 10 a 20 km. Em cada ponto foi realizada uma sondagem. A profundidade da sondagem foi variável (3 a 11m) dependendo da profundidade do nível freático; quando este era alcançado, aprofundava-se mais 2 m e encerrava-se a sondagem. Cada amostra composta de solo corresponde a 1m de sondagem; quando mudavam as características do solo, uma nova metragem era iniciada. Para a amostragem do vegetal foram escolhidas as folhas da embaúba (*Crotophia pachystachya*), que é uma árvore freqüente na região amazônica. A cada perfil de solo corresponde uma amostra de vegetal coletada próxima ao local de sondagem. As amostras de solo e de vegetais foram secas ao calor solar. Estas últimas, após secas foram fragmentadas, homogeneizadas, quarteadas e enviadas para análise. Depois de secas, os solos foram desagregados manualmente, homogeneizados, peneirados a <80µ, quarteados e enviados para análise. As amostras foram analisadas para mercúrio no Centro de Tecnologia Mineral – CETEM através do Analisador de Mercúrio Lumex RA-915+ pelo método de Espectrofotometria de Absorção Atômica.

RESULTADOS OBTIDOS

Os resultados analíticos estão dispostos de maneira ordenada na Tabela 1, onde se podem observar os teores de mercúrio obtidos para os vegetais e para os correspondentes perfis de solos. A acuracidade das análises foi acima de 99,9% e a precisão atingiu mais de 95%.

TABELA 1 RESULTADOS DE MERCÚRIO TOTAL EM SOLOS E FOLHAS DE IMBAÚBA (µg/g)

VEGETAL	01=2313	02=3190	03=341	04=1880	05=1206	06=1870	07=1645	08=3820		
SOLO 1m	25A=731	26A=431	27A=1540	28A=436	29A=626	30A=440	31A=591	32A=515	33A=583	
↓ PROFUNDIDADE ↓	25B=697	26B=458	27B=652	28B=481	29B=486	30B=408	31B=522	32B=530	33B=569	
	25C=543	26C=409	27C=554	28C=482	29C=509	30C=403	31C=566	32C=612	33C=416	
	25D=460	26D=312	27D=455	28D=437	29D=478	30D=407	31D=528	32D=502	33D=472	
	25E=404	26E=305	27E=481	28E=443		30E=426	31E=523	32E=584	33E=446	
	25F=574	26F=332	27F=357	28F=378	29F=419	30F=292	31F=578	32F=439	33F=377	
	25G=331	26G=133	27G=325	28G=306	29G=338	30G=385	31G=126	32G=144	33G=187	
	25H=137			28H=195	29H=341	30H=232	31H=86	32H=128	33H=141	
				28I=254				32I=63	33I=138	
				28J=312				32J=11		
				28K=85				32K=57		
				28L=111						
			28M=145							
			28N=131							
11m				28O=51						

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Entre as 80 amostras de solo analisadas para Hg o maior valor foi de 1.540 ng/g, na superfície e o menor de 11 ng/g, a 10 m de profundidade. Segundo Reimann & Caritat (1998) o teor de Hg na crosta continental superior varia de 20 a 56 ng/g e a média mundial nos solos é de 50ng/g. Brabo *et al.* (2007) apresentam uma extensa listagem dos teores de Hg para solos, de áreas com e sem mineração de ouro, em diversas locais da Amazônia. Estes variam de 9 a 373ng/g, (geralmente inferiores a 250ng/g) os quais são predominantemente inferiores ao observado nos solos da Rodovia Transamazônica. Para as folhas da imbaúba, o valor máximo foi de 3.820 ng/g e o mínimo de 841ng/g. Dunn & Angélica (1999) executaram uma intensa pesquisa biogeoquímica na região do Tapajós e observaram na folhas da imbaúba valores de 5 a 510 ng/g. Igualmente ao observado para os solos, os valores detectados na imbaúba da Transamazônica são maiores do que os citados pelos mencionados pesquisadores. Os teores encontrados nos vegetais foram superiores aos constatados nos correspondentes solos exceto em uma amostra (sondagem 27). De certa forma, a correspondência entre os teores em solo e em plantas não é esperada, uma vez que a mais importante via de exposição de vegetais é via estômatos na folhas, correspondendo, portanto, principalmente com os teores de mercúrio na atmosfera. De uma maneira generalizada o teor de mercúrio diminui do topo para a base do perfil pedológico; na sondagem 25 esta diminuição é contínua, enquanto que nas demais, observam-se discretas inversões. Este enriquecimento dos horizontes superiores do solo pode estar relacionado à própria pedogênese. No atual estágio da pesquisa não se admite uma contaminação antrópica de Hg na superfície através da percolação da água superficial em direção a base do perfil do solo. Esta contaminação, caso ocorresse, estaria limitada aos poucos metros superficiais e não seria constatada em todas as sondagens. Não se constatou, também, uma correspondência direta entre a variação dos teores de Hg no solo com o tipo pedológico nem com o substrato rochoso subjacente. Por outro lado, deve-se considerar a possível contaminação via atmosfera, principalmente por se tratar de uma rodovia que corta a Reserva Garimpeira de Ouro do Tapajós, onde estão presentes diversas garimpos de ouro e considerando-se os teores de mercúrio nas folhas de imbaúba, sugerindo importantes teores de mercúrio na atmosfera. A contribuição deste estudo é no sentido de alertar as autoridades governamentais e a população em geral, para o elevado conteúdo de Hg observado nos solos e nas folhas da imbaúba na Rodovia Transamazônica. São necessários estudos complementares e multidisciplinares para justificar este enriquecimento, bem como, avaliar a sua influência na saúde da população.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Brabo R. da S., Angélica R. S., Santos, R. C. de O. A contribution for the establishment of reference levels for Hg in tropical soils. *In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, XI Atibaia – São Paulo. CR-ROM.*
- Dunn C. E., Angélica R. S. Evaluation of Biogeochemistry as a tool to monitor environmental Mercury Dispersion and Contamination in the Tapajós Gold District, Brazilian Amazon. Canada-Brazil Cooperation Project for Sustainable Development in the Mineral Sector. CIDA Project 204/13886. 1999. 31p.
- Egler
- Reimann C., Caritat P. de. Chemical Elements in the Environment. Factsheets for the Geochemist and Environmental Scientist. Springer-Verlag, Berlin. 199p.
- Vasquez M. L., Rosa Costa L. T. da. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará. Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará. Organizadores: Marcelo Lacerda Vasquez e Lacia Trussoso da Rosa Costa. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, 2008.

CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA PRELIMINAR DO GRANITO ARAGUAINHA DE IDADE ORDOVICIANA, SE DE MATO GROSSO.

João Batista de Matos^{1,2}, Gleice dos Santos Reis^{3,4}, Gercino Domingos da Silva², Maria Zélia Aguiar de Sousa^{4,5}, Amarelido Salim Ruiz^{3,4}, Paulo César Corrêa da Costa^{4,5} & Luiz Ricardo da Silveira^{4,5}

¹ Professor do Departamento de Recursos Minerais/ICET/UFMT

² Técnica da Companhia Mato-grossense de Mineração-METAMAT e aluna do PPGBC/UFMT

³ Professor do Departamento de Geologia Geral/ICET/UFMT.

⁴ Docente do Curso de Graduação em Geologia/UFMT.

⁵ Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Tectônica Guaporé.

Resumo

O Domo de Araguainha é uma estrutura circular de 40 km de diâmetro formada a partir do impacto de um meteorito durante o período Permiano-Triássico. Esse impacto afetou as unidades pré-permianas da Bacia do Paraná, tendo também atingido unidades mais antigas como o Grupo Cuiabá de idade Neoproterozóica e o Granito Araguainha, do Ordoviciano, objeto deste trabalho. Este posiciona-se no núcleo da estrutura e possui diâmetro de aproximadamente 6,5 km, não tendo sido afetado homogêneo pelo impacto. Por vezes encontra-se bem preservado, com estruturas geralmente porfíriticas onde os fenocristais denunciam estruturas de fluxo magmático. Localmente as texturas apresentam-se como afaníticas, com indícios de fusão por choque. O Granito Araguainha é classificado, principalmente, como um Monzogranito de filiação sub-alkalina, de natureza cálcio-alkalina e peraluminosa, gerado em ambiente pós-colisional, com temperatura de colocação próxima aos 900°C.

Características Gerais

A região sudeste do Estado de Mato Grosso compreendida pelos municípios de Araguainha e Ponte Branca dista aproximadamente 450 km da capital, é recoberta pelas rochas sedimentares que compõem a borda noroeste da Bacia do Paraná. Nela ocorre uma cratera de impacto de meteorito denominada "Domo de Araguainha" com área de aproximadamente 40 km de diâmetro que teria ocorrido no limite entre o Permiano e o Triássico (245 Ma). Esse impacto afetou uma plataforma marinha rasa e unidades sotopostas e é responsável pela deformação por choque desses sedimentos e unidades já estabelecidas da Bacia do Paraná, gerando como consequência, a exumação de litologias pertencentes ao Granito Araguainha (GA) e suas encaixantes, representadas localmente por metagranulitas e metapelitas, interpretados como parte do Grupo Cuiabá (Sanchez, 2006, Matos *et al.* 2007, Reis 2008).

O Granito Araguainha (Silva *et al.* 2004) com idade de 481 Ma, método ⁴⁰Ar/³⁹Ar (Hammerschmidt & Engelhardt 1995), ocorre no interior da referida cratera de impacto em forma de maciços, matacões e lajedos, representado em imbasamentos orbitais por uma superfície elíptica com dimensões aproximadas de 3,5 x 2,5 km (Costa *et al.* 1981). Nas porções mais preservadas do choque, salientam-se quase que invariavelmente, estruturas porfíriticas com fenocristais orientados por fluxo magmático, onde ocorrem feldspatos alcalinos com até 4 cm de eixo maior, quartzo, plagioclásio albitico e biotita como constituintes essenciais e secundariamente, muscovita, zircão, turmalina, calcita e hematita (Reis 2008). O feldspato potássico, identificado como ortoclásio e secundariamente como microclina, apresenta quase sempre feições de exsolução (intercrescimento peritítico) enquanto que a biotita forma lamelas idiomórficas que por vezes mostram feições de substituição como resultado de processos de alteração metamórfica/microtermal que incluem também sazonitização de plagioclásios e sericitização de K-feldspatos. A análise em seção delgada de vinte amostras classifica as rochas deste corpo, preferencialmente, como monzogranitos, sendo que uma delas apresenta composição menos evoluída (granodiorítica).

Sete amostras desse corpo foram analisadas quimicamente no Arce Analytical Laboratories Ltd. (Canadá) através de Fluorescência de Raios X para elementos maiores e alguns traços e Espectrometria de Plasma (KPF) para a maioria dos elementos traços incluindo Terras Raras. Os diagramas de Harker para as rochas do GA (Figuras 1-A até 1-O) mostram decréscimo de teores de TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO com o avanço da diferenciação, provavelmente relacionado à retirada de minerais máficos do magma, tais como biotita, apatita e/ou titanita, ao passo que a tendência observada para o Al₂O₃ deve-se também ao fracionamento de plagioclásio durante a cristalização

magnética. Quanto aos álcalis (Na_2O e K_2O) e ao CaO não se percebe correlação com o índice de diferenciação utilizado devido, provavelmente, à mobilidade desses elementos em processos pós-magnéticos. Os elementos traços tais como Ba, Sr, Zr, e Hf mostram distribuições semelhantes e correlação negativa com a sílica. A refração de Ba e Zr do magma com o avanço da diferenciação sugere a extração de biotita e zircão, respectivamente, enquanto que o comportamento de Sr deve refletir o fracionamento de plagioclásio.

As rochas do GA plotam-se em sua maioria, no campo dos sienos a monzogranitos no diagrama R1-R2 (LaRoche 1980, Figura 2A) corroborando a petrografia descrita, enquanto que a natureza sub-álcalina do magmatismo é evidenciada no diagrama TAS (Irvine & Baragar 1971, Figura 2B), bem como seu caráter peraluminoso é mostrado no diagrama ANK x ACNK, proposto por Maniar & Piccoli (1989, Figura 2D). No diagrama AFM (Irvine & Baragar 1971, Figura 2C) nota-se que os pontos que representam esses litotipos concentram-se próximo ao vértice dos álcalis, coincidindo com o domínio cálcio-álcalino, característico de associação muito evoluída. No diagrama tectônico K₂O x Y+Nb mostrado na figura 2E, as rochas do GA concentram-se no campo dos granitóides pós-colisionais proposto por Pearce (1984).

O teor de P_2O_5 em rochas graníticas normalmente pode ser um bom indicador de temperatura de colocação de magmas graníticos como propõem Watson & Harrison (1984), que tomam como base a curva de saturação da apatita para estimar temperaturas de emplacamento desses magmas. Este diagrama, aplicado ao GA, figura 2F, sugere como temperatura de colocação desse corpo, valores muito próximos aos da isoterma de 900°C.

As relações de elementos traços são observadas na figura 2G as quais foram normalizadas para valores de granitos de cordilheira oceânica conforme estabeleceram Pearce *et al.* (1984). Apresentam forte enriquecimento em LILE, principalmente Th e Rb indicativo de contaminação crustal e valores relativos inferiores a 1 para os HFSE. No variograma que confronta os elementos terras raras, os dados analíticos foram normalizados pelos valores do condrito de Nakamura (1977), figura 2H, onde se observa um padrão típico de magmatismo cálcio-álcalino de forte fracionamento dos ETRP em relação aos ETRL com expressiva anomalia negativa de Eu em todas as amostras sugerindo cristalização de feldspatos. As razões Ce/Yb são relativamente baixas (média de 21,4), enquanto que as razões Dy/Yb mantêm-se constantes nas amostras analisadas com média ponderada de 1,63 corroborando essas ideias.

Referências Bibliográficas

- Crosta, A.P., Gaspar, J.C. & Cardia, M.A.F. 1981 Feições do metamorfismo de impacto no Domo de Araguainha. *Revista Brasileira de Geociências* 11:139-146.
- Hammerschmidt, K. & Engelbank, W. 1995 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Araguainha Impact Structure, Mato Grosso, Brazil. *Meteoritics*, 30:227-233.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A. 1971 A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- LaRoche (De) H. Granites chemistry through multicationic diagrams. *Sciences de la Terre, Série Informatique Géologique*, 13:65-88, 1980.
- Maniar, P.D. & Piccoli, P.M. 1989 Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.* 101: 635-643.
- Matos, J.B.; Reis, G.S.; Silva, G.D. & Medeiros, F.A. 2007 Feições estruturais e mineralógicas de impacto no Domo de Araguainha MT. X Simp. Geol. Amazônia. Porto Velho. CD-Room. p.56-60.
- Nakamura, N. 1977 Determination of Rb, Ba, Fe, Mg, Na e K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochemistry and Cosmochemistry Acta*. 38:757-775.
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W. & Tindle, A.G. 1984 Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal Petrology* 25:956-983.
- Reis, G.S. 2008 Caracterização geoquímica do Granito Araguainha e aspectos gerais das unidades geológicas afetadas pelo impacto meteorítico. TCC/GHL/ICET/UFMT. Inédito. 72p.
- Silva, G.D.; Rubert, R.R. & Araújo, S.A. 2004 Avaliação dos calcários da Formação Irati para uso agrícola no município de Guiratinga MT. Relatório Interno da METAMAT. 56p.
- Sanchez, J.P. 2006 Mapeamento 1:25.000 do núcleo do astrolema Domo de Araguainha MT. Aspectos geotectônicos da região. TCC/DNESP Rio Claro. 85p Inédito.
- Watson, B.B. & Harrison, T.M. 1984 Accessory minerals and geochemical evolution of crustal magmatic systems: a summary and perspectives of experimental approaches. *Physics Earth Plan. Int.* 35:19-30

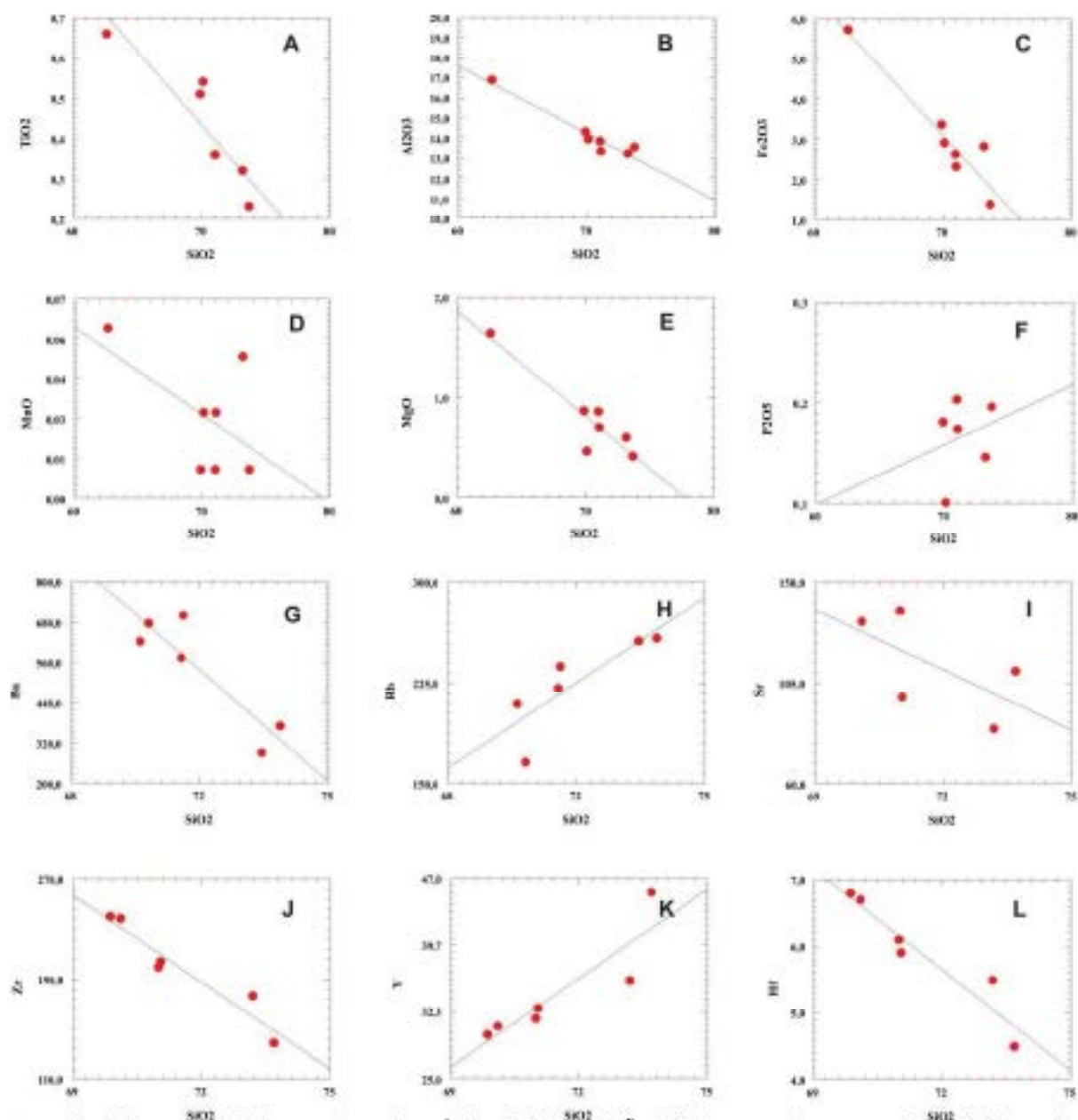


Figura 1 – Diagramas de Harker confrontando o índice de diferenciação (SiO₂) com os elementos maiores (% de peso) e elementos traças (ppm) para as rochas do Granito Araguaína.

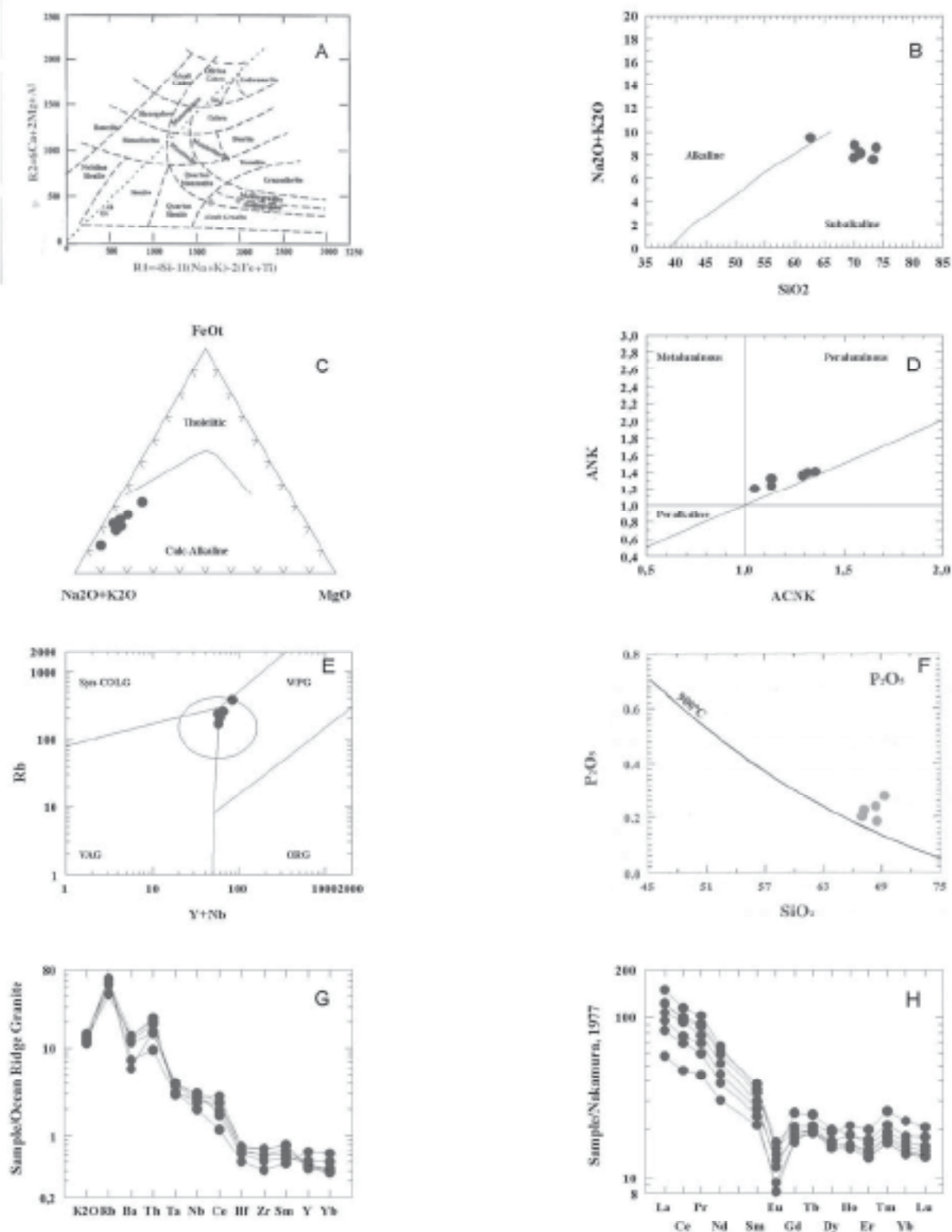


Figura 3 – A) Diagrama R1-R2 de La Roche *et al.* (1980), B) Diagrama Na₂O+K₂O x SiO₂ de Irvine & Baragar (1971), C) Diagrama ANK x ACNK de Mazzari & Picalli (1989), D) Diagrama ANK x ACNK de Mazzari & Picalli (1989), E) Diagrama Rb x (Y+Nb) de Pearce *et al.* (1984), F) Diagrama P₂O₅ x SiO₂ de Watson & Harrison (1984), G) Variograma de elementos incompatíveis (e compatíveis) normalizados pelos valores de Pearce *et al.* (1984), H) Diagrama de variação para elementos Terras Raras normalizados pelos valores do condrito de Nishimura (1977) do Granito Araguinha.

MINERALOGIA E COMPOSIÇÃO QUÍMICA DE SEDIMENTOS DE VEREDAS DA SAVANA RORAIMENSE

Maria Edilene Nunes da Silva Moraes¹; Marcondes Lima da Costa¹

¹ Instituto de Geociências – IG marianedilene@yahoo.com.br mlc@ufpa.br

Resumo

As veredas de buritis constituem-se elementos indissociáveis dos ambientes de savanas desempenhando diversos papéis importantes do ponto de vista ecológico e ambiental, além de também representar uma fonte de registros das mudanças no ambiente ao longo do tempo geológico. Tendo em vista a busca pela compreensão das mudanças pretéritas e atuais na paisagem do nordeste do estado de Roraima, onde extensas veredas assinalam constantemente a cobertura savânica, iniciou-se um trabalho de caracterização mineralógica e química de sedimentos acumulados nestes ambientes. Os resultados obtidos inicialmente a partir de duas veredas indicadas aqui como EKI 9 e 21 mostram similaridades mineralógicas entre os sedimentos coletados em ambas, onde foram identificados quartzo, caulinita, muscovita, sillimanita e feldspatos. As análises químicas mostram domínio de SiO₂ seguido por Al₂O₃ e Fe₂O₃, que corroboram os resultados mineralógicos.

Palavras – chave: Veredas, savana roraimense; mineralogia e composição química

Introdução

Do ponto de vista geomorfológico, as veredas são compreendidas como depressões abertas, rasas e alongadas, com vertentes circulares suaves e fundos planos, preenchidos por sedimentos argilosos, ricos em restos vegetais em decomposição (Boaventura, 1978). Essas depressões são colonizadas por comunidades vegetais dominadas essencialmente pela imponente palmeira de buriti (*Mauritia fluminea*) que formam extensas fileiras ao longo das áreas de vegetação tipos savanas (Ritten, 1994).

As veredas estão presentes em todas as áreas de cobertura savânica da América do Sul. Conhecidas como *savichales* na Colômbia e Venezuela, e *aguajales* no Peru, constituem-se como componentes indissociáveis deste bioma (Rull, 1998). No Brasil, destacam-se na região central, no domínio morfoclimático de cerrados (denominação regional para as savanas) compreendendo áreas dos estados de Minas Gerais e Goiás (Lima, 1996) e são abundantes também nas savanas amazônicas, com destaque para a região nordeste do estado de Roraima área do presente estudo.

As veredas, de um modo geral, desempenham um importante papel para o ecossistema savânico, uma vez que, funcionam como filtros, regulando o fluxo de água, sedimentos e nutrientes, entre terrenos mais altos da bacia hidrográfica e o ecossistema aquático (Lima, 1991). Elas também protegem nascentes e fornecem água, alimento e abrigo para a fauna silvestre contribuindo assim para o equilíbrio geocológico do bioma savanas, além de atuarem como barreiras naturais contra o fogo. Tendo em vista toda essa importância, muitos trabalhos, a maioria de cunho botânico, foram realizados no Brasil central. As veredas que recortam as savanas de Roraima, por outro lado, foram pouco documentadas, sendo mencionadas em caráter meramente descritivo.

Diante disso, e ainda do importante papel que esses ambientes desempenham como fontes de registros das mudanças ambientais, pois se comportam como áreas de acumulação de sedimentos turbosos que registram as variações do ambiente ao longo do tempo geológico através da preservação de palinomorfos, proporcionada pelas típicas condições anaeróbias e ácidas, buscou-se caracterizar estes ambientes e avaliar a sua importância no contexto evolutivo da paisagem regional. O presente trabalho apresenta as características mineralógicas e químicas de sedimentos coletados em duas das veredas estudadas.

Aspectos fisiográficos da área

As veredas de buritis estudadas estão situadas na porção nordeste do estado de Roraima, nos domínios do município de Amajari que dista cerca de 150 km da capital do estado, a cidade de Boa Vista (Fig. 1).

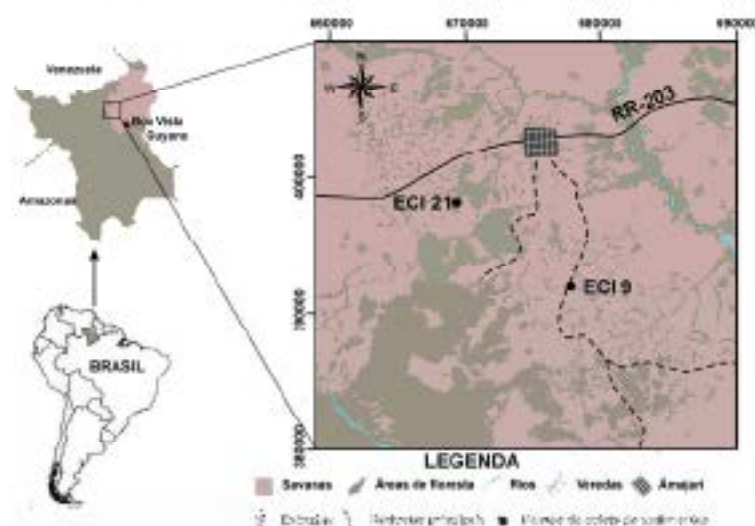


Figura 1 – Localização geográfica das veredas estudadas.

Nessa região, trechos de savana e de floresta tropical com ou sem palmeiras se interpenetram configurando verdadeiros ecótonos. As extensas e densas veredas serpenteiam pela paisagem de savanas e funcionam como um elo entre diversas bacias lacustres e os rios da região (Fig. 2).



Figura 2 – Savanas de Roraima recortada por extensas veredas e conectando pequenas bacias lacustres (à esquerda) e detalhe de interior desses ambientes (à direita)

As savanas são do tipo gramíneas (áreas mais baixas e planas) ou arbóreas, onde o estrato gramínoide é intercalado frequentemente por arbustos ou árvores de *Caratella americana* e *Byrsonima crassifolia* embecidos como cambé e murici respectivamente. O clima é do tipo Aw (classificação de Köppen) onde o verão chuvoso tem duração de seis meses (abril a setembro). O período seco estende-se do mês de outubro ao mês de março e o mês mais seco (janeiro) apresenta precipitação inferior a 60 mm. A precipitação média anual gira em torno de 1.750 mm e os valores médios de temperatura mensais variam entre 23 e 31 °C, com uma média anual de 27,4 °C.

O relevo varia de plano a suavemente ondulado e por vezes colinoso escalonado em anfiteatros côncavos-convexos esculpidos sobre a unidade geológica denominada Grupo Cauazane, cuja composição é dada por intercalações de quartzitos, itabirites, anfíbolitos, quartzo-mica xistos e anfíbio xistos. De acordo com CPRM (1999) podem ser encontrados também os seguintes tipos rochosos: xistos básicos, anfíbolites, metacherts férteis, granitos e rochas calcissilicáticas, com subordinados paragneissos; paragneissos com subordinadas intercalações de rochas calcissilicáticas, xistos e anfíbolites; e gnaisses kimberlíticos.

Materiais e métodos

Os trabalhos de campo foram realizados no mês de dezembro de 2007, quando diversas veredas foram observadas e tiveram seus sedimentos amostrados. As veredas indicadas como ECI 9 e

BCI 21 foram selecionadas para o presente trabalho. A amostragem foi feita através da utilização de um testemunhador ou trado russo. Uma vez coletados, foram acondicioná-los em tubos (50 cm) e filmes de PVC e transportados para os laboratórios da Universidade Federal do Pará onde procederam-se a descrição dos perfis ou testemunhos e as análises mineralógicas dessas amostras.

As amostras de sedimentos foram descritas de acordo com suas características, tais como cor, textura e presença de restos vegetais. Para tal construiu-se com o auxílio de uma lupa e da carta de cores de Munsell para solos. Posteriormente, foram retiradas pequenas alíquotas de sedimentos ao longo de todo o testemunho em diferentes intervalos de profundidade, as quais foram encaminhadas para as análises mineralógicas e químicas.

As análises mineralógicas foram realizadas por difração de raios-X (DRX) em amostra total no Laboratório de Difração de Raios - X da UFPA. A composição química total dos sedimentos foi conduzida por KP-MS no ACMELABS - Acme Analítica Laboratórios Ltda.

Resultados e discussão

Das várias veredas observadas e/ou amostradas a vereda BCI 9 e 21 foram as que apresentaram maior espessura em sedimentos finos acumulados em suas depressões, a maioria delas apresentou em média cerca de 30 a 40 cm de espessura dos mesmos, sendo que em algumas, ao invés de sedimentos finos, observa-se sedimentos extremamente arenosos indicando assoreamento das veredas com rios e brejos em fase seca. A primeira está situada em domínio de savanas gramíneas sobre relevo plano. Nessa vereda, o lençol freático aflora na superfície, contudo, não há escoamento aparente, o que configura um brejo. O testemunho dela retirado mediu 100 cm de espessura e é composto por silte argiloso de cor cinza escuro que a partir de 40 cm muda para silte arenoso cinza e em 75 cm para areia fina cinza amarronzado. A vereda BCI 21 está situada também em relevo plano em uma área de visível ecótono, onde elementos arbóreos se adensam em ambas as margens da depressão da vereda que mesmo durante a estiagem apresenta uma significativa lâmina d'água, em fluxo contínuo indicando clara evolução para um igarapé. Nesta vereda o testemunho sedimentar coletado mediu 150 cm de espessura. As texturas observadas ao longo deste testemunho são argilo-siltica (0-80 cm), silto-arenosa (80-120 e 140-150 cm) e arenosa fina (120-140 cm). As cores também variam de cinza amarronzado escuro a cinza escuro.

Características mineralógicas e químicas

Nos sedimentos da vereda BCI 9 as fases mineralógicas identificadas foram quartzo, caulinita, muscovita, sillimanita, microclínio e albita. O quartzo, caulinita e muscovita estão presentes ao longo de todo o testemunho, porém, a sillimanita é encontrada desde o topo do testemunho até o intervalo de 70-75 cm. Os picos de microclínio e albita começam a aparecer a partir do intervalo de 60-65 e 70-75 cm de profundidade respectivamente e persistem até a base do testemunho (90-95 cm), quando os picos de caulinita tornam-se menos pronunciados, provavelmente pela redução do teor de silte e argila e predomínio da fração areia (Fig. 3). Nos sedimentos da vereda BCI 21 ocorrem os mesmos minerais com exceção da sillimanita. A albita aparece no intervalo de profundidade de 140 - 150 cm enquanto que os demais ocorrem ao longo de todo o perfil.

A constante presença de picos de muscovita nos difratogramas confirma o que já havia sido notado em campo, quando placas sub-milimétricas desse mineral foram observadas nos solos adjacentes às veredas em questão. A presença dos feldspatos albita e microclínio identificados geralmente na base dos testemunhos pode indicar proximidade com a rocha fonte, metamórfica segundo a presença de sillimanita, ou até mesmo sugerir condições ambientais distintas das que atualmente dominam na região.

Quanto à composição química, os valores de SiO₂ variam de 52,86 a 94,22 % nos sedimentos da vereda BCI 9 e entre 55,45 e 79,85 %, em BCI 21. Observa-se que os teores aumentam em direção à base do testemunho, quando também ocorre aumento da fração arenosa e assim domínio de quartzo.

Os valores de Al₂O₃ são também elevados e variáveis entre 3,35 e 20,80 nos sedimentos da vereda BCI 9 e entre 8,87 e 20,92 em BCI 21. Os teores de Fe₂O₃ variaram entre 0,13 e 2,09 em BCI 9, enquanto que, em BCI 21 estão entre 0,96 e 2,87 %. Em ambos os testemunhos analisados os elementos MgO, CaO, Na₂O e P₂O₅ apresentam valores menores que 1%. K₂O mostrou-se em valores variáveis entre 0,85 e 1,55 nos sedimentos de BCI 9 e entre 1,55 e 1,61 em BCI 21 corroborando assim a presença dos picos de muscovita/ilita e também de microclínio. Os teores de

TiO₂ variaram entre 0,22 e 1,04 % nos sedimentos da vereda ECI 9 e entre 0,4 e 0,71 % naqueles de ECI 21. Quanto aos valores de perda ao fogo, os valores variaram entre 0,7 e 21,8 e 7,7 e 17,8 % nos sedimentos das veredas ECI 9 e 21 respectivamente, mostrando os valores variáveis de matéria orgânica.

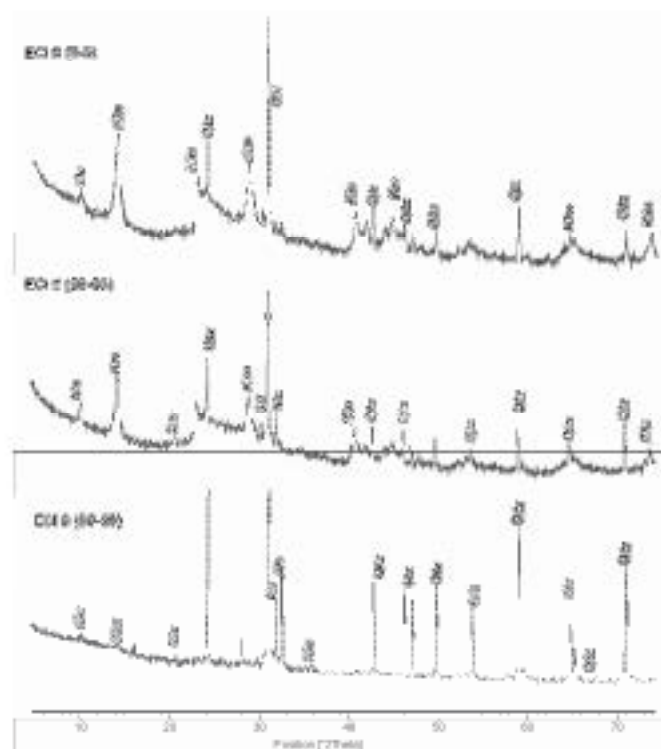


Figura 3— Difratogramas de raios – x (CuK α), mostrando as fases mineralógicas presentes em amostras retiradas da vereda ECI 9: quartzo (Qtz), caulinita (Kfs), sililita (Sil), microclínio (Mcr) e albita (Alb).

Conclusões

As veredas de Ruraima apresentam-se sob diferentes estágios evolutivos que refletem a dinâmica local. Embora estejam sob a regência de um mesmo tipo climático, outros fatores como o relevo e a vegetação direcionam o processo de evolução desses ambientes. Dessa forma, enquanto algumas veredas como a ECI 21 situada em relevo plano estão evoluindo para a condição de igarapé, outras situadas nos vales dos anfiteatros apresentam-se em franco processo de assoreamento, não chegando sequer a acumular sedimentos finos e matéria orgânica. Os resultados das análises mineralógicas e químicas mostram que os sedimentos assim como os solos de entorno destas derivam de rochas metamórficas ricas em alumínio, estando, portanto, em consonância com a geologia da área dada pelos grupos rochosos (gnaisse, xistos, anfíbolitos, quartzitos) do Grupo Canarana que vem a ser o substrato dessas coberturas superficiais (solos e sedimentos).

Agradecimentos

Ao CNPq pelo apoio através do projeto AGEOPAM, pela concessão de bolsa de produtividade e pesquisa ao segundo autor e de doutorado à primeira autora.

Referências bibliográficas

- Bruvenera, R.S. *Estudo das veredas do Serra do Calvário CETEC*. Belo Horizonte, 1978.
- Companhia Pesquisa e Recursos Minerais. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Projeto *Ruraima 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. Estudo do Aracá. Brasília: CPRM, 1999.
- Ribeiro, G. Vegetação. In *Cerrado: caracterização, ocupação e perspectivas* (M.N. Pinto, org.). Editora da Universidade de Brasília, Brasília, p.17-73. 1994.

- Lima, S.C. *As várzeas do Rio São Paulo no Triângulo Mineiro e a evolução de paisagens*. 1996. 260 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1996.
- Roll, V. Biogeographical and evolutionary considerations of *Mossitia* (Araceae), based on palynological evidence, *Review of Palaeobotany and Palynology*, 100, 109-22. 1998.

GEOQUÍMICA DAS ROCHAS GRANITÓIDES PALEOPROTEROZOÍCAS DO DOMÍNIO CARECURU, NOROESTE DO PARÁ E SUDOESTE DO AMAPÁ.

Carlos Eduardo de Mesquita Barros¹, Lúcia Travençolo da Rosa-Costa¹ e Jean-Michel Lafren²

1. Serviço Geológico do Brasil – SUREG Belém.

2. Departamento de Geologia da Universidade Federal do Pará, Curitiba.

3. Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, Belém.

Resumo. No sudeste do Estado do Amapá e noroeste do Estado do Pará afloram rochas de ampla variação composicional, desde quartzo dioritos até álcali-feldspato granitos. Estas rochas têm baixas razões FeO/MgO, baixos teores de Rh, Y, Zr e Nb e Ce, altos teores de Sr. As concentrações de elementos terras raras são baixas e os padrões destes elementos são marcados por forte fracionamento, controlado por valores muito baixos de terras raras pesadas. Estas rochas têm assinatura cálcio-alkalina, comparável àquela de rochas de arco magmático. A origem e evolução dos magmas muito provavelmente envolveram fusão mantélica, assimilação e fusão parcial de crosta continental, além de cristalização fracionada. A modelagem de elementos-traço indica que a diferenciação dos magmas foi controlada, muito provavelmente, pelo fracionamento de anfibólio, plagioclásio e biotita.

Introdução. Na última década, trabalhos de cartografia geológica no sudeste do Estado das Guianas (Amapá e noroeste do Pará), realizados pelo Serviço Geológico do Brasil e por pesquisadores de universidades do Brasil, têm caracterizado distintos domínios tectônicos, que representam terrenos amazônicos retrabalhados no Paleoproterozóico (Orogêse Transamazônica), ou terrenos paleoproterozóicos com remanescentes amazônicos, denominados, respectivamente, Bloco Amapá e Domínio Carecuru (Rosa-Costa *et al.* 2003, 2006). Segundo estes autores, a região tem estruturas regionais paleoproterozóicas de direção NW. O Bloco Amapá é constituído em sua grande parte de complexos metamórficos de alto e médio grau mesozóicos ($\approx 2,8$ Ga) e neoamazônicos (2,65-2,60 Ga), associados com plútons charnoquíticos neoamazônicos (2,65-2,60 Ga), retrabalhados durante a Orogêse Transamazônica. A atuação dessa orogêse é marcada por metamorfismo granulítico (2,10-2,08 Ga) e magmatismo félsico de 2,22 Ga até 2,03 Ga (Rosa-Costa *et al.* 2006, 2008). A sul do Bloco Amapá se situa o Domínio Carecuru com evolução relacionada a ambiente de arco magmático em margem continental ativa, formado por rochas metavulcânicas básicas a intermediárias, e por granitóides e ortogneisses cálcio-alkalinos, com idades Pb-Pb em zircão de 2,19 até 2,14 Ga e $t_{50\%}$ entre + 1,63 e -0,84, indicando fontes predominantemente juvenis, embora com alguma participação de crosta amazônica na origem (Ricci *et al.* 2001, Rosa-Costa *et al.* 2003, 2006, 2008). Dados Ar-Ar em biotita e anfibólio de diversas unidades do bloco Amapá e domínio Carecuru apontam para taxas de resfriamento contrastantes entre esses dois domínios (Rosa-Costa *et al.* 2009). No presente trabalho são discutidas as características geoquímicas, a petrogênese e o significado tectônico geodinâmico das rochas granitoides do Domínio Carecuru, muitas das quais são portadoras de depósitos de cobre e ouro (Dardenne & Schobbenhaus 2003, Klein & Rosa-Costa 2003, Melo *et al.* 2003).

Materiais e Métodos. Para a realização desta pesquisa, foram realizados trabalhos de campo, petrografia e análises químicas de elementos maiores e traço em trinta amostras. A variação petrográfica foi baseada na estimativa e na análise modal das amostras. A nomenclatura adotada é aquela de Le Maitre (2004). As análises foram realizadas pelo método ICP-MS nos laboratórios da ACME. Na ocasião das análises, foram verificadas as concentrações de alguns padrões. O tratamento dos dados químicos envolveu a construção de diagramas de classificação e petrogenéticos.

Geoquímica das Rochas Granitoides do Domínio Carecuru. No Domínio Carecuru afloram quartzos dioritos, tonalitos, tonalitos gnaissicos, trondhjemitos, granodioritos, monzogranitos, sienogranitos e álcali-feldspato granitos. A variação petrográfica observada é comparável àquela das suites intrusivas da série cálcio-alkalina de médio e baixo potássio de Lameyre & Bowden (1984), semelhantes àquelas de cinturões magmáticos associadas a margens continentais ativas descritas por vários autores (Pácher 1987).

No que diz respeito à geoquímica, estas rochas se caracterizam por apresentar variações regulares e consistentes de elementos maiores, caracterizadas por correlações positivas entre sílica, potássio e sódio, assim como correlações negativas entre sílica e Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO e CaO . No diagrama de Shand (1969) que discute os parâmetros de aluminosidade, as rochas granitóides do Domínio Carecuru são classificadas como metaluminosas a fracamente peraluminosas. Alguns diagramas multielementares (La Roche *et al.* 1980, Sylvester 1989) baseados em elementos maiores permitiram apontar uma assinatura cálcio-alkalina para as rochas granitóides do Domínio Carecuru. Diagramas que comparam elementos maiores com elementos-traço (*cf.* Whalen *et al.* 1987), ou apenas elementos-traço (*cf.* Pearce *et al.* 1984), possibilitam revelar que as rochas estudadas têm afinidade com os granitos do tipo I e com associações magmáticas de arco magmático (Figura 1a). A mesma conclusão é indicada por padrões de elementos terras raras (Figura 1b), bastante fracionados, os quais mostram fortes semelhanças com aqueles de granitos cálcio-alkalinos (*cf.* Martin 1987, Sylvester 1994). No digrama Zr vs. $(Nb/Zr)_R$ de Thibblemont & Tegyey (1994) pode-se comparar estas rochas com aquelas de natureza cálcio-alkalina presentes em zonas de colisão arco/continente, ou seja, ambientes de arco magmático de margem continental, ou de arco e um prisma de acreção (Figura 1c). Em geral há baixas concentrações de alguns elementos-traço, a exemplo de Rb, Zr, Y e Nb. Os terras de Ga são moderadas e de Sr são elevados. As rochas analisadas apresentam valores relativamente baixos de elementos terras raras, a exemplo do lantânio, cujos valores raramente ultrapassam a dezessete vezes o valor de La do condrito de Evensen *et al.* (1978). O comportamento dos elementos terras raras dos granitóides do Amapá é caracterizado por valores muito baixos de elementos terras raras pesadas, o que controla padrões fortemente inclinados. Este fracionamento é ainda mais acentuado para os elementos terras raras leves. No caso dos elementos terras raras pesadas, muitas vezes, nota-se um padrão levemente côncavo, o qual poderia se atribuir ao fracionamento de anfibólio. **Petrogênese e Significado Geodinâmico.** As rochas granitóides do Domínio Carecuru possuem características petrográficas e geoquímicas comparáveis as das suítes de arcos magmáticos de margem continental ativa, como sugerido por Rosa-Costa *et al.* (2006). Neste ambiente, a subducção da crosta oceânica teria promovido sua transformação em anfibolitos pela progressiva desidratação até sua fusão parcial. Tanto o magma gerado na fusão parcial da crosta oceânica como o fluido liberado devem ter reduzido as temperaturas de fusão inicial do manto e, assim, ter propiciado a fusão deste último. Os baixos valores de elementos terras raras pesadas das rochas estudadas sugerem que a origem dos magmas precusores ocorreu em grandes profundidades, cujas condições seriam esperadas em zonas de subducção. Sob altas pressões, a granula teria sido concentrada no resíduo, o qual teria se enriquecido em elementos terras raras pesadas. A geração de magmas intermediários e félsicos, em margens continentais ativas, poderia ser explicada pelo *underplating* de magmas mantélicos na base da crosta continental, fundindo esta última. Segundo Miskovic & Francis (2006), complexos vulcânicos de margens continentais ativas são originado pela interação de magma mantélico e crustal. Uma vez gerados os líquidos máficos, haveria modificação das composições iniciais durante a ascensão, por meio da cristalização fracionada, com provável envolvimento de anfibólio em um momento inicial e, em seguida, biotita e plagioclásio. A participação destas fases no processo de cristalização fracionada seria evidenciada nos diagramas vectoriais que correlacionam Sr vs. Rb e Sr/Ba vs. Rb/Sr. A ausência de anomalias negativas de estrôncio parece indicar que o plagioclásio não foi concentrado no resíduo. Este mineral deve ter sido fracionado progressivamente durante a evolução dos líquidos.

As rochas granitóides do Domínio Carecuru guardam fortes semelhanças petrográficas com as rochas plutônicas intermediárias a félsicas da Guiana Francesa, com quem têm idades similares (Dekar *et al.* 2003, Rosa-Costa *et al.* 2006). Têm também afinidade petrográficas e geoquímicas com unidades equivalentes do Cráton Oeste Africano, tais como aquelas do leste do Senegal (Dinh *et al.* 2006), Burkina Faso (Naha *et al.* 2004), Costa do Marfim (Gosquet *et al.* 2003) e Gâmbia (Egal *et al.* 2002). Estes autores propõem que o plutonismo cálcio-alkalino do Cráton Oeste Africano tem relação com magma mantélico ligado à zona de subducção e processos de contaminação pela crosta continental amazônica subjacente. Ambientes e processos de natureza similar podem ter sido responsáveis pela granitogênese paleoproterozóica do Domínio Carecuru.

Agradecimentos. Este trabalho foi realizado com recursos do CNPq (Universal nº 477553/2004-4) e do Serviço Geológico do Brasil – Belém, além do apoio institucional da UFPA e da UFRR. O Prof. J.M. Lafim agradece ao CNPq pela bolsa de produtividade (nº 305640/2005-4). Os autores agradecem à comissão organizadora do XI Simpósio de Geologia da Amazônia pela oportunidade.

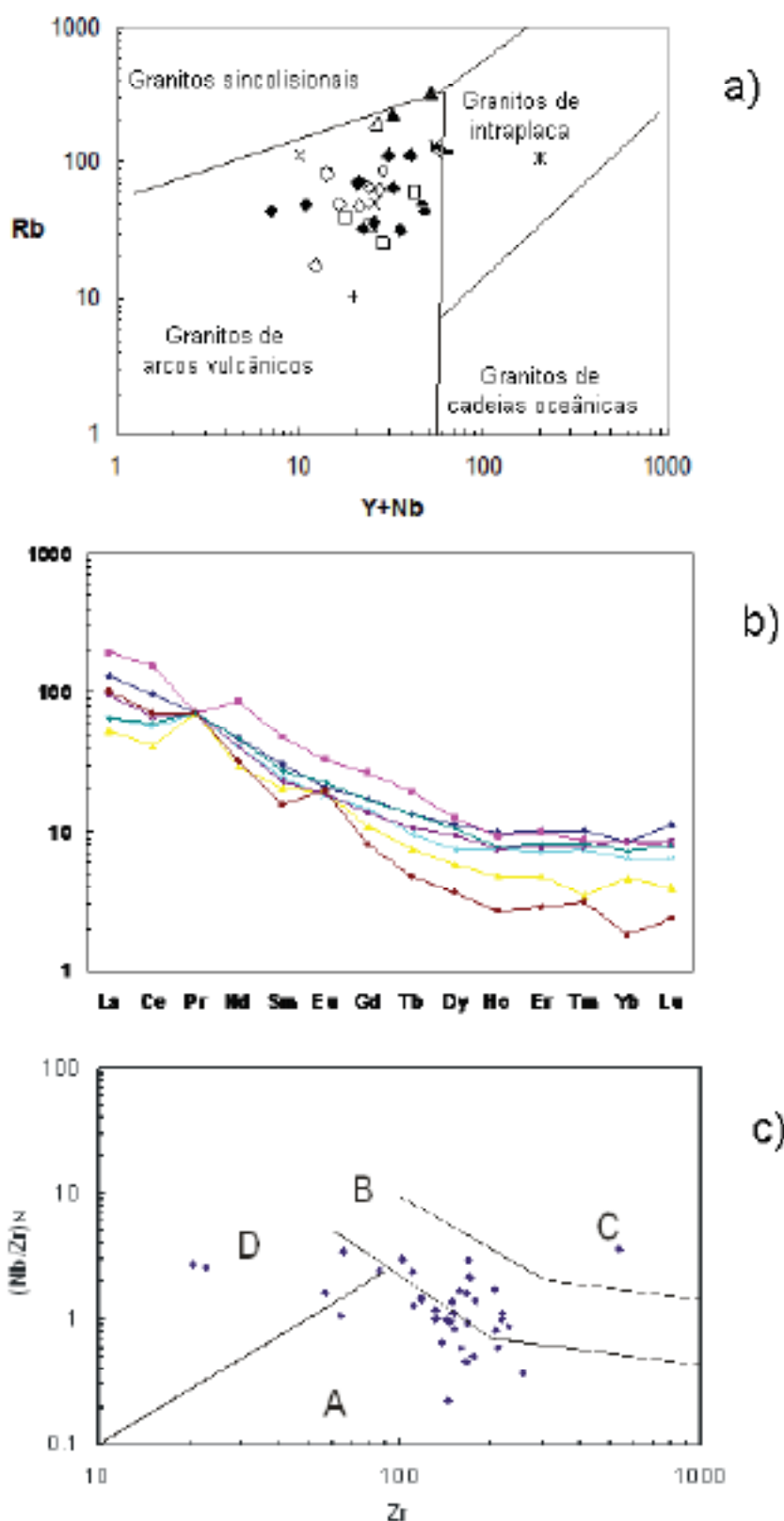


Figura 1. Diagramas geoquímicos com dados de rochas paleoproterozóicas do Domínio Carecuru, Amapá. A) Diagrama Y+Nb vs. Rb (cf. Pearce *et al.* 1984). B) Diagrama de elementos terras raras normalizado ao condrito de Evensen *et al.* (1978). C) Diagrama Zr vs. $(Nb/Zr)_N$ de Thiblémont & Téggey (1994). A: magma de zona de subducção; B: magma cálcio-alcalino a alcalino de zona de colisão; C: magmas alcalinos de intraplaca; D: magmas peraluminosos.

Referências

- Delor C., Lahondère D., Bgál B., Lafin J.M., Cocherie A., Guerot C., Rossi P., Truffert C., Théveniaut H., Phillips D., Avelar V.G. 2003. Transamazonian crustal growth and reworking as revealed by the 1:500,000-scale geological map of French Guiana (2nd edition). *Géologie de la France*, 2-3-4:5-57.
- Dioh E., Béziat D., Debat P., Grégoire M., Ngom P.M. 2006. Diversity of the Paleoproterozoic granitoids of the Kédougou inlier (eastern Sénégal): Petrographical and geochemical constraints. *Journal of African Earth Sciences*, 44:351-371.
- Bgál B., Thiéblemont D., Lahondère D., Guerot C., Costea C.A., Iliescu D., Delor C., Goujon J.C., Lafin J.M., Tégyey M., Dabry S., Kotié P. 2002. Late Eburnean granitization and tectonics along the western and northwestern margin of the Archean Kénéma-Man domain (Guinea, West African Craton). *Precambrian Research*, 117:57-84.
- Bvensen, N.M., Hamilton, P.J., O'Nions, R.K. 1978. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42:1199-1212.
- Gaspert D., Bailey P., Adou M., Paquette J.L. 2003. Structure, Sr-Nd isotope geochemistry and zircon U-Pb geochronology of the granitoids of the Dabakala area (Côte d'Ivoire): evidence for a 2.3 Ga crustal growth event in the Paleoproterozoic of West Africa?. *Precambrian Research*, 127:329-354.
- La Roche, H.; Leterrier, J.; Grand-Claude, P.; Marchal, M. 1980. A classification of volcanic plutonic rocks using R1-R2 diagram and major slopes with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29(4):183-210.
- Martin H. 1997. Petrogenesis of Archean tonalites, tonalites and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology*, 28: 921-953.
- Mielkovic, A. & Francis, D. 2006. Interaction between mantle-derived and crustal calc-alkaline magmas in the petrogenesis of the Paleocene Sifton Range volcanic complex, Yukon, Canada. *Lithos*, 87, 104-134.
- Naha S., Lumpo M., Debat P., Bouchet J.L., Béziat D. 2004. Structure and emplacement model for late-orogenic Paleoproterozoic granitoids: the Tenkodogo-Yaoua elongate pluton (Eastern Burkina Faso). *Journal of African Earth Sciences*, 38:41-57.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4):956-983.
- Rosa-Costa L.T., Ricci P.S.F., Lafin J.M., Vasquez M.L., Carvalho J.M.A., Klein R., Maranhão R.M.R. 2003. Geology and geochronology of Archean and Paleoproterozoic domains of southwestern Amapá and northwestern Pará, Brazil, southwestern Guiana Shield. *Géologie de la France*, 2-3-4:101-120.
- Rosa-Costa, L.T., Lafin, J.M., Delor, C., 2006. Zircon geochronology and Sm-Nd isotopic study: further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamic evolution of the southeastern Guiana Shield, north of Brazil. *Gondwana Research*, 10:277-300.
- Rosa-Costa, L.T., Lafin, J.M., Cocherie, A., Delor, C. 2008. Electron microprobe U-Th-Pb monazite dating of the Transamazonian high-grade metamorphic overprint on Archean rocks from Amapá Block, southeastern Guiana Shield, northern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 26(4):445-462.
- Rosa-Costa, L.T., Mezié, P., Lafin, J.M., Arnaud, N.O. 2009. 40Ar-39Ar geochronology across Archean and Paleoproterozoic tectones from southeastern Guiana Shield (north of Amazonia Craton, Brazil): Evidence for contrasting cooling histories. *Journal of South American Earth Sciences*, 27:113-128.
- Shand, S.I. 1969. *Eruptive rocks*. Hafner Publishing Company, New York, 488 p.
- Sylvester, P.J. 1989. Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology*, 97:261-280.
- Sylvester, P.J. 1994. Archean granite plutons. In *Archean Crustal Evolution* (K. Condie, ed.). Amsterdam, Elsevier, p. 297-323.
- Thiéblemont D. & Tégyey M. 1994. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alkalins. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 319, série II, 87-94.

CONCENTRAÇÕES DE ARSÊNIO E MERCÚRIO EM PERFIS DE SOLOS DO SÍTIO ARQUEOLÓGICO ILHA DE TERRA-CAXIUANÁ (PARÁ)

Ribeiro da Silva Guajão^{1*}, Vanda Perpino Lemos^{1,2}, Marcondes Lima da Costa^{1,2}, Dirce Clara Kern³, Hemídeo Adonias Dantas Filho^{1*} e Viviam Thais dos Santos Lima^{1*}

*Universidade Federal do Pará; 1. Instituto de Ciências Exatas e Naturais; 2. Instituto de Geociências; 3. Museu Paraense Emílio Goeldi

Resumo

Concentrações de arsênio e mercúrio (C_{total}) em perfis de solos com terra preta arqueológica (TPA) e em área adjacente (AD) do Sítio Ilha de Terra, Caxiuanã, devem dar informações sobre atividades antropogênicas dos habitantes da região. Análises químicas e mineralógicas foram realizadas nas amostras dos perfis de solos. Os dados mostraram que C_{total} Fe, As e Hg aumentam em direção aos horizontes B dos perfis de solos enquanto a matéria orgânica (MO) decresce. As interações entre Fe, As e Hg sugere que a MO promove a dissolução da goethita e lixiviação do Fe, As e Hg no perfil TPA.

Introdução

A concentração de arsênio na crosta terrestre superior é 2000 ng.g^{-1} e a do mercúrio é 56 ng.g^{-1} e ocorrem na biosfera sob as formas inorgânicas e orgânicas (Wedepohl, 1995). Na região de Caxiuanã o As e Hg estão incluídos em um grupo de elementos que vêm sendo investigados em solos com terra preta arqueológica (TPA) a fim de elucidar hipóteses sobre o comportamento dos antigos habitantes dessa região (Costa & 1999, 1999). A região é formada pela baía de Caxiuanã e suas terras vizinhas integrantes dos municípios de Portel e Melgaço. As margens da baía de Caxiuanã há ocorrências de solos de cor preta, com evidências de grande influência do homem pré-histórico, como fragmentos cerâmicos microgranulares e elevadas concentrações de Ca, Mg, Zn, Mn, P e C. Os solos com estas características foram descobertos em outros locais bem drenados às margens de vários rios da Amazônia e foram denominados *Terra Preta do Índio*, *Terra preta arqueológica* ou *Terra Preta Amazônica* (Smith, 1980; Costa & Kern, 1999). No sítio Mandaguinha e em outros sítios arqueológicos desta região foi verificado que as concentrações de As e Hg em perfis de solos em áreas com TPA são menores do que as obtidas em áreas adjacentes (AD). No sentido de dar continuidade ao estudo sobre concentrações de elementos que podem ser modificadas pelas atividades humanas pré-históricas foram avaliadas as concentrações (C_{total}) do As e Hg em relação aos principais atributos químicos e mineralógicos em dois perfis de solos, um perfil com TPA e outro em área adjacente (perfil AD) e a variabilidade de C_{total} desses elementos entre os horizontes dos perfis de solos no sítio arqueológico denominado Ilha de Terra, situado no município de Melgaço-Pará.

Materiais e Métodos

As margens da baía de Caxiuanã foram descobertos 27 sítios arqueológicos com TPA e o sítio Ilha de Terra está situado às margens do Furo Camaim (Figura 1) no município de Melgaço-Pará, sob as coordenadas geográficas $1^{\circ} 42' 30'' \text{ S}$ e $51^{\circ} 31' 45'' \text{ W}$. Neste sítio foram efetuadas amostragens nos seguintes perfis de solos: perfil com terra preta arqueológica, denominado perfil TPA; perfil em área adjacente, denominado perfil AD; perfis ao longo de uma linha leste-oeste, transversal aos perfis TPA e AD.

A fração menor que 2 mm de diâmetro, após secagem ao ar, denominada terra fina seca ao ar (TFSSA), foi utilizada nas análises mineralógica e química. A análise mineralógica foi efetuada por difração de raios X através de um difratômetro Philips, modelo PW 1050 com sistema de controle PW 3710 e anodo de cobre. Na determinação de C_{total} dos elementos químicos investigados foram usados os métodos: o arsênio por espectrometria de absorção atômica com sistema de geração de hidretos-HG-AAS (Dedina & Tsalev, 1995); o mercúrio por espectrometria de absorção atômica com sistema de geração de vapor frio de Hg (Akagi & Nishimura, 1996) acoplado a um espectrômetro de absorção atômica, HG-3500, K.K. Sanso; a matéria orgânica e os outros componentes dos solos foram determinados de acordo com os métodos da EMBRAPA (1997).

Resultados

A mineralogia dos horizontes nos dois perfis é composta principalmente por quartzo, caulinita, goethita e anatásio. A caulinita e quartzo são os minerais mais abundantes nos perfis. Os teores de caulinita aumentam em direção aos horizontes B dos perfis, sendo mais pronunciado no perfil AD. Goethita, matéria orgânica (MO) e anatásio apresentam concentrações semelhantes entre si e bem inferiores às concentrações da caulinita e do quartzo em todos os horizontes dos perfis.

Avaliando-se a distribuição das concentrações (C_{1000}) de matéria orgânica (MO) em relação à distribuição das concentrações (C_{1000}) do Fe, Al, As e Hg nos distintos horizontes dos perfis de solos (Figuras 3-3), verifica-se que a da MO é inversa às do Al, Fe, As e Hg tende a ser inversa nos perfis de solos TPA e AD. Nos perfis LT o padrão de distribuição do Hg nos horizontes apresenta apenas alguns desvios positivos e negativos em relação aos dois perfis TPA e AD enquanto que a distribuição do Hg mantém-se praticamente constante. A semelhança entre o padrão de distribuição do Al e Fe com os do As e Hg são ilustrados nas Figuras 2 e 3 e foram ressaltados por Garção (2003) em perfis de solos do sítio Ilha de Terra e por Kera (1996) nos perfis de solos do sítio Mandoquinha, onde foi verificado que o comportamento do arsênio apresenta semelhança com o dos elementos do grupo do ferro (Fe, Hg, Nb, Ga, V, Se, Na, Cd, Co, Cr, e Pb). Os comportamentos semelhantes entre arsênio, mercúrio e ferro e os comportamentos inversos entre estes elementos e a matéria orgânica indicam forte correlação positiva e significativa entre Fe, Al e As, e negativa destes elementos com a MO e demonstram que o As e Hg estão intrinsecamente relacionados com a goethita e caulinita. A goethita é conhecido como portador de metais como Al, Mn, Ni, Cu, Cd, Zn, Cr, etc. substituindo Fe e com grande potencial para adsorver arsênio contido em solos contaminados com este metal e cujo efeito é de longa duração e mercúrio sob as formas de complexos superficiais $SOHg^+$ e $SOHgOH$ (Hummel-Gessingel, 199).

Conclusões

As distribuições de C_{1000} do As, Hg, Fe e MO nos perfis indicam que os óxidos-hidróxidos de ferro aí contidos, antes representados pelo antigo Latossolo Amarelo, do hoje perfil AD, foi parcialmente decomposto pela ação da matéria orgânica acumulada em quantidade relativamente superior ao perfil AD. O assentamento humano pré-histórico sobre Latossolos Amarelos, como aqueles da AD, empregando e descartando grande quantidade de biomassa, que transformada em húmus (ácidos húmicos e fúlvicos) pela pedogênese tropical promoveu intensa decomposição dos óxidos-hidróxidos de ferro, e como consequência liberação e lixiviação do Fe, As e Hg. De forma indireta a ocupação humana pré-histórica contribuiu para diminuição das concentrações de As e Hg nos solos TPA de Caxiriari.

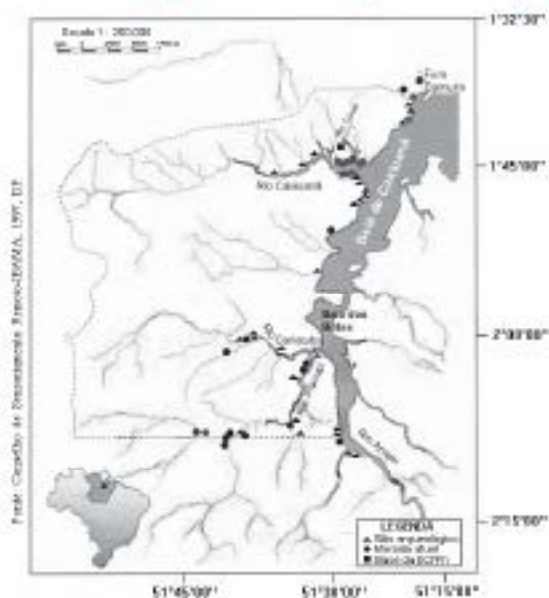


Figura 1. Localização da região de Cocinará (IBAMA, 1997)

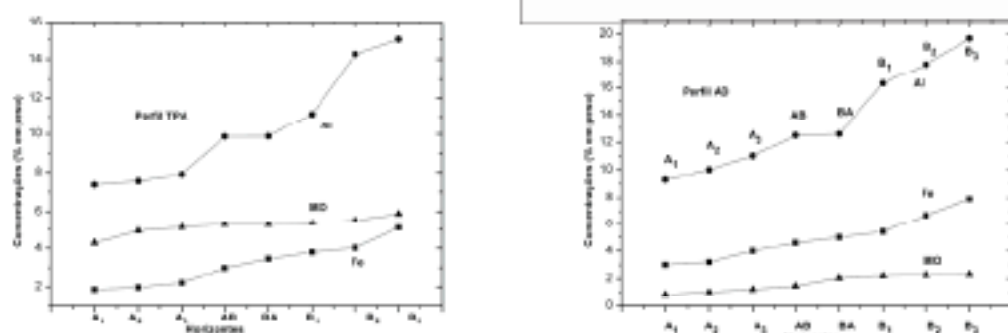


Figura 2. Distribuição de C_{org} do Fe, Al e matéria orgânica (MEO) nos horizontes dos perfis de solos TPA e AD

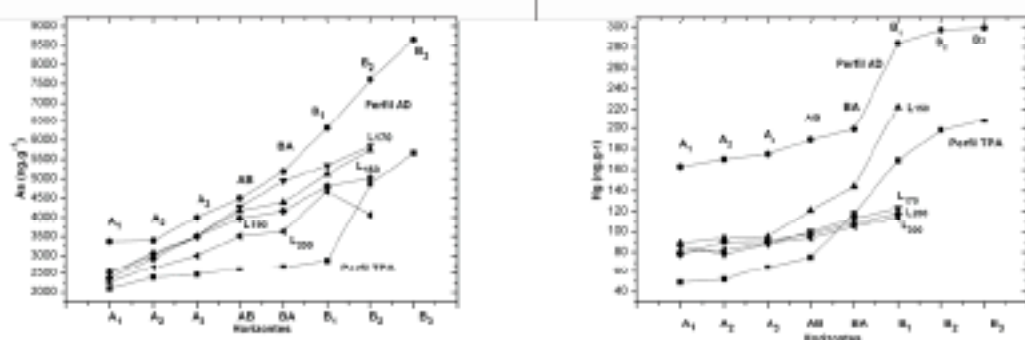


Figura 3. Distribuição de C_{org} do As e Hg nos horizontes dos perfis TPA, AD e LT

Tabela 1. C_{total} de Fe, Al, MO (em % em peso), As e Hg ($ng.g^{-1}$) nos perfis de solos TPA e AD

Horizontes	PERFIL TPA					PERFIL AD				
	Fe	Al	MO	As	Hg	Fe	Al	MO	As	Hg
A ₁	1,85	7,38	7,38	2100	49	3,05	9,34	0,87	3370	163
A ₂	1,96	7,57	7,57	2389	53					
A ₃	2,21	7,91	7,91	2460	65					
AB	2,98	9,86	9,86	2630	75	4,58	12,46	0,81	3560	189
BA	3,46	9,88	9,88	2700	118	5,10	15,38	0,58	5190	199
B ₁	3,81	11,16	11,16	2870	169	5,36	16,29	0,37	6310	284
B ₂	4,03	14,25	14,25	4870	198	6,72	17,81	0,31	7610	297
B ₃	5,08	15,03	15,03	5660	208	7,93	19,72	0,13	8650	299

Tabela 2. C_{total} de Fe, Al, MO (em % em peso), As e Hg ($ng.g^{-1}$) nos perfis de solos

Horizontes	LT-158		LT-171		LT-190		LT-200	
	As	Hg	As	Hg	As	Hg	As	Hg
A ₁	2550	89	2520	87	2380	78	2270	80
A ₂	3070	95	3020	78	2930	90	2680	83
AB	4180	95	4380	88	3980	91	3510	89
BA	4390	121	4950	100	4170	98	3630	94
B ₁	5120	147	5340	113	4810	108	4680	105
B ₂	5740	222	5830	123	5020	118	4070	114

Referências

Akagi, h.; Nishimura, H. 1990. Speciation of mercury in the environment. In: Suzuki, T., Imura, N.; Clarkson, T.W.eds.: *Advances in Mercury Toxicology*. Plenum Press: New York, p.53-76.

Brunschwig-Giesinger, P.; Abnet, M.; Lichten, J.P.; Harkank, J.J.; Hebra, P. 1999. Modeling the adsorption of mercury (II) on (Hydroxides II: α -FeOOH (goethite) and amorphous silica. *J. colloid Interface Science*, 215:313-322.

Caruso, M.S. 2008. Transferência química na cadeia solo-manúscrito-cabelo humano na região de Caximã (Estado do Pará) e sua importância ambiental. Belém-PA, UFPA, 238p. Tese Doutorado.

Costa, M.L., Kera, D. C. Geochemical signatures of tropical soils with archaeological black earth in the Amazon, Brazil. *Journal of Geochemical Exploration*, 66:389-385.

Dedina, J., Tsalik, D.L. 1995 *Hydride Generation Atomic Absorption Spectrometry*. Orchester, John Wiley & Sons, p.183-245.

EMBRAPA. 1997 *Manual de Métodos de Análise do Solo*, 2ª Ed., Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Rio de Janeiro.

Gujão, R.S. 2003. Compartimento município de Melgaço-Pará do Hg e As em solos com terra preta arqueológica no sítio Ilha de Terra, região de Caximã, SP. Tese de mestrado-Faculdade de Química, UFPA, Belém-PA.

IBAMA. 1997. Conselho de Sensoriamento Remoto, DF

Kera, D. C. 1996. Geoquímica e Pedoquímica de sítios arqueológicos com Terra Preta na Floresta Nacional de Caximã (Pará-Pará). Belém-PA, UFPA, 119p. Tese Doutorado.

Smith, N. I. H. 1980. Anthroensils an human carrying capacity in Amazonia. *Annals of the Association of American Geographers*, 70:553-566.

Wedepohl, K.H. 1995. The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59:1217-1232.

CARACTERIZAÇÃO DE MINERAIS MICÁCEOS DE GRANITOS ESTANÍFEROS DA REGIÃO DE SÃO FÉLIX DO XINGU, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, ATRAVÉS DE MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV).

Francisco Romário Abrantes Júnior (fabrantes@ufpa.br), Claudio Nery Lamasção² e Hilton Túlio Cresti³.

1 – Curso de Graduação em Geologia, PIBIC. 2 – Faculdade de Geologia, IG – UFPA. 3 – Museu Paraense Emílio Goeldi.

RESUMO

Minerais micáceos dos granitos Bom Jardim, Antônio Vicente, Mocambo e Serra da Queimada, especializados a Sn+W+Mn e pertencentes à Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Mineral de Carajás, apresentaram variações morfológicas, graus de alteração e composições químicas diferentes quando analisados por microscopia convencional (luz transmitida) e eletrônica de varredura (MEV). Tais variações tornam-se mais evidentes no sentido das rochas afetadas por alterações tardi a pós-magmáticas (sienograníticas e greisenizadas) de cada corpo. As análises químicas semiquantitativas das micas do Granito Bom Jardim obtidas por EDS-MEV mostraram uma boa correlação e tendência de enriquecimento entre F, Sn, Ba e Fe/Mg quando comparadas com análises de rocha total do referido corpo, indicando que análises de EDS podem ser úteis como avaliação preliminar no estudo de micas de rochas granitoides.

INTRODUÇÃO

Nas proximidades de São Félix do Xingu, centro-sul do Estado do Pará, Província Mineral de Carajás, afloram diversos corpos graníticos e rochas greisenizadas mineralizadas a cassiterita, wolframita e molibdenita pertencentes à Suíte Intrusiva Velho Guilherme – SIVG (CPRM/DNPM 1997, Teixeira *et al.* 1998). Tais corpos fazem parte da Província Estanífera do Sul do Pará (Abreu e Ramos 1974). A área de ocorrência desses corpos é constituída por terrenos Arqueanos e Proterozoicos, estáveis tectonicamente desde o Neoproterozóico. As porções Arqueanas estão representadas por unidades do Terreno Granito-gneissoso de Rio Maria e do Cinturão de Cisalhamento Itacainhas (Costa *et al.* 1995). As seqüências Paleoproterozoicas estão representadas pela suíte máfica-ultramáfica Cateté, pelo Granito Parassari e por um extenso magmatismo granítico anorogênico e vulcânicas intermediárias a félsicas do Grupo Uatumã, bem como tipos plutônicos máficos subordinados (CPRM/DNPM 1997; Teixeira 1999, Teixeira *et al.* 2002, Fernandes *et al.* 2006). Dentre os granitos especializados que constituem a SIVG foram selecionados os corpos Bom Jardim (Teixeira 1999), Antônio Vicente, Mocambo e Serra da Queimada (Figura 1) para um estudo morfológico-textural e composicional de seus minerais micáceos através de MEV. Inicialmente foram selecionadas, por microscopia convencional, seções adequadas para as análises de MEV, realizadas no Museu Paraense Emílio Goeldi, as quais constaram de imagens de elétrons retroespalhados e análises químicas semiquantitativas por EDS (Energy Dispersive Spectrometry).

RESULTADOS OBTIDOS

As análises mostraram a existência de minerais micáceos com diferentes morfologias, níveis de alteração e composição química associados às diferentes fácies petrográficas de cada corpo estudado.

Granito Bom Jardim (GBJ)

O GBJ foi o primeiro, dentre os corpos selecionados, a ter seus minerais micáceos estudados através de MEV. As diferenças morfológicas e composicionais observadas são mais evidentes quando são comparadas os minerais micáceos de suas rochas monzograníticas e sienograníticas com os das rochas greisenizadas. As micas das duas primeiras fácies mostram-se subédricas a anédricas, com bordas moderada a fortemente corroídas e alteradas para clorita. Nas rochas greisenizadas, por sua vez, os minerais micáceos encontram-se predominantemente anédricos, clarificados e com bordas igualmente corroídas. A Figura 2 mostra os resultados das análises químicas das micas do Granito Bom Jardim obtidas por EDS e em rocha total (Pinko, em preparação) para comparação. Nota-se uma tendência geral de enriquecimento de F e Sn no sentido das rochas monzograníticas-sienograníticas-greisenizadas em ambas as análises. Os teores de F e Sn aumentam de 0,03% e 1,12% nas rochas monzograníticas, passando para 0,52% e 1,20% nas sienograníticas e atingem valores máximos de

1,86% e 1,34% nas rochas greisenizadas 2 (RG2), respectivamente. O Ba tende a desenvolver um comportamento inverso, decrescendo das rochas monzograníticas para as sienograníticas e RG1. Nas RG2 tende a aumentar, provavelmente em resposta a maior concentração de siderofilita-fengita. As razões Fe/Mg mostram comportamento semelhante ao do Ba, mas crescem tanto nas RG1 quanto nas RG2.

Granitos Antônio Vicente (GAV), Mocambo (GM) e Serra da Queimada (GSQ)

Os minerais micáceos desses corpos foram estudados inicialmente através de microscopia convencional (luz transmitida). As análises de MEV estão sendo realizadas. O GAV, por possuir um maior número de fácies desde as menos até as mais alteradas hidrotermalmente, mostra mais nitidamente diferenças morfológicas e, possivelmente, químicas em seus minerais micáceos. Observa-se, das rochas menos alteradas (biotita-ambíbio sienogranito a monzogranito) para as mais alteradas (biotita sienogranito) e rochas greisenizadas, um aumento sistemático da corrosão, oxidação e cloritização das micas e da presença de minerais de origem hidrotermal (fluorita, mica branca, topázio).

No GM todas as fácies encontram-se alteradas hidrotermalmente, incluindo as rochas menos evoluídas, e a presença de fluorita é comumente observada. Os cristais de mica mostram forte corrosão nas bordas e alteração para clorita.

O GSQ encontra-se igualmente afetado por alterações tardi- a pós-magmáticas. A principal diferença entre as fácies deste corpo reside na quantidade de minerais opacos e fluorita associados aos minerais micáceos. As micas das rochas monzograníticas deste corpo são finas, subédricas a anédricas, levemente pleocrônicas e com alta cor de interferência, moderadamente corroídas nas bordas e comumente cloritizadas. Inclusões de zircão e minerais opacos dispostos ao longo de suas direções de clivagem são frequentes. Nas rochas sienograníticas os minerais micáceos são subédricos a anédricos, exibem pleocronismo castanho esverdeado a verde e apresentam bordas moderada a fortemente corroídas. Grãos anédricos de minerais opacos, dispostos ao longo das direções de clivagem, e de fluorita são comuns, além de inclusões de albita e zircão.

CONSIDERAÇÕES E CONCLUSÕES

Os dados obtidos com microscopia convencional e MEV no Granito Bom Jardim mostraram diferenças morfológicas e composicionais importantes nas micas das diferentes fácies deste corpo. Observou-se também, uma boa correlação entre os dados geoquímicos obtidos em análises de rocha total e análises semiquantitativas por EDS, sugerindo que esta última pode ser utilizada, com critérios devidos, como ferramenta para uma avaliação preliminar no estudo de variações composicionais de micas de diferentes rochas ígneas. Nos corpos graníticos Antônio Vicente, Mocambo e Serra da Queimada a microscopia em luz transmitida apresentou, para as micas estudadas, variações morfológicas semelhantes àsquelas encontradas nas micas do corpo Bom Jardim, sinalizando a existência de variações composicionais significativas. Análises semiquantitativas de EDS, já em andamento, permitirão uma melhor avaliação dessas variações, além de comparações geoquímicas entre as micas dos diferentes corpos graníticos.

AGRADECIMENTOS

Ao IG-UFFA, ao Museu Paraense Emílio Goeldi, a CAPES através do Projeto PROCAD (0096/05-9) e ao CNPq-Instituto de Geociências da Amazônia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alves F.A.M., Ramos C. R. 1974. Estado do Sul do Pará. In: *Anais do 28º Congr. Bras. Geol.*, Porto Alegre, SBG, V.5, P.11-23.
- Costa J.B.S., Araújo O.J.R., Santos A., Jorge Inão X.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, Série Ciências da Terra*, 7: 199-235.
- CBRM/DNPM. 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Félix do Xingu, Folha SB-22-Y-B, Programa Grande Carajás, Brasília-DF, MBR/5MM.
- Fernandes C.M.D. 2005. *Geologia, geoquímica e geocronologia das vulcânicas do Grupo Ubatuba, região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 136p.

- Fernandes C.M.D., Teixeira N.P. (in manuscript); Borges R.M.K., Bettencourt J.S. 2004. Química mineral da muscovita de rochas graníticas e gnaissos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província estrofiada do Sul do Pará. *Rev. Bras. Geoc.* 36: 26-33.
- Teixeira N.P. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22: 174-182.
- Teixeira N.P., Bettencourt J.S., Moura C.A.V., Dall'Agnol R. 1998. Pb-Pb and Sm-Nd constraints of the Velho Guilherme Intrusive Suite and volcanic rocks of the Uatumã Group, South-Southeast Pará-Brazil. INTERNATIONAL GEOLOGICAL CORRELATION PROJECT. *Abstract* 426. Granite Systems and Proterozoic Lithospheric Processes. Part 3: 178-180.
- Teixeira N.P. 1999. *Contribuições ao estudo das rochas graníticas e mineralizações associadas da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Estrofiada do Sul do Pará*. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Tese de doutorado.
- Teixeira N.P., Bettencourt J.S., Moura C.A.V., Dall'Agnol R., Macambira M.J.B. 2002. Archaean crustal sources for Palaeoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajás Province, SSB Pará, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Prezamb. Res.* 119: 257-275.

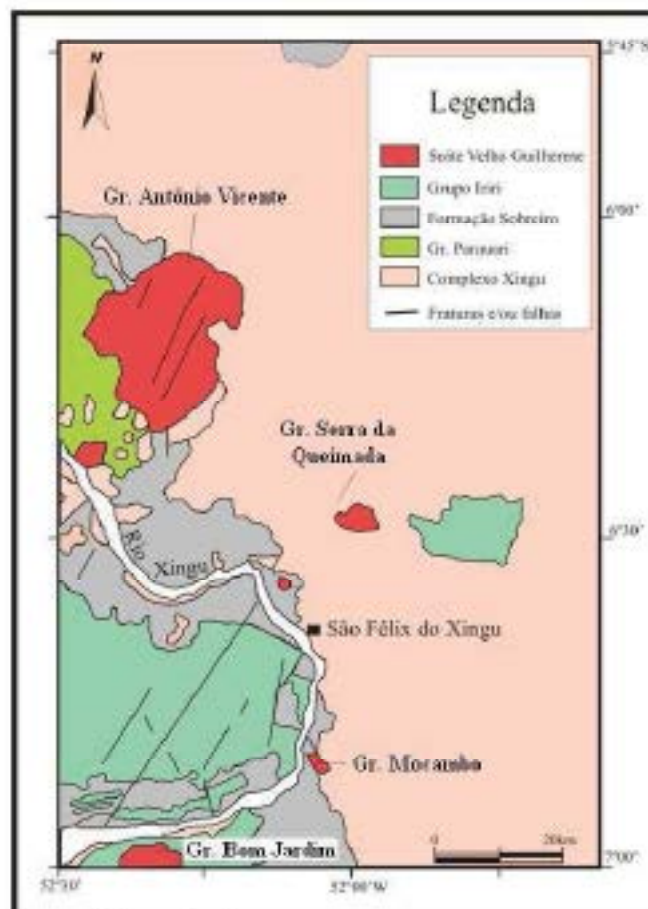


Figura 1 - Mapa geológico da Região de São Félix do Xingu (compilado de Teixeira 1999), com a localização dos corpos estudados.

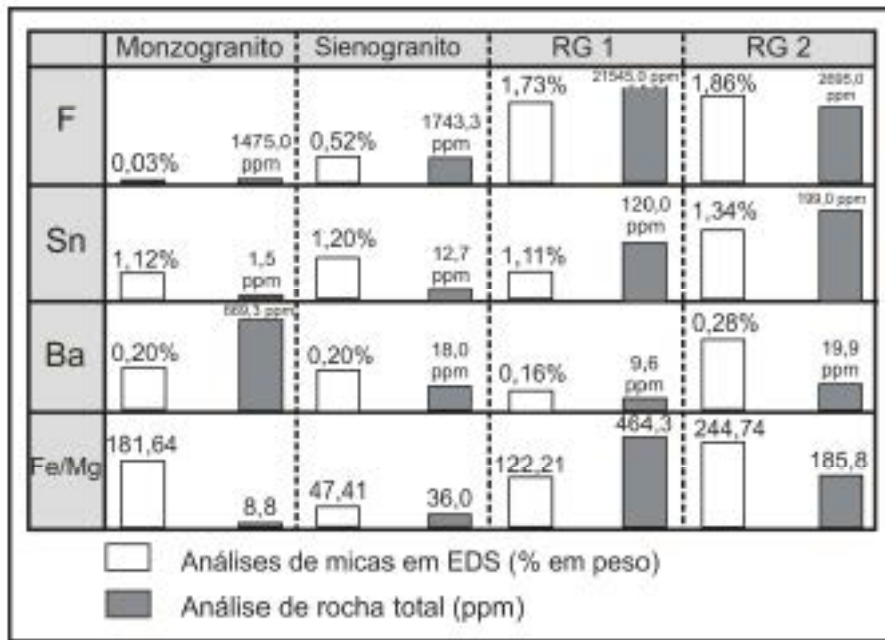


Figura 2 - Tendência geral de enriquecimento em F, Sn, Ba e Fe/Mg das rochas do Granito Bom Jardim, com base em análises de EDS (este estudo) e análises de rocha total (Pinho, em preparação). RG 1, 2 – Rochas gneissoides 1 e 2.

BIODISPONIBILIDADE DO COBRE, ZINCO E MANGANÉS EM SOLOS DO SÍTIO ILHA DE TERRA-CAXIUANÃ(PARÁ)

Antônio Roberto de Oliveira Meireles¹, Vanda Pospino Lemos², Dirse Clara Kern³, Robson da Silva Gurjão¹⁻³, Alessandra Pereira Lima⁴ e Any Kely Terra Silva

1.Secretaria de Educação do Estado do Pará; 2. Instituto de Ciências Exatas e Naturais-PPGQ-UFFPA. 3. Museu Paraense Emílio Goeldi. 4.Instituto de Geociências-PPGG-UFFPA

Resumo

Este estudo foi realizado a fim de avaliar a biodisponibilidade de metais pesados (Cu, Mn e Zn) e matéria orgânica (MO) em perfis de solos com terra preta arqueológica (TPA) e em área adjacente (AD). As amostras com TPA (perfil de solo TPA e de área NS-LW) e AD foram submetidas às análises mineralógicas e químicas. Os resultados indicaram que os valores de pH nos solos das áreas com TPA (pH=3,7 a 5,59) e AD (pH= 4,06 a 4,58) do sítio Ilha de Terra são favoráveis à disponibilidade do Cu, Mn e Zn às plantas. A MO em solos com TPA são mais elevadas do que em solos de outras locais. Estas condições permitem atribuir nos solos de Ilha de Terra a seguinte ordem de biodisponibilidade para esses metais: Cu> Zn>Mn.

Introdução

Na Amazônia existem áreas de solos afetadas consideravelmente pelo homem pré-histórico. Apresentam coloração escura, restos de material arqueológico (fragmentos cerâmicos e artefatos líticos). Estes solos são conhecidos como Terra Preta Arqueológica (TPA), Terra Preta de Índio ou Terra Preta (Smith, 1980; Kern, 1996). Essas áreas, altamente férteis e formadas no passado, parecem não exaurir seu conteúdo químico mesmo em condições de floresta tropical, o que contrasta com a maioria dos solos encontrados nesta região. Por essa razão, são frequentemente procuradas pelas populações locais para o cultivo de subsistência como mandioca, milho, banana, mamão etc, fato que dificulta sensivelmente o estudo do homem pré-histórico, uma vez que a camada de ocupação humana é revolvida (Kern, 1996). As áreas com TPA são encontradas na grande maioria das classes de solos ocidentais na Amazônia como no Latossolo, Podzol, Podzólico, Terra Roxa Estruturada e Plintossolos Pétricos (Smith, 1980). As TPAs, localizadas geralmente em terra firme, são solos bem drenados, próximos à água corrente e quase sempre em posição topográfica, que permite uma boa visibilidade da área do entorno, fator importante para a estratégia de sobrevivência do homem pré-histórico. Esses locais muitas vezes foram revitalizados por populações mais recentes, tanto para a habitação como para a agricultura. Como exemplo de áreas atualmente urbanizadas que eram antigos assentamentos indígenas com Terra Preta, podem-se enumerar diversas cidades da Região Amazônica, entre elas, a cidade de Belém, capital do Estado do Pará (Costa & Kern, 199).

As áreas de TPA não são homogêneas em relação ao conteúdo químico. Para identificar a variabilidade na distribuição de elementos vêm sendo efetuadas transeções N-S e L-W no interior dos sítios colônias. Nesses sítios são geralmente detectados locais preferenciais de acúmulo de elementos químicos. Estas concentrações são decorrentes da atividade antrópica e podem refletir o modelo de assentamento de uma determinada área. Dessa forma tem sido avaliada as interações geoquímicas e o impacto antropogênico sobre os solos originais, visando estabelecer sua gênese, assim como obter informações acerca das diferentes áreas de atividades do homem pré-histórico em um determinado sítio arqueológico (Costa & Kern, 1999). Neste trabalho a área em estudo é o sítio Ilha de Terra e o principal objetivo é avaliar a biodisponibilidade do Cu, Zn e Mn nos horizontes dos solos em áreas com TPA em relação aos da área adjacente AD.

Materiais e Métodos

As amostras investigadas neste estudo pertencem aos distintos horizontes de perfis de solos TPA e AD e horizonte A₁ de uma área com TPA, de aproximadamente 4000 m² delimitada pelas linhas 50-100 m N-S e 520-580 m W-L (Meireles, 2004), denominada aqui área NS-WL. Nas amostras selecionadas nesta área (Figura 1) e nas dos perfis TPA e AD foram efetuadas análises

mineralógicas por difração de raios-X; análise granulométrica e textural; análise potenciométrica direta para medidas de pH em H₂O e em KCl, a fim de estimar a carga líquida dos solos que é dada pela diferença entre pH_{H2O} e pH_{KCl}; determinação dos teores de matéria orgânica (MO), calculados a partir dos teores de carbono orgânico total (TOC) e dos elementos Cu, Zn e Mn biodisponíveis a partir de digestão com extrator de Mehlich 1 e determinação de suas concentrações por espectrometria de absorção atômica. Todas as análises foram realizadas conforme métodos recomendados por EMBRAPA (1997).

Resultados e Discussão

Os resultados das análises granulométricas indicaram predominância da fração areia grossa sobre as demais frações em todos os horizontes dos perfis e os seguintes tipos de texturas: no perfil TPA a textura é arenosa nos horizontes A₁ a BA e textura média no horizonte B; no perfil AD a textura é média em todo o perfil. A mineralogia dos horizontes nos dois perfis é composta principalmente por quartzo, caulinita, goethita e anatásis.

Os intervalos de pH em H₂O e em KCl obtidos para as amostras dos horizontes dos perfis de solos foram (4,5-5,59)_{TPA}, (4,06-4,58)_{AD}, (3,83-4,91)_{TPA} e (3,60-4,91)_{AD}, respectivamente, obtendo-se assim carga líquida negativa para os solos desses perfis que é equivalente às dos solos da região amazônica. Na área NS-LW foram obtidos valores de pH em água no intervalo 3,7 a 5,3. Estas condições são favoráveis à disponibilidade de micronutrientes, como Fe, Cu, Zn e Mn às plantas. Os teores de MO e dos elementos Cu, Mn e Zn biodisponíveis nos perfis TPA e AD e na área NS-LW (Tabelas 1 e 2) são superiores aos obtidos por Carrão (2008) em áreas com TPA de outros sítios da região de Caxiriã e também superiores aos valores da classe de alta concentração indicada por Tomé Jr.(1997) para vários Estados do Brasil (Tabela 2). Na Figura 2 observa-se que as variações das concentrações dos metais biodisponíveis são bem significativas ao longo dos horizontes dos perfis.

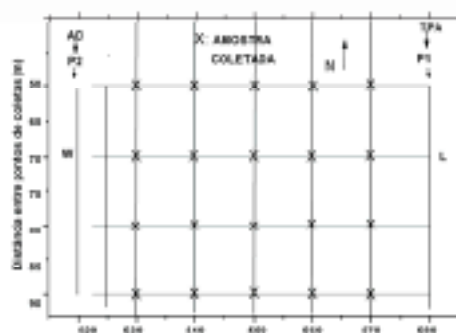


Figura 1. Amostragem na área com TPA (NS e LW)

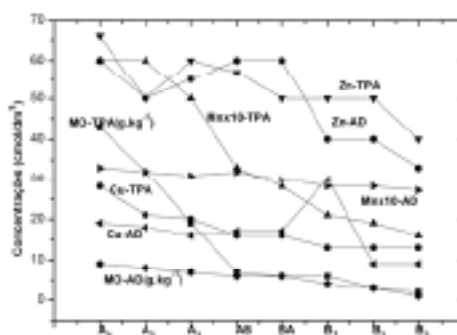


Figura 2. Variabilidade das concentrações de MO total, Cu, Mn e Zn biodisponíveis nos perfis TPA e AD

Na área NS-LW foram também observadas grandes oscilações nas concentrações de MO e dos outros elementos avaliados (Tabela 2 e Figuras 3-6). Foi verificado que a matéria orgânica na área NS-LW se enquadra na classe de alta concentração, mas os seus teores são inferiores aos de solos orgânicos que alcançam teores na ordem de 200 g de MO/dm³ (Tomé Jr., 1997). Avaliando-se os dados das concentrações de MO e dos metais biodisponíveis em todas as amostras analisadas na área NS-LW foi verificado que há uma tendência das amostras com maiores concentrações de MO apresentarem concentrações mais elevadas em Cu e mais baixas em Mn. Dados experimentais sobre afinidades entre o Cu e outros metais com compostos orgânicos nos solos indicam a seguinte ordem de complexação de metais com compostos orgânicos: Pb>Cu>Ni>Zn>Mn (Kabata-Pendias & Kabata, 2001). Estes dados sugerem que a disponibilidade dos metais investigados ligados à matéria orgânica nos solos da área NS-LW do sítio Ilha de Terra pode se apresentar na seguinte ordem: Cu>Zn>Mn.

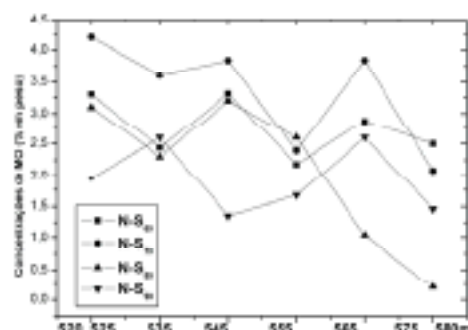


Figura 3. Variabilidade W-L das concentrações de MO

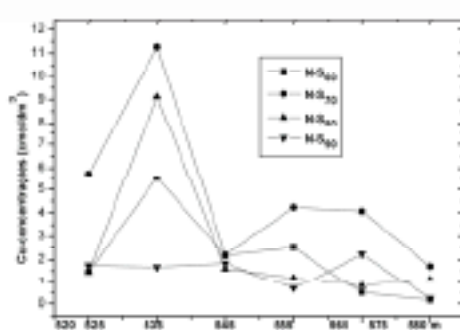


Figura 4. Variabilidade W-L do Cu biodisponível

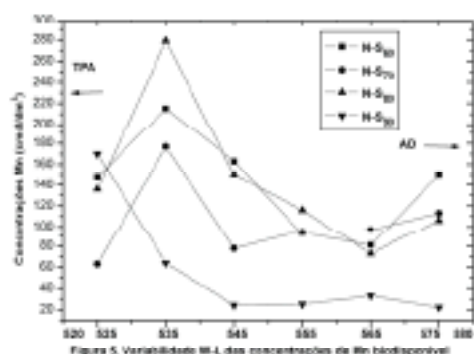


Figura 5. Variabilidade W-L das concentrações de Mn biodisponível

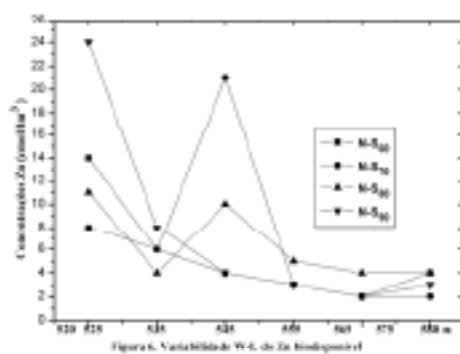


Figura 6. Variabilidade W-L do Zn biodisponível

Conclusões

Os valores de pH nos solos das áreas com TPA (pH em água entre 3,7 a 5,59) e áreas adjacente (pH em água entre 4,06 a 4,58) do sítio Iba de Terra são favoráveis à disponibilidade de micronutrientes como Cu, Mn e Zn às plantas. A matéria orgânica (MO) nos solos com TPA desse sítio (teores de até 50 g MO/dm³) e de outros da região de Caxinanã são mais elevados do que os de áreas adjacentes (AD) e de outros locais. Sob as condições de pH nos solos da área NS-LW desse sítio a seguinte ordem de biodisponibilidade pode ser atribuída para esses metais a partir da matéria orgânica: Cu > Zn > Mn.

Tabela 1. Concentrações de matéria orgânica (g MO/dm³), Cu, Mn e Zn biodisponíveis (mg/dm³) nos perfis de solos TPA e AD.

Horizontes	PERFIL DE SOLO TPA				PERFIL DE SOLO AD			
	MO	Cu	Mn	Zn	MO	Cu	Zn	Mn
A ₁	4,28	18	334	44	0,87	12	41	180
A ₂	3,16	13	312	41				
A ₃	1,93	11	267	40				
AB	0,68	10	182	38	0,81	11	39	177
BA	0,62	10	154	33	0,58	11	34	166
B ₁	0,50	8	117	33	0,37	8	28	153
B ₂	0,31	7	104	26	0,31	6	25	153
B ₃	0,20	6	91	25	0,13	5	22	151

Tabela 2. Intervalos de concentrações de MO (g MO/dm²), Cu, Mn e Zn biodisponíveis (mg/dm³) na direção N-S da área com TPA de Ilha de Terra e concentrações desses componentes em outros locais.

Hor. A ₁	ÁREA RS-ILHA DE TERRA				Referência	SOLOS EM OUTROS LOCAIS			
	MO	Cu	Mn	Zn		MO	Cu	Mn	Zn
LW-535	3,5	4	138	11	1	>14	>8	>0,5	>1,2
LW-535	2,7	6	148	7,3	2	9-14	0,3-0,8	1,305	8,6-1,2
LW-545	3,3	2,4	113	8,7	3	<9	<0,2	<1,2	<8,5
LW-555	2	2	93	3,3	4	27-83	<0,1	220	2,5
LW-565	3	1,8	83	3,8	5	15-24	<0,1	10	<8,5
LW-575	1,4	1,5	104	3					

1-3) classes com teores altos, médios e baixos, respectivamente indicados por Tomé Jr (1997) para solos de várias Estações do Brasil; 4-5) concentrações em áreas TPA e AD, respectivamente, em outros perfis de solos da região de Caximanã.

Referências Bibliográficas

- Carmo, M.S. 2008. Transferência química na cadeia solo-mandioca-cabelo humano na região de Caximanã (Estado do Pará) e sua importância ambiental. Belém-PA, UFFa, 238p. Tese Doutorado.
- Costa, M.L., Kern, D. C. 1999. Geochemical signatures of tropical soils with archaeological black earth in the Amazon, Brazil. *Journal of Geochemical Exploration*, 66:369-385.
- EMBRAPA. 1997. Manual de Métodos de Análise do Solo, 2ª Ed., Centro Nacional de Pesquisa de Solos: Rio de Janeiro.
- Kabata-Pendias, A., Pendias, H. 2001. Trace elements in soils and plants. Boca Raton, CRC Press, 413p.
- Kern, D. C. 1996. Geoquímica e Pedogequímica de sítios arqueológicos com Terra Preta na Floresta Nacional de Caximanã (Pará-Pará). Belém-PA, UFFa, 119p. Tese Doutorado.
- Meireles, A.R.O. 2004. Determinação do P, Ca, Mg, Cu, Mn e Zn em solos com terra preta arqueológica no sítio Ilha de Terra, região de Caximanã, 89p. Tese de mestrado-Faculdade de Química, UFFa, Belém-PA.
- Smith, N. J. H. 1980. Anthrosols an human carrying capacity in Amazonia. *Annals of the Association of American Geographers*, 70:553-566.
- Tomé Jr., J.B. 1997. Manual para interpretação de análise de solos. Editora Agropecuária.

FROSPECCÃO HIDROGEOQUÍMICA NO INTERELÚVIO TAPAJÓS-JAMANXIM – ESTADO DO PARÁ

Edesio Maria Bezerra Macambira (CPRM-Belem); Edson Pin Viglin (CPRM-Belo Horizonte); Rodrigo Fabiano Silva Santos (CPRM-Belem)

RESUMO

O Projeto Zoneamento Ecológico-Econômico da Área de Influência da Rodovia BR-163 (Cuiabá-Santarém) foi patrocinado pela ADA e executado pela CPRM, em convênio com outros órgãos governamentais. Entre as múltiplas pesquisas deste empreendimento executou-se uma prospeção hidrogeoquímica (água de superfície), regional, no interflúvio Tapajós/Jamanxim, que revelou a presença de zonas anômalas para Pb, Cu, Zn, Sn, Ni, Zn e F⁻. Estas anomalias, situadas em diferentes contextos geológicos, enriquecem o quadro metalogenético, e juntamente com o potencial aurífero, tornam esta região uma das mais atrativas para a exploração mineral.

INTRODUÇÃO

A CPRM - Belém executou, em convênio com várias instituições (EMBRAPA, MPEG, DNPM, SIPAM e UFFA), o Projeto Zoneamento Ecológico-Econômico da Área de Influência da Rodovia BR-163 (Cuiabá-Santarém) – ZEE da BR-163. Este empreendimento interinstitucional e multidisciplinar foi patrocinado pela ADA e objetivou subsidiar o ordenamento territorial, o monitoramento e controle ambiental e o fomento às atividades produtivas. Neste contexto o interflúvio Tapajós/Jamanxim (Estado do Pará) destaca-se pelo potencial metalogenético (Província Aurífera do Tapajós), e apresenta uma desenvolvida rede de drenagem, o que motivou a execução de uma prospeção hidrogeoquímica, em uma área de 120.000 km², (Fig. 1) com o intuito de avaliar o potencial mineral e selecionar alvos para pesquisa.

ASPECTOS FISIOGRAFICOS E GEOLÓGICOS

A região de trabalho caracteriza-se por uma típica floresta tropical úmida, constituída por uma grande variedade de espécies, a qual, está sendo substituída por atividades antrópicas (fazendas, plantações e garimpos). A rede de drenagem é bem desenvolvida, predominantemente do padrão dendrítico, com cursos d'água perenes e que pertencem às bacias dos rios Tapajós e Jamanxim. Topograficamente, as regiões mais baixas estão situadas na porção norte da área de trabalho, a qual gradua, em direção ao sul, para as de mais elevadas notas topográficas. Este contexto corresponde a uma transição do norte da área, do Planalto Rebaixado da Amazônia, em direção ao sul, para o Planalto Residual do Tapajós, Depressão Periférica do Sul do Pará e Serras e Chapadas do Cachimbu (Ventura *et al.* 1975). A região em estudo está localizada no Cráton Amazônico, mais particularmente na região centro-norte do Escudo Brasil Central, a qual corresponde ao Domínio Tapajós (Vasquez e Rosa Costa, 2008). Neste contexto (Fig. 2), de idade paleoproterozóica, a unidade estratigráfica basal é o Grupo Jacareacanga (seqüência metavulcano-sedimentar) seguida pelo Complexo Cuiú-Cuiú (granitóides e ortogneisses). Segue-se um complexo arranjo litostratigráfico produto da orogênese Cuiú-Cuiú e de eventos pós-orogênicos representados por seqüências vulcânicas e/ou sedimentares (formações Novo Progresso, Vila Ricimbo, Salviano, etc.) corpos graníticos (Suíte Intrusiva Creporizã, Suíte Intrusiva Maloquinha, Suíte Intrusiva Parasari, etc.) e corpos máficos (Suíte Intrusiva Ingarana, Gabro Rio Novo etc.). Na borda sudoeste da área de pesquisa aparece a Bacia do Alto Tapajós e no extremo norte a Bacia do Amazonas. Sob o ponto de vista metalogenético destaca-se o ouro, cálcio, gipsita e pequenas ocorrências de cobre, chumbo, diamante, prata, molibdênio, estanho, tântalo e nióbio.

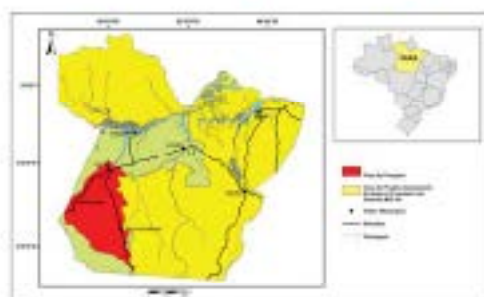


Fig 1 - Mapa de Localização

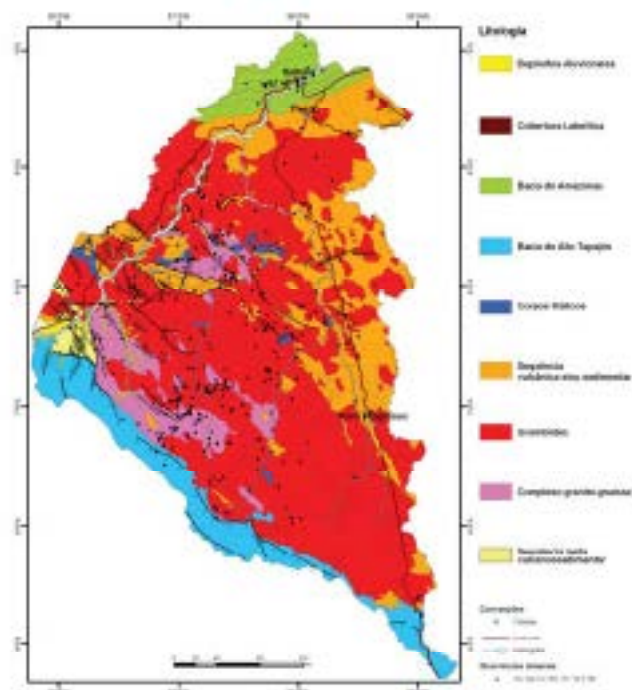


Figura 2 - Mapa geológico simplificado (modificado de Vasquez & Rosa Costa, 2008)

METODOLOGIA DE TRABALHO

A pesquisa é de caráter regional, com cada amostra abrangendo uma bacia de captação de 50 a 500 km², dependendo das condições de acesso. A amostra foi coletada da parte central e superficial dos cursos d'água. Amostrou-se cerca de 1 l de água, a qual, através de um sistema de seringas e filtros foi separada em duas amostras de 50ml, para análise de ânions e de cátions. Esta última foi acidificada com 10 gotas de HNO₃ (10%). As amostras foram acondicionadas em caixas de isopor com gelo (4° C) e enviadas para análise de 28 cátions (Al, As, B, Ba, Be, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, K, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, Pb, Sc, Se, Si, Sn, Sr, Ti, V, W e Zn) por ICP-AES e de 7 ânions (F, Cl, NO₂, NO₃, Br, SO₄ e PO₄) via cromatografia. Os resultados analíticos foram processados através do programa Statistic. Foi considerada uma distribuição lognormal e foram calculadas as médias geométricas (\bar{X}), desvios padrões geométricos (D), anomalias de 1ª ordem ($\bar{X}+2D$), anomalias de 2ª ordem ($\bar{X}+D$) e correlação linear entre os elementos. Utilizando-se o Programa ArcGis 9 foram elaborados os mapas geoquímicos.

RESULTADOS OBTIDOS

Das elementos analisados, por sua potencialidade metalogenética e de acordo com os resultados obtidos, foram selecionados o Pb, Cu, Sn, Ni, Zn e F. Estes resultados são apresentados na Tabela 1.

TABELA 1 – SUMÁRIO ESTATÍSTICO

Elementos	Número de Resultados Definidos	Valor máximo	Valor Mínimo	Limite inferior Analítico	Média (\bar{x})	Desvio Padrão (σ)	Anomalia de 2 ^o Ordem ($x+\sigma$)	Anomalia de 1 ^o Ordem ($x+2\sigma$)
Cu	188	0,053	<0,001	0,001	0,016	0,005	0,021	0,025
F	111	0,5	0,004	0,004	0,018	0,043	0,061	0,105
Ni	11	0,005	<0,001	0,001	0,003	0,001	0,004	0,005
Pb	268	0,458	<0,001	0,001	0,043	0,043	0,086	0,129
Sa	64	0,119	<0,001	0,001	0,036	0,021	0,057	0,078
Zn	156	2,433	<0,001	0,001	0,161	0,289	0,450	0,739

Os mapas geoquímicos destes elementos constam a Figura 3

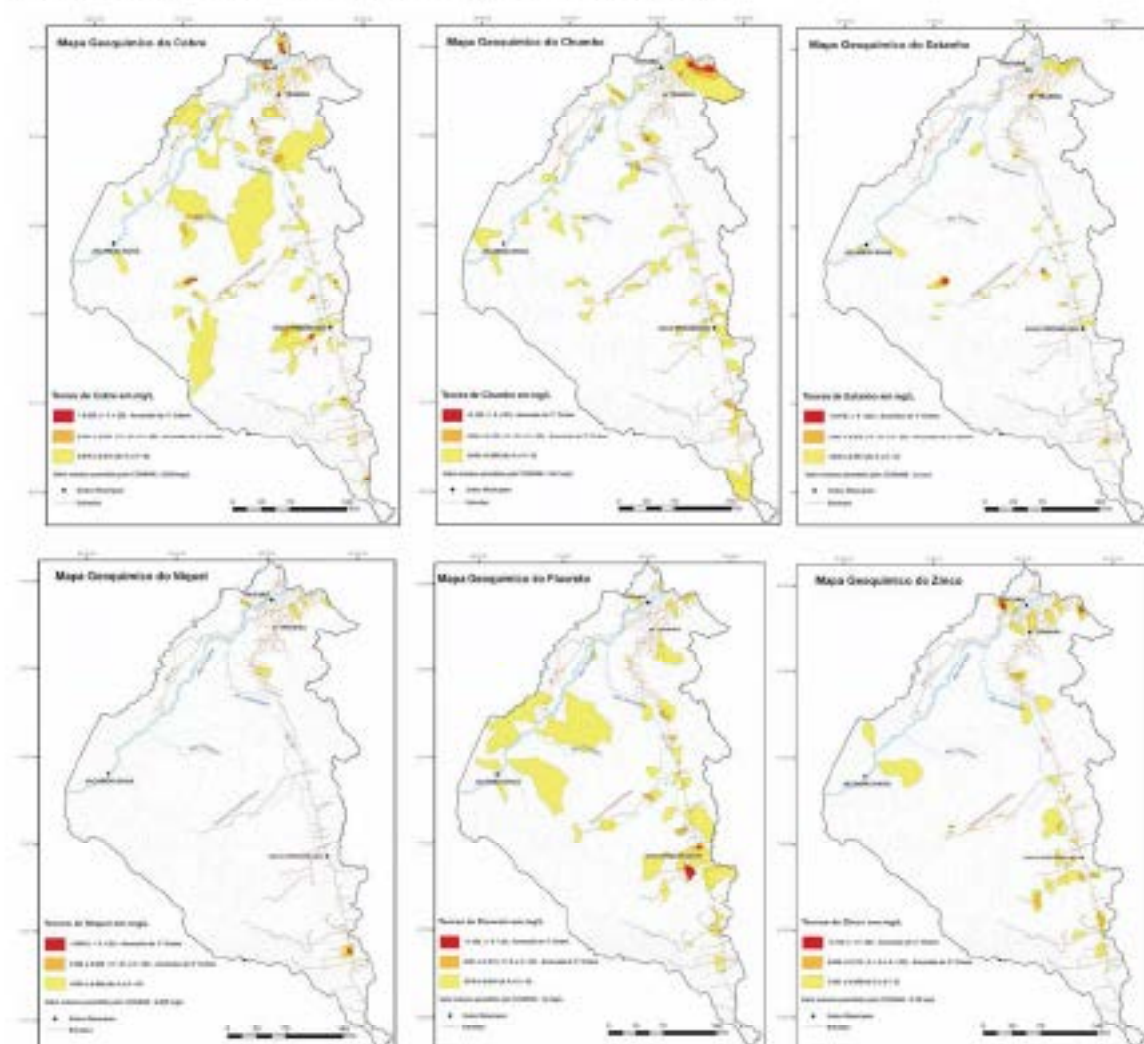


Fig.3 – Mapas geoquímicos dos elementos Cu, Pb, Sa, Ni, F e Zn

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

O cobre foi o elemento que apresentou o maior número (13) de zonas anômalas, distribuídas por toda a região de trabalho. Para o zinco foram reveladas 10 zonas anômalas localizadas particularmente ao longo da BR-163. O F¹ apresentou 6 barrias anômalas na Transgripiceira e próximo a Novo Progresso. Foram detectadas 5 zonas anômalas para o Pb distribuídas por toda a região de trabalho, porém, com uma grande zona anômala no extremo norte. Níquel e estanho apresentaram 2 zonas anômalas; as do estanho localizaram-se na Transgripiceira e as do níquel situaram-se na porção sul e outra próxima a Itaituba. Não se observa uma relação direta das zonas anômalas com um determinado tipo litológico e nem uma evidente superposição (correlação) entre as zonas anômalas. Consequentemente, em razão da escala regional do trabalho e a complexa variedade litológica, no atual estágio da pesquisa, torna-se difícil identificar a fonte dessas anomalias. Porém, para o chumbo admite-se que estejam associadas aos granitóides, com veios de quartzo com galena conforme observado nos trabalhos de campo. Com relação ao cobre, o mesmo pode ser originado de veios de quartzo com sulfetos em granitóides a exemplo do que ocorre na Mina do Palito. Esta mesma hipótese pode ser estendida para o zinco. Devido à intensa granitogênese que ocorreu na região de trabalho é provável que o estanho esteja relacionado a uma fácies granítica mais evoluída. As zonas anômalas de níquel são sugestivas da existência de seqüências ultramáficas nos corpos máficos mapeados. As anomalias de F¹ podem ser indicativas de atividades hidrotermais (com mineralizações?). A prospecção hidrogeoquímica tem sido pouco utilizada na região Amazônica, apesar desta região contar com uma desenvolvida rede de drenagem e da existência de métodos analíticos de baixíssimos limites. A contribuição deste estudo é, também, no sentido de demonstrar que a prospecção hidrogeoquímica, mesmo em caráter regional, é capaz de revelar alvos para pesquisa mineral. Entretanto, necessita-se de estudos complementares para testar estes alvos e comprovar a real eficácia deste método em nossa região.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Vasquez M. L., Rosa Costa L. T. da. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do Estado do Pará. Organizadores: Marcelo Lacerda Vasquez e Lucia Travençolo da Rosa Costa. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, 2008.
- Ventura L. M., D’Avila L. M., Barbosa G. V. Geomorfologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Embaixadas. Folha SB.21 – Tapajós: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1975. p. 119-149. (Levantamento de Recursos Naturais, 7).

PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DOS GRANITÓIDES DA PORÇÃO LESTE DO DOMÍNIO BACAJÁ, ESTADO DO PARÁ

Cristiane Silva de Sousa¹ e Carlos Roberto de Mesquita Barros²

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

cristiane@cpqm.gov.br, carlo@ufpa.br

RESUMO

Os granitóides estudados estão localizados na porção leste do Domínio Bacajá, na porção centro leste do estado do Pará. São rochas de composição predominantemente monzograníticas e granodioríticas ocorrendo também tonalitos e sienogranitos. Dentre estes granitóides foi possível distinguir quatorze fácies, em função das características petrográficas. São granitóides metaluminosos, de afinidade cálcio-alkalina de médio a alto potássio e se distinguem por altas tenores de elementos terras raras leves e concentrações baixas de terras raras pesadas. Estes granitóides apresentam feições petrográficas, geoquímicas e estruturais que permitem sugerir um ambiente de arco magmático para a sua origem, com a colocação dos granitóides contemporânea a esforços compressivos.

INTRODUÇÃO

O Domínio Bacajá vem sendo alvo de sucessivos estudos geológicos nos últimos anos, por tratar-se de uma área chave para o entendimento do limite entre os terrenos arqueanos e paleoproterozóicos, na qual ocorrem rochas magmáticas paleoproterozóicas e arqueanas retrabalhadas durante o Ciclo Transamazônico. A área estudada está situada na porção leste do Domínio Bacajá, centro-leste do Estado do Pará (Fig. 1), onde afloram monzogranitos, granodioritos, tonalitos, assim como quartzitos, granulitos e gnaisses. Anfibólitos ocorrem como xenólitos em granitóides e os diques de diabásio afloram localmente. O presente trabalho tem como objetivo fazer a caracterização petrográfica e geoquímica dos granitóides desta área no intuito de propor modelos para tentar compreender a origem dos magmas destas rochas.

GEOLOGIA LOCAL

Os granitóides, predominantemente monzogranitos e granodioritos, objetos deste estudo afloram no município de Novo Repartimento ao longo de ramais e viciniais a sul da BR-230. Ocorre como batólito orientado na direção NW-SE. O acauchouço estrutural geral da área é marcado por extensos lineamentos de até dezenas de quilômetros com direção predominante NW-SE. Na porção sul da área, onde o relevo é mais acidentado, os lineamentos assumem direção WNW-ESE, concordante com a estrutura regional da região denominada de Zona de Cisalhamento Transcorrente Bacajá (Souza 1995), a qual afeta rochas neoproterozóicas a paleoproterozóicas. A foliação nos granitóides é penetrativa com direções NW-SE a WNW-ESE e mergulhos geralmente subverticais, mostram acamamento primário com mergulhos de baixo e alto ângulo que evoluem para foliação secundária e zonas miloníticas concordantes. A lineação mineral é fraca e possui baixo ângulo de caimento (Sousa 2008).

PETROGRAFIA

Foram descritas 60 lâminas delgadas das quais foram identificadas quatorze fácies petrográficas com base nas proporções modais de minerais essenciais e dos minerais máficos, sendo que treze lâminas foram selecionadas para análise modal. Composicionalmente, as rochas analisadas são monzogranitos e granodioritos e subordinadamente tonalitos e sienogranitos (Fig. 2) com K-feldspato (microclina), plagioclásio e quartzo constituindo a paragénese feldsica; biotita e anfibólio (hornblenda) são os máficos principais, e titanita, minerais opacos, allanita, apatita e zircão os acessórios. Sericita, clorita, muscovita e carbonatos ocorrem como produtos de transformações / alterações tardias de biotita, anfibólio e plagioclásio.

Os monzogranitos são as variedades petrográficas predominante da área estudada, a fácies predominante é o Biotita monzogranito, mas também ocorrem Leucomonzogranitos, Hornblenda monzogranito, Hornblenda-biotita monzogranito e Titanita-biotita monzogranito. Em geral apresentam textura granular hipidiomórfica ou granoblástica. O K-feldspato é a fase mineral dominante. São fenocristais de microclina caracterizados pelo padrão xadrez das geminações albita x periclina. Usualmente exibem texturas peritítica (perititas em chamas, principalmente) e frequentes inclusões de

plagioclásio, quartzo, biotita e minerais opacos. Os cristais de plagioclásio são subédricos, de composição oligoclásica com $An_{20-30\%}$. Mostram extinção ondulante e maclas polissintéticas ligeiramente vergadas e/ou falhadas indicando deformação pós-cristalização. Nas rochas mais fortemente deformadas os cristais de plagioclásio podem apresentar extinção malhalante, curvamento de maclas (*trink bands*), subgrãos e novos grãos com limites retilíneos a levemente curvos. Nos contatos entre plagioclásio e microclina, o primeiro mostra bordas adornadas por intercrescimento mimerquítico. O quartzo ocorre principalmente como cristais anédricos formando contatos interlobados principalmente quando em contato com feldspatos, exibindo formas cuspídes em direção aos domínios ricos em quartzo irregulares, as vezes ocorre como finos ribbons, nas rochas com intensa deformação o quartzo apresenta extinção ondulante moderada a forte que passa lateralmente para subgrãos e novos grãos. São de tamanho variado, ocorrem quase sempre entre cristais mais desenvolvidos de feldspato potássico. A biotita ocorre como lamelas subédricas, preferencialmente orientadas, com pleocroísmo variável desde amarelo pálido a marrom avermelhado. Localmente, mostra bordas coruscadas formando *resplenditas*. O anfibólio ocorre como cristais principalmente subédricos, de cor verde e com pleocroísmo em tons verde-amarelado/amarronzado, típico da família das hornblendas. Comumente mostra inclusões de biotita, minerais opacos, zircão.

Os granodioritos são os outros tipos litológicos predominantes na área estudada, sendo a fácies predominante o Biotita granodiorito, mas também ocorre Hornblenda-biotita granodiorito e Biotita-hornblenda granodiorito. Dentre os tonalitos a fácies predominante é o Biotita tonalito, mas ocorre também Hornblenda tonalito. Tanto os granodioritos como os tonalitos apresentam semelhanças composicionais com diferenças apenas em suas proporções modais de minerais máficos.

GEOQUÍMICA

Treze amostras dos granitóides foram analisadas para sete fácies identificadas, sendo 5 biotita monzogranitos, 1 titanita-biotita monzogranito, 2 hornblenda-biotita monzogranitos, 2 biotita granodioritos, 1 biotita-hornblenda granodiorito e 1 biotita tonalito. Estes granitóides apresentam ampla variação nos teores de sílica (61,9% a 73,32%), onde os valores de álcalis (Na_2O+K_2O) em geral aumentam com a diferenciação, sendo possível distinguir duas populações; uma sódica, com teores superiores a 3% e uma potássica, com teores superiores a 4,5%. A razão K_2O/Na_2O é elevada (0,34 a 2,34%) decrescendo em direção aos granitos mais diferenciados e possuem caráter metaluminoso a levemente peraluminoso ($A/CNK < 1,1$; Fig. 3). São granitos cálcio-alcálicos de médio a alto potássio, apresentando afinidade geoquímica com granitos de arco vulcânico e pós-colisionais (Pearce, 1996). Notam-se valores relativamente elevados para os elementos litófilos de grande raio iônico, sobretudo Ba e Sr, e um pouco mais discreto para o Rb, quando plotados versus SiO_2 , mostra dois *trails* de evolução, sugestivo de mudanças controladas por cristalização fracionada, envolvendo fracionamento dominado por diferentes fases minerais como plagioclásio, feldspato, biotita e anfibólio. Em diagrama multielementar, os granitos da porção leste do Domínio Bacajá apresentam assinaturas geoquímicas semelhantes (Fig. 4), apresentando anomalias negativas de Ti, Sr e Nb e podem refletir fracionamento de fases como ilmenita e apatita. No entanto, elas também são pronunciadas nas amostras menos evoluídas, sugerindo origem em arco magnético, tal como proposto por Pearce *et al.* (1984). Estes granitóides são caracterizados pelo enriquecimento acentuado em elementos terras raras leves em relação os elementos terras raras pesados (Fig. 5), comportamento causado provavelmente por fracionamento de anfibólio e/ou granada. Outra característica importante e que tem implicações petrogenéticas é a relativa variação das intensidades das anomalias de Eu (0,13 a 0,43). As anomalias levemente positivas observada nos Biotitas granodioritos e Hornblenda-biotita granodiorito são condizentes com fontes empobrecidas em plagioclásio, em virtude da afinidade deste com o Eu. As anomalias negativas fracas a moderadas, observadas resultariam da presença de plagioclásio no resíduo, concentrando Eu e tornando os líquidos residuais menos enriquecidos neste elemento.

CONCLUSÃO

As diversas fácies identificadas podem traduzir, em parte, a presença de diferentes plúmas, cuja separação deve envolver trabalhos futuros de maior detalhe. Estas rochas são metaluminosas, cálcio-alcálicas de médio a alto potássio e se distinguem por altos teores de elementos terras raras leves e concentrações baixas terras raras pesadas. As anomalias negativas de Eu são muito pequenas ou estão

ausentes. As rochas granitóides mostram feições petrográficas, geoquímicas e estruturais que permitem sugerir um ambiente de arco magmático para a região estudada, com a colocação das granitóides contemporâneo a esforços compressivos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

PEARCE, J.A., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes* 19:120-125.
 PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W., TINDLE, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), 956-983.
 SOUSA, C.S. 2008. Petrologia, geologia estrutural e sismogeofísica das rochas da porção leste do Domínio Bacajá, Província Maroni-Itacaituba. Belém: Instituto de Geociências - Universidade Federal do Pará, Belém, 160p. Dissertação (Mestrado).
 SOUZA, V.S. 1995. Geologia e mineralizações auríferas do Garimpo da Monelão, Região do Bacajá - PA. Belém: Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 111 p. (Dissertação de Mestrado).

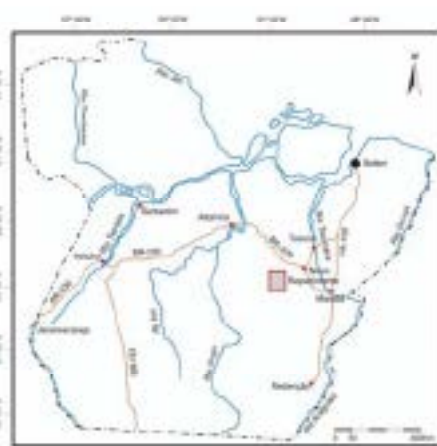


Fig. 1. Localização da área de trabalho.

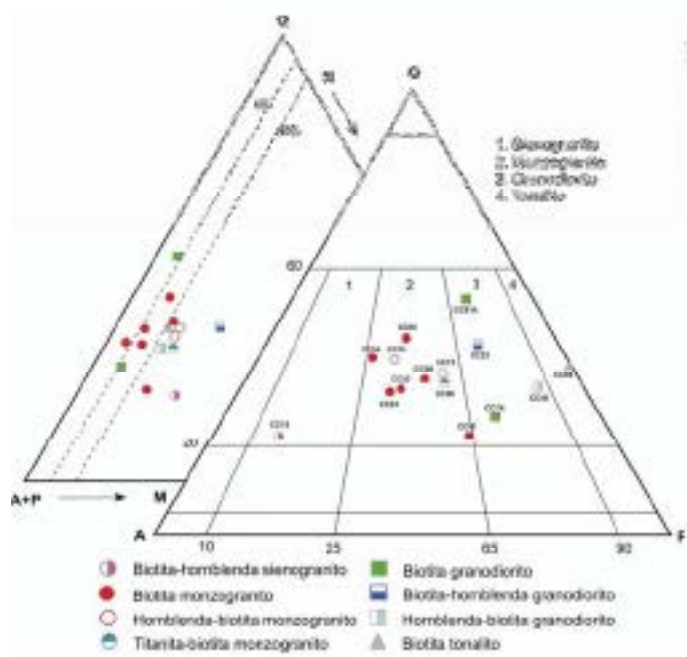


Fig. 2. Diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M para as variedades petrográficas da área estudada. Campos conforme Streckeisen (1976)

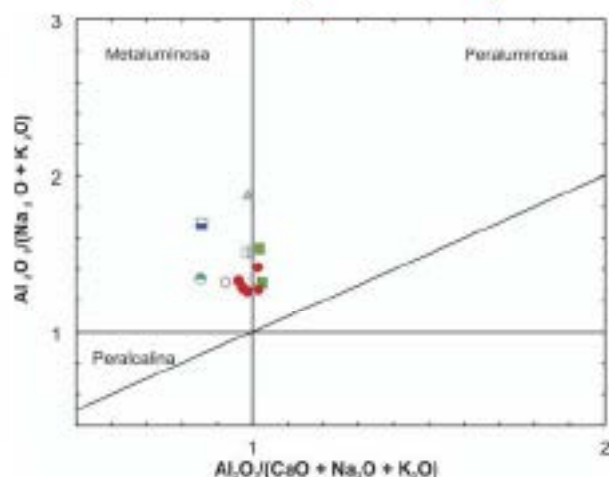


Fig. 3. Diagrama de Staud para a razão de aluminosidade, mostrando o caráter metaluminoso a fracamente perialuminoso das rochas estudadas. Símbolos como na Fig. 2

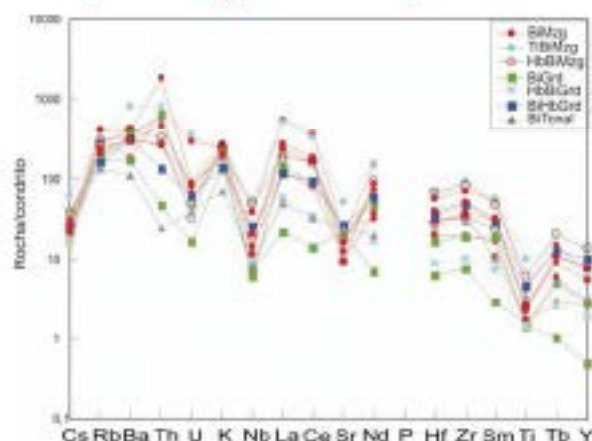


Fig. 4. Diagrama multi-elementos para as granitoides estudadas, normalizados segundo o condrito de Taylor & McLennan (1985). Símbolos como na Fig. 2

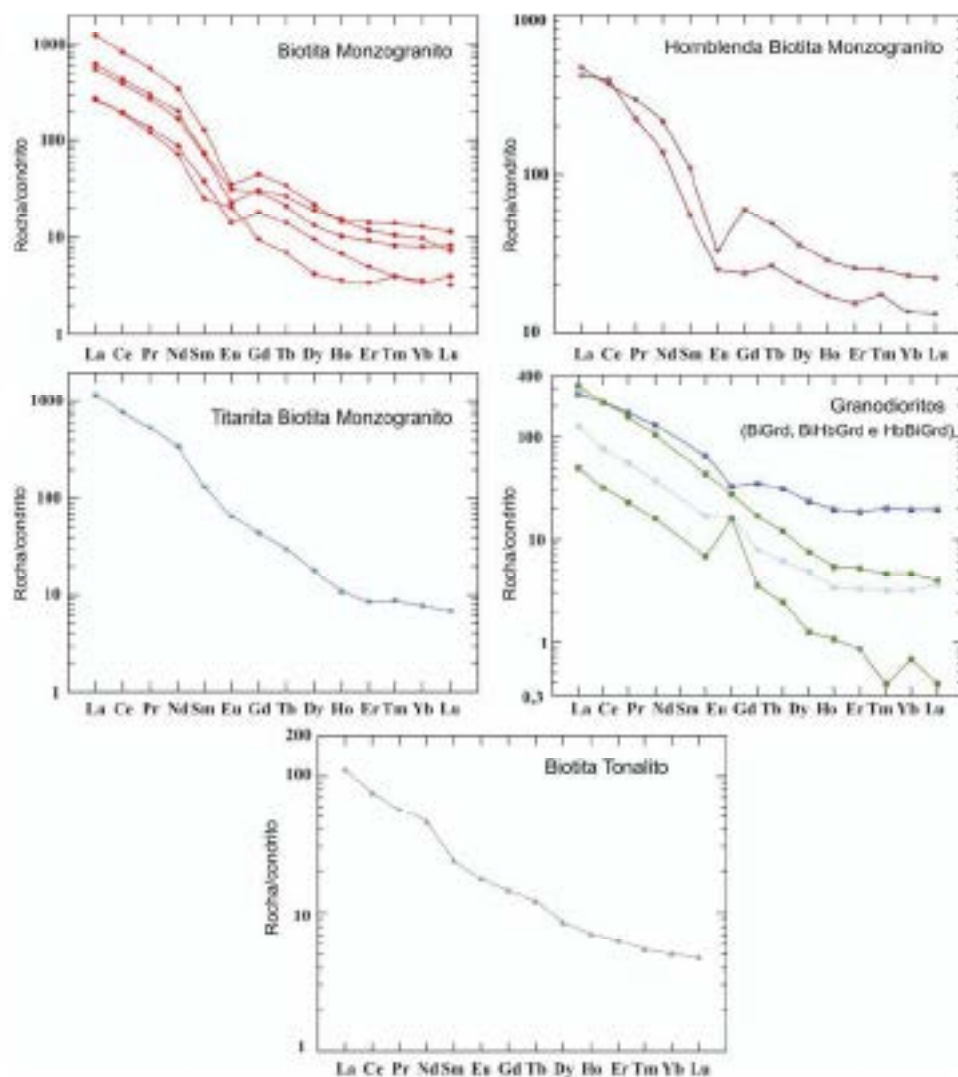


Fig. 5. Padrões de elementos terras raras das fácies identificadas nas granitoides da porção leste do Domínio Bacajá. Normalizados em relação ao condrito de Reeves et al. (1978). Símbolos como na Fig. 2

SUÍTE ARICAMÃ – MAGMATISMO TIPO-A, PÓS-COLISIONAL NO NORTE DE RORAIMA

Lêda Maria Fraga ⁽¹⁾, Ana Maria Dreher ⁽²⁾, Mário Sérgio Farias ⁽²⁾, Heitor Grazziotin ⁽²⁾, João Orestes Schneider Santos, Nelson Joaquim Reis ⁽²⁾

(1) CPRM, Serviço Geológico do Brasil, DEGRG-ERI (ledamci@sj.cprm.gov.br)

(2) CPRM, Serviço Geológico do Brasil, SURRG-MA, (3) SR/DPF/AM

Resumo - O mapeamento geológico realizado pela CPRM através do Programa Geologia do Brasil - PGB, na região norte de Roraima permitiu a caracterização da Suíte Aricamã. A suíte reúne sienogranitos e álcali feldspato-granitos com texturas indicativas de colocação rasa, sendo o corpo maior, na serra Aricamã, em forma anelar, sugestiva de uma intrusão subjacente a uma caldeira vulcânica. A suíte mostra características geoquímicas similares às de granitos tipo-A, reduzidos, como altos conteúdos em SiO₂, álcalis, elementos HFS e ETR, baixos conteúdos em CaO e elevadas razões FeO*/FeO²⁺+MgO e Ga/Al, e apresenta potencial metalogenético para cassiterita. A idade U-Pb (SHRIMP em zircão) de 1986 ± 4 Ma obtida para o corpo da serra Aricamã, coincide, dentro do erro analítico, com as idades reportadas para os vulcanitos tipo-A da Formação Cachoeira da Ilha e para o vulcano-plutonismo tipo-I, cálcio-alcálico, Summa-Pedra Pintada, indicando a coexistência destes dois tipos de magmatismo no período de 1,96-1,98 Ga. Um ambiente pós-colisional é proposto para a Suíte Aricamã.

Introdução - Na região norte de Roraima, corpos de granitos tipo-A ocorrem em meio às rochas vulcânicas do Grupo Summa. Estes vulcanitos representam, juntamente com os granitóides da Suíte Pedra Pintada, um importante vulcano-plutonismo cálcio-alcálico com idades no intervalo de 1,96-1,98 Ga (Shobbenhan *et al.*, 1994; Santos *et al.*, 2003). Os granitos tipo-A, metaluminosos a fracamente peraluminosos, foram relacionados por Fraga & Haddad (1999) à Suíte Intrusiva Saracura (SIS) e têm sido interpretados como mais jovens do que o vulcano-plutonismo Summa-Pedra Pintada. Idades entre 1,92 Ga e 1,88 Ga (Pb-Pb, evaporação em zircão, Costa *et al.*, 2001) foram mencionadas para os granitos tipo-A do norte de Roraima. Estudos recentes revelaram que o granito aflorante na Serra Saracura difere daqueles predominantes no sudeste de Roraima, incluídos por Fraga & Haddad (1999) na SIS, apontando para a necessidade de revisão desta terminologia. Para o granito da Serra Saracura, uma idade de 1,32 Ga foi obtida (Santos *et al.*, 2008). Este quadro reflete as grandes incertezas que envolvem o magmatismo tipo-A no norte de Roraima.

O mapeamento geológico da Folha Vila de Tepequém (Fig. 1), realizado pela CPRM através do Programa Geologia do Brasil - PGB, permitiu avanços consideráveis na caracterização geoquímica e geocronológica do magmatismo tipo-A da porção norte de Roraima. Neste contexto, rochas vulcânicas do tipo-A, incluídas na Formação Cachoeira da Ilha, com idades em torno de 1,98 Ga (Fraga *et al.*, 2007; Fraga *et al.*, 2008; CPRM 2009) e granitóides tipo-A da Suíte Aricamã, de idade similar, foram recentemente descritos. Este resumo apresenta dados petrográficos, litológicos e isotópicos para a Suíte Aricamã e discute seu significado tectônico e metalogenético.

Condicionamento geológico e petrografia - O Suíte Aricamã inclui um grande corpo em forma de meia lua (serra Aricamã), situado na porção central da área estudada (Fig. 1), e cinco pequenos corpos, um a oeste e quatro a leste do corpo granítico principal, sendo todos marcados por expressivas anomalias radiométricas. A forma do corpo principal sugere uma estrutura anelar cuja parte central é ocupada por ignimbritas ácidas, indicativas de vulcanismo subaéreo (Grupo Summa), em contexto sugestivo de uma intrusão subjacente a uma caldeira vulcânica. A Suíte Aricamã compreende granitos isotrópicos, róseos, avermelhados ou brancos, pobres em minerais máficos e muito pouco magnéticos. No corpo da serra Aricamã ocorrem rochas equigranulares médias a grossas ou porfíricas, variando até seriatas, enquanto nos corpos menores, dominam microgranitos. Correspondem a sienogranitos e álcali feldspato-granitos leucocráticos a hololeucocráticos, em geral granulares xenomórficos. Textura rapakivi ocorre em alguns espécimes (Fig. 2a). Feições texturais como intercrescimentos gráficos e granofíricos (Fig. 2b) atestam a colocação rasa destes granitos. Em geral a biotita é o mineral máfico presente, mas hornblenda verde azulada também pode ocorrer. Os minerais máficos, em especial a hornblenda, formam cristais xenomórficos, intersticiais, tardiamente cristalizados, refletindo o caráter

amido destes granitídeos. Os minerais acessórios são fluorita, zircão, allanita, turalina, minerais opacos, e, localmente, topázio. O feldspato alcalino é o microclínio perfitin, por vezes acompanhado de albita, e com frequência intercrescido com quartzo.

Caracterização Geoquímica – Sete amostras representativas da Suíte Aricamã foram analisadas. As rochas são subalcalinas, metaluminosas a fracamente peraluminosas, ocupando o campo dos granitos alcalinos no diagrama R1-R2 (La Roche *et al.*, 1980). As características químicas observadas, como altos conteúdos em SiO_2 (71,57-74,52 % em peso) e álcalis (9,21-10,15 % em peso), razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ entre 0,99 e 2,07, baixos conteúdos em CaO (0,16-0,63 % em peso), Al_2O_3 relativamente elevado (13,39-14,90 % em peso) além de valores elevados para a razão $\text{FeO}^*/\text{FeO}^*+\text{MgO}$ (0,92 a 0,98) permitem classificar o Suíte Aricamã como tipo-A, metaluminoso a fracamente peraluminoso. Os altos conteúdos em Zr (250-661 ppm), Nb (17-199 ppm), Ga (21-29 ppm) e Y (28-387 ppm), as altas razões Ga/Al (2,79-4,68) bem como o padrão de distribuição de ETR com elevadas concentrações em ETR totais e anomalias negativas de Ba acentuadas (Fig. 3a), corroboram a classificação (Whalen *et al.*, 1987).

A afinidade tipo-A dos granitídeos estudados fica bem ilustrada nos diagramas Zr+Nb+Ce+Y versus $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$ (Whalen *et al.*, 1987) e Al_2O_3 versus $\text{CaO}/\text{FeO}^*+\text{MgO}+\text{TiO}_2$ (Dall'Agnol & Oliveira 2007) (Fig. 3b). No diagrama Al_2O_3 / $(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$ versus $\text{FeO}^*/\text{FeO}^*+\text{MgO}$ (Dall'Agnol & Oliveira 2007), proposto para discriminar entre granitos tipo-A oxidados e reduzidos, parte das amostras ocupa o campo dos granitos reduzidos, refletindo seus valores excessivamente elevados para a razão $\text{FeO}^*/\text{FeO}^*+\text{MgO}$; no entanto, os conteúdos relativamente altos em Al_2O_3 deslocam a maior parte das amostras para direita do mencionado campo (Fig. 3c). No diagrama Y+Nb versus Rb as amostras ocupam o campo dos granitos intraplacas e parcialmente o campo dos granitos pós-colisionais (Pearce 1996) (Fig. 3d).

Potencial metalogênico – Dados petrográficos indicando a ocorrência de albitização, presença de topázio, turalina e fluorita, juntamente com os dados litoquímicos obtidos para a suíte, indicam potencial para jazidas de cassiterita, corroborando as observações de Borges & D'Antonio (1988) que descreveram a presença de cassiterita em aluvião associado ao corpo da serra Aricamã. No cráton Amazônico a maioria dos depósitos de cassiterita, tanto aluvionares como primários, relacionam-se a granitos do tipo-A reduzidos (Dall'Agnol *et al.*, 1993), semelhantes aos tipos que compõem a Suíte Aricamã.

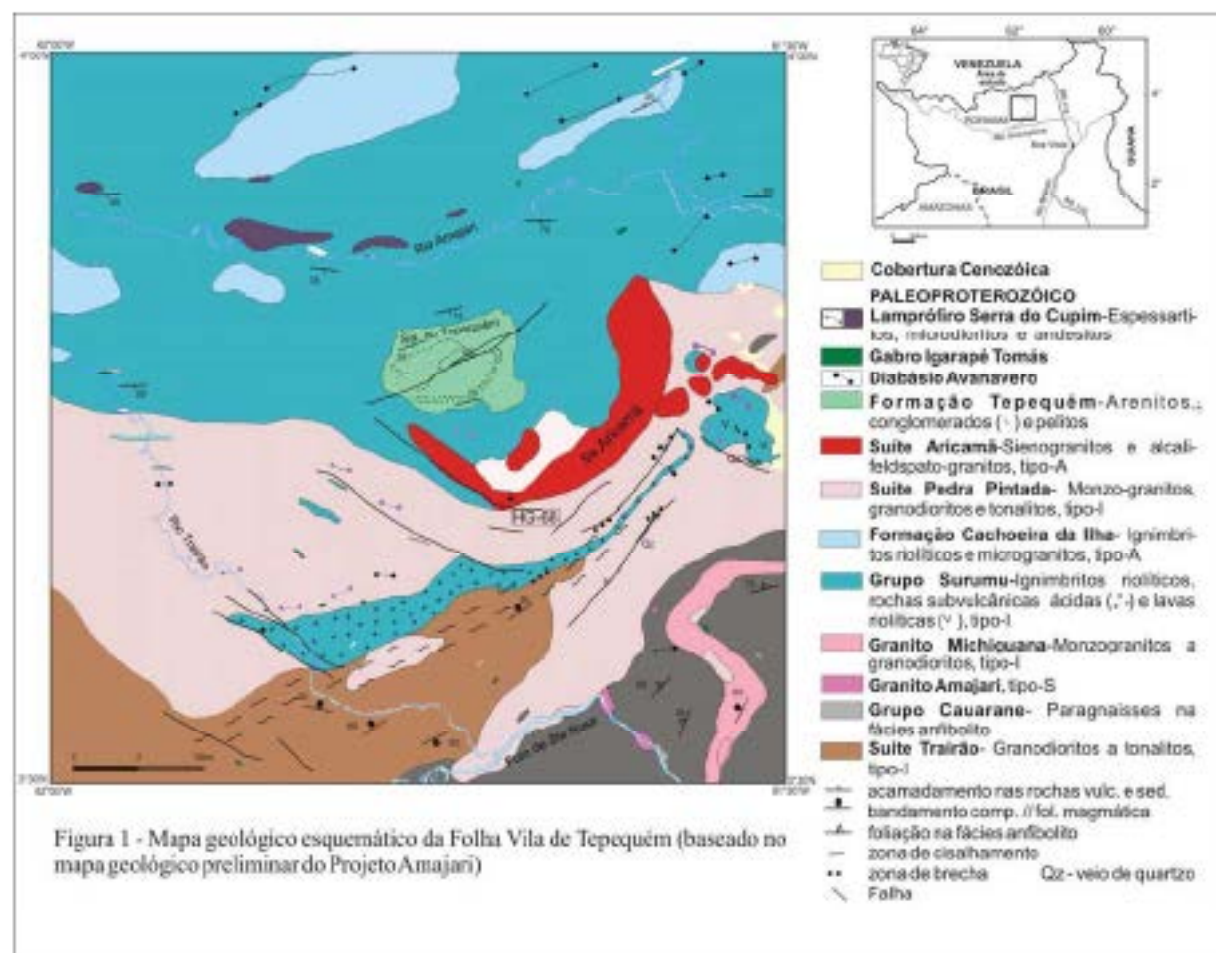
Idade e Discussões Finais – Uma idade U-Pb (SHRIMP em zircão) de 1986 ± 4 Ma foi obtida para a amostra HG-68 (Fig. 1). Este valor coincide, dentro do erro analítico, com as idades reportadas para os vulcanitos tipo-A da Formação Carchoeira da Ilha (Fraga *et al.*, 2007; Fraga *et al.*, 2008) e para o vulcano-plutonismo cálcio-alkalino Summa-Pedra Pintada, indicando a coexistência de magmatismo tipo-A (Suíte Aricamã) e tipo-I, cálcio-alkalino (Summa-Pedra Pintada) no período de 1,96-1,98 Ga. O quadro geológico verificado é interpretado no contexto de um ambiente pós-colisional, onde as heterogeneidades no manto e na crosta continental, resultantes dos períodos pré- e sin-colisionais, devem ter propiciado fontes com composições e condições de $f\text{O}_2$ distintas, capazes de gerar o espectro de magmatismo verificado na região estudada. Uma idade T_{DM}^2 de 2107 Ga com $t_{\text{DM}}^2 + 2$ foi calculada para a Suíte Aricamã, sendo compatível com a sua origem a partir de fontes crustais juvenis, algo mais antiga.

Os granitos do tipo-A reduzidos, relacionados a depósitos de cassiterita no Cráton Amazônico, mostram idades distribuídas entre 1,8 Ga e 1,0 Ga (Dall'Agnol *et al.* 2005) sendo bem mais jovens que os granitídeos da Suíte Aricamã, que devem representar assim os mais antigos granitos estamíferos da região Amazônica.

Referências

- Costa J.A.V., Costa I.B.S., Marzabira M.J.B. 2001. Grupo Summa e Suíte Intrusiva Saracá, RR. - Novas Idades Pb-Pb em zircão e interpretação tectônica. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7. Belém. Anais. SBG, Núcleo Norte. CD-ROM.
- CFRM 2009. *Geologia do Feixe Fita de Tapajós*. Escala 1:100.000. Estado de Roraima. Superintendência Regional de Manaus, 1v., 2. [em prelo]

- Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Magalhães M.S. 1993. Diagnostic features of tin-specialized anorogenic granites of the Eastern Amazonian region. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65 (suplemento 1):33-50.
- Dall'Agnol R., Oliveira D.C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos* 93:215-233.
- Foga L.M.B., Dreher A. M., Graziotin H., Reis N.J. 2007. Rochas vulcânicas tipo-A no extremo Norte de Roraima. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia*, 10., Porto Velho. *Anais... Porto Velho: SBG. Núcleo Norte*. 1 v., p.92-95.
- Foga L.M., Dreher A.M., Lafon J-M. 2008. Ozeirites, A- and I-type acid volcanism in the Guyana Shield, northern Amazonian craton. *In: International Geological Congress*, 33. Oslo, Norway. Abstract, [CD-RGHD].
- Foga L.M., Haddad R.C. 1999. Granitos tipo-A na porção norte de Roraima: Aspectos Petrográficos e Geoquímicos da Suíte Intrusiva Saracura. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia*, 6., Manaus. *Anais... Manaus: SBG Núcleo Norte*. 1 v., p.528-531.
- La Roche H., Leterrier J., Grandjean P., Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using E_4E_3 diagram and major element analyses. Its relationship with current nomenclature. *Chem Geol.*, 29:183-210.
- Santos J.O.S., Reis N.J., Chernate F., Hartmann L.A., Pinheiro S.S., McNaughton N.J. 2001. Paleoproterozoic Evolution of Northwestern Roraima State - Absence of Archaean Crust, based on U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence. *In: South American Symposium on Isotope Geology*, 4, Short Papers: 278 - 281.
- Santos J.O.S., Pavia M.S.G., Kiber S.L.R., Souza M.M., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Almeida M.R., Potter P.B., 2008. The collisional K'Muruk Belt (Greenillian age) in the northern Amazon Craton: A Par field response to the Sunsia Orogen. *In: VI South American Symposium on Isotope Geology*, San Carlos de Bariloche, Argentina, 2008.
- Whalen J.B., Corrie K.L., Chappell B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib Mineral Petrol.*, 95:407-409.
- Pearce J.A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19:120-125.



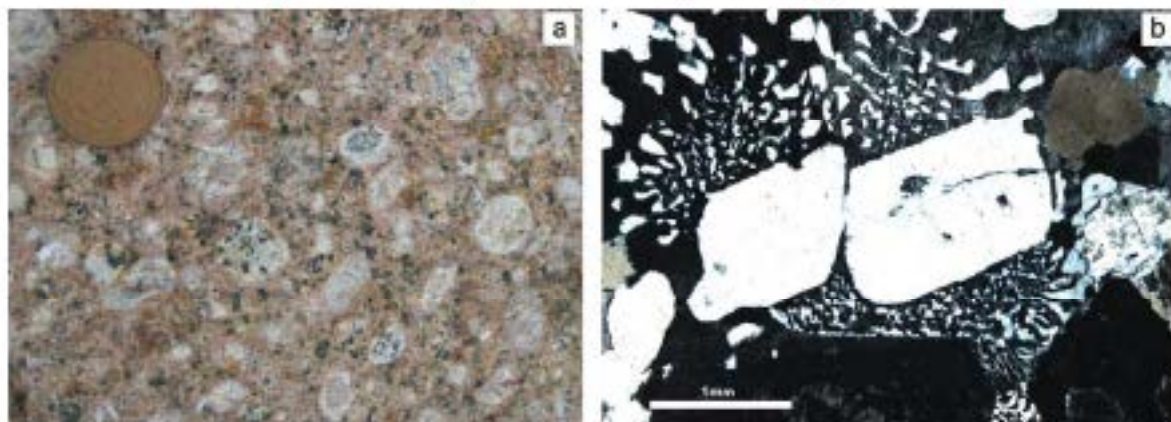


Figura 2 - Aspectos macro e microscópicos dos granitos da Sítio Aricamã (corpo principal). (a) Alkali feldspato-granito, perfitiva com textura rapakivi; (b) Intercrescimentos gráficas entre quartzo e feldspato alcalino em alkali feldspato-granito. Polarizadores cruzados.

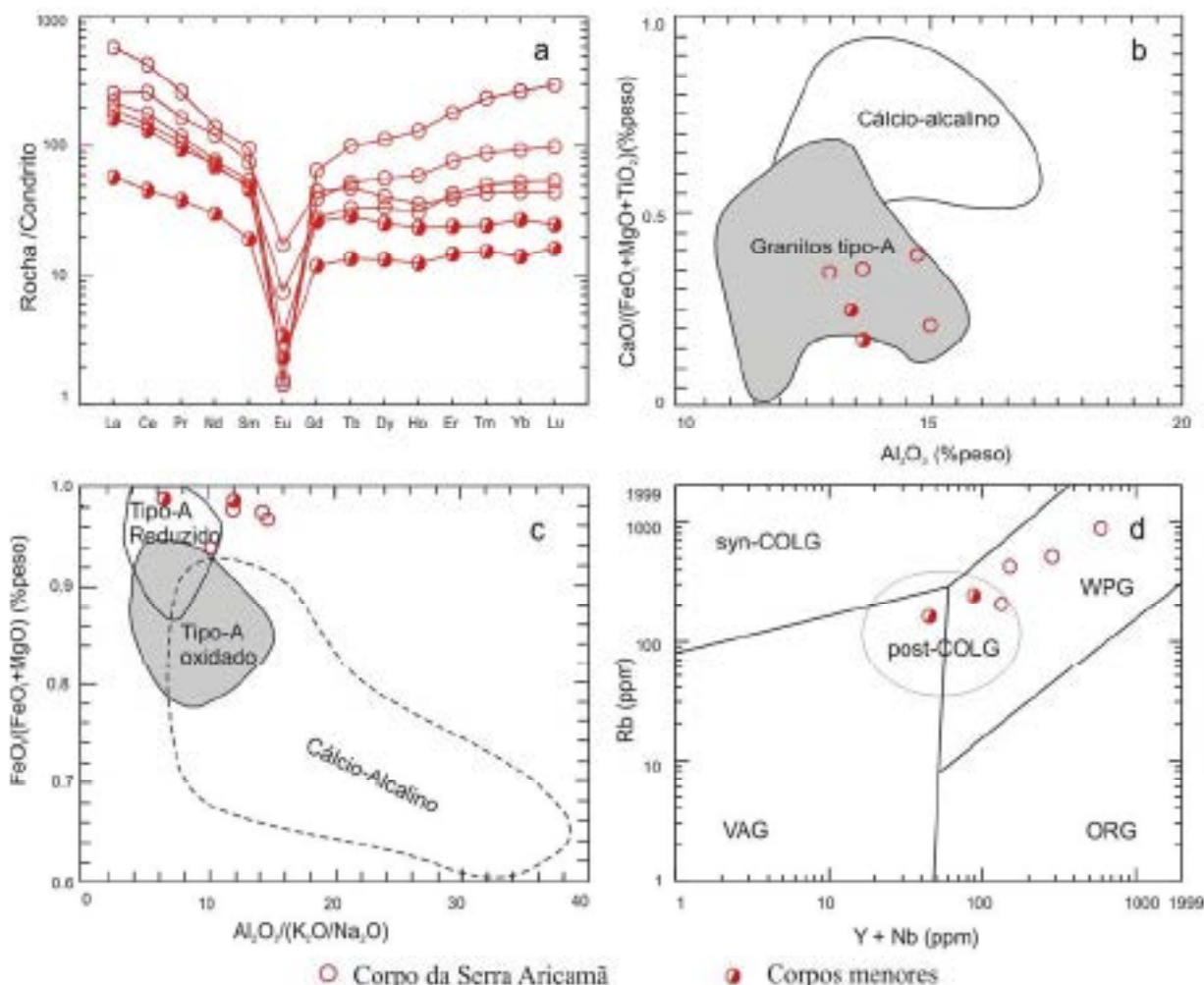


Figura 3 - Comportamento da Sítio Aricamã nos diagramas: (a) Distribuição de ETR; (b) Al_2O_3 versus $CaO/(FeO^{*}+MgO+TiO_2)$ (Dall'Agnol & Oliveira 2007) com campos dos granitos cálcio-alkalinos e tipo-A; (c) $Al_2O_3/(K_2O+Na_2O)$ versus $FeO^{*}/(FeO^{*}+MgO)$ (Dall'Agnol & Oliveira 2007) com campos dos granitos cálcio-alkalinos, tipo-A reduzidos e tipo-A oxidados; (d) Y+Nb versus Rb, com campos dos granitos sin-col. (syn-COLG), de arco vulcânico (VAG), de cordilheiras oceânicas (ORG), intraplacas (WPG) e pós-col. (post-COLG) (Pearce 1996).

A CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS DIÁBASIOS DA REGIÃO DE MONTE ALEGRE (PA)

Alexandra de Góssia dos Santos Dutra (UFPA)¹ Rosemary da Silva Nascimento (UFPA)² Paulo Sérgio de Souza Garayola (UFPA)³ Cássio Augusto Veloso Moura (UFPA)⁴ André Ricardo Souza (UFPA)⁵

¹ale_gossica19@yahoo.com.br

²rsn@ufpa.br

³garayolap@ufpa.br

⁴cassio@ufpa.br

⁵aricard1@yahoo.com.br

Resumo. Na Bacia Sedimentar do Amazonas, no Município de Monte Alegre, oeste do Estado Pará afloram soleiras e diques de diabásios, constituintes da Estrutura Dômica de Monte Alegre intrudidas em seqüências sedimentares paleozóicas. Estas rochas são evidências de um magmatismo tefeítico atuante Juro-Triássico relacionado à quebra do supercontinente Pangea em consequência da abertura do Oceano Atlântico. Este trabalho tem por objetivo o detalhamento da caracterização petrográfica destas rochas. Os diabásios são constituídos por labradorita e pigeonita, acompanhados em menor quantidade por olivina, minerais opacos além de apatita como acessórios. Os diversos tipos de texturas contribuíram para individualização de diferentes litotipos e na interpretação dos processos envolvidos na gênese destas rochas.

Introdução. A Bacia do Amazonas foi atingida por eventos de magmatismo básico tefeítico durante o Juro-Triássico relacionado à fragmentação do supercontinente Pangea, em consequência a abertura do Oceano Atlântico (Schobbenhaus *et al.* 1984), originando rochas intrusivas máficas denominadas Diabásio Penotectano (Teitel *et al.* 1976).

Na área deste estudo localizada no Município de Monte Alegre, porção oeste do estado do Pará inserida no contexto geológico da Bacia do Médio Amazonas afloram rochas intrusivas máficas em rochas sedimentares do Devoniano e Carbonífero, dispostas em faixas semicirculares com eixos maior e menor de 30 e 20 km respectivamente (Pastana, 1999).

Não obstante as informações cartográficas, petrográficas e geoquímicas de reconhecimento, as dimensões, formas de ocorrência, constituição mineralógica e classificação petrográfica detalhada destas rochas permaneciam definidas apenas em trabalhos de reconhecimento regional, limitando as interpretações de sua natureza e gênese. Assim, em razão da importância do entendimento da evolução das sucessões sedimentares e ígneas que compõem as macro-estruturas da Bacia do Amazonas, tais como a Dômica de Monte Alegre, o presente estudo se deteve fundamentalmente na caracterização petrográfica dos corpos de diabásio desta região. Este estudo somado a outros de microscopia eletrônica de varredura, geoquímica e geoquímica previstos no Projeto "Evolução Geológica e Caracterização Tecto - tectônica da Estrutura Dômica de Monte Alegre (PA)" (CIPETRO/MCT/CNPq N° 16/2005) vão contribuir para o avanço do entendimento da evolução geológica da Bacia do Amazonas.

Geologia e aspectos petrográficos dos diabásios. Os vários corpos de rochas máficas na região de Monte Alegre, seja na forma de diques (fig. 01) e soleiras (fig. 02) com até 20 metros de espessura, ocorrem em contato intrusivo com as rochas sedimentares das Formações Barreirinhas, Curiri e Itaituba. Há situações em diques de diabásio truncam outros diques evidenciando diferentes pulsos no Evento Magmático Penotectano ou ainda várias gerações de diques.

Os diabásios afloram em serras, morros, lajedos e em cortes de estrada frequentemente fraturados nas direções E-W, NW-SE e NE-SW. Os estudos petrográficos foram realizados em 10 amostras de diferentes pontos da área de estudo. Os diabásios foram caracterizados como rochas de cor das rochas cinza a negra faneríticas, holocristalinas, mesocráticas (40-50% de minerais máficos), equigranulares, de granulação predominantemente média, que localmente podem variar grossa. Nas zonas de borda dos diques e soleiras foram registrados basaltos de granulação fina, porfíricos e afaníticos.

Os aspectos microtexturais são predominantemente do tipo intergranular, além de subofítica interagindo as diferentes relações entre clinopixênio e plagioclásio sendo estas texturas típicas dos diabásios. Intercrescimentos granofíricos entre quartzo e k-feldspato ocupam os interstícios destas

rochas. Nas bordas dos corpos ocorre material devitrificado e cristais aciculares de plagioclásio e clinopiroxênio caracterizando as texturas do tipo *quenching* típicas de resfriamento rápido.

A mineralogia é semelhante em ambos litotipos, sendo composta basicamente de plagioclásio e piroxênio, cujas porcentagens variam entre 50-60% e 40-50%, respectivamente.

Os clinopiroxênios foram classificados como pigeonita com bordas de angita e encontram-se parcialmente alterados para actinolita. Os plagioclásios são comumente labradorita e em raras casos andesina (An₄₈₋₆₁) moderadamente alterados para sericita, argilominerais e carbonato.

Além destes ocorrem olivinas como variedades parcialmente substituídas por iddingsita e serpentina. Apatitas são minerais acessórios comuns bem como minerais opacos. Estes últimos em alguns casos ocorrem com cerca de 10%, sendo classificados como variedades. Quartzo e álcali-feldspato ocorrem em pequenas quantidades nos interstícios de plagioclásio e piroxênio. Assim, fazem individualizadas duas tipos petrográficos distintos:

a) *olivina-basalto* – São tipos porfíricos, onde com textura glomeroporfírica (fig. 03) cuja matriz possui as texturas interstital e intergranular. Os minerais essenciais correspondem ao plagioclásio e clinopiroxênio com quantidades modais estimadas de 50% e 44% respectivamente. A olivina é um mineral varietal com cerca de 5% e minerais opacos e apatitas como acessórios com cerca de 1%. Sericita, actinolita e serpentina ocorrem como minerais secundários substituindo plagioclásio, clinopiroxênio e olivina respectivamente.

b) *diabásias* – São tipos faneríticos e devido a variações de granulção e conteúdo mineralógico podem ser divididos em olivina-diabásios, diabásios de granulção grossa e diabásios normais.

Os olivina diabásios possuem textura predominantemente subofítica (fig. 04), apresentando localmente intercrescimento granofírico. A mineralogia é composta por plagioclásio, clinopiroxênio com quantidades modais estimadas de 42% e 45% respectivamente, além de olivina (2%) e minerais opacos (10%) como variedades. Apatita ocorre como mineral acessório. Sericita, carbonato, actinolita, serpentina e iddingsita substituem plagioclásio, clinopiroxênio e olivina respectivamente.

Os diabásios de granulção grossa possuem textura predominantemente intergranular (fig. 05). Ocorrem localmente as texturas ofítica e subofítica, além de intercrescimento granofírico. A mineralogia é composta por plagioclásio, clinopiroxênio com quantidades modais estimadas 40-45% e 40-60% respectivamente. Minerais opacos ocorrem como minerais varietais e apatitas como acessórios. Sericita, carbonato e actinolita substituem plagioclásio e clinopiroxênio.

Os diabásios normais possuem granulção média com textura intergranular (fig. 06) variando a subofítica ocorrendo também minerais opacos com formas esqueléticas nos interstícios de plagioclásio e clinopiroxênio. A mineralogia é composta por plagioclásio, clinopiroxênio com quantidades modais estimadas de 40-45% e 42-60% respectivamente. Minerais opacos ocorrem como minerais varietais e apatitas como acessórios. Sericita, carbonato e actinolita substituem plagioclásio e clinopiroxênio.

Discussão e Conclusões As rochas intrusivas máficas presentes na Estrutura Dômica de Monte Alegre foram geradas por um expressivo magmatismo de natureza básica toleítica durante o Juro-Triássico, em consequência a abertura do Oceano Atlântico (Schobbenhaus *et al.* 1984). As rochas ocorrem como diques e soleiras encaixadas na seqüência sedimentar do Paleozóico da Bacia do Amazonas.

A análise petrográfica revelou uma composição mineralógica firmada essencialmente de clinopiroxênios e plagioclásios além de olivinas, minerais opacos, apatitas e uma ampla série de minerais secundários. Os aspectos texturais por sua vez, confirmam as condições de cristalização subvulcânica das rochas da estrutura dômica. Os dados permitiram classificá-los como diabásios gerados em condições de alta temperatura, baixa profundidade e com taxas relativamente baixas de resfriamento. Com exceção a esta regra, nas rochas próximas as zonas de contato com as encizantes ou em diques de pouca espessura desenvolveram-se textura típicas de resfriamento ultra-rápido (Cox & Bell, 1979).

REFERÊNCIAS

- Cox, K.G., Bell, J.D. & Poldhurst, R.J. : The Interpretation of Igneous Rocks. London. 177-194 p., 1979.
Isler, R.S. *et al.* : Geologia da Folha SA. 22. Belém, Rio de Janeiro. PROJETO RADAM BRASIL (Levantamento de Recursos Naturais 5), 1976.
Pastana, N. M. J. : Programa de Integração Mineral em Municípios da Amazônia – PRIMAZ. Ministério de Minas e Energia. Secretaria de Minas e Metalurgia. Informações Para Gestão Territorial – GATH. Belém, 1999.

XI Simpósio de Geologia da Amazônia, 2 a 5 de agosto de 2009, Manaus - AM

Schubert, C., Campos, A.D., Drex, R.G. & Assis, B.H. : Geologia do Brasil – Texto explicativo do Mapa Geológico e da Área Oceânica Adjacente Incluindo depósitos Minerais na Escala 1: 2500000. Brasília, 76 – 82 p, 1984.



Fig. 01: Diques de diabásio com esfoliação esférica, com orientação N-S, em contato com as rochas carbonáticas da Formação Itaituba.



Fig. 02: Soleira de diabásio com orientação E-W. Em destaque detalhe do contato com as rochas da Formação Curiri, na pedreira da empresa FIDENS.

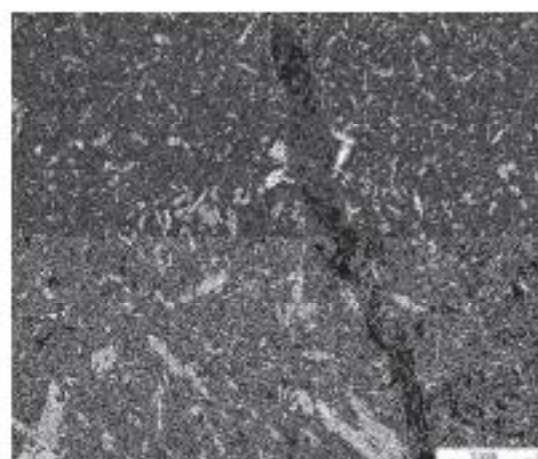


Fig. 03: Olivina-basalto com aglomerações de olivina no centro, imersos em uma matriz interstetal e intergranular. (Nícois cruzados. 2,5x).

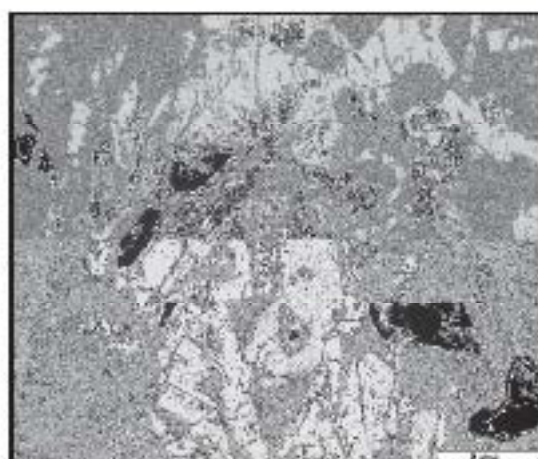


Fig. 04: Olivina-diabásio, com detalhe ao centro de cristais de olivina alterados para iddingsita. (Luz natural. 2,5x).

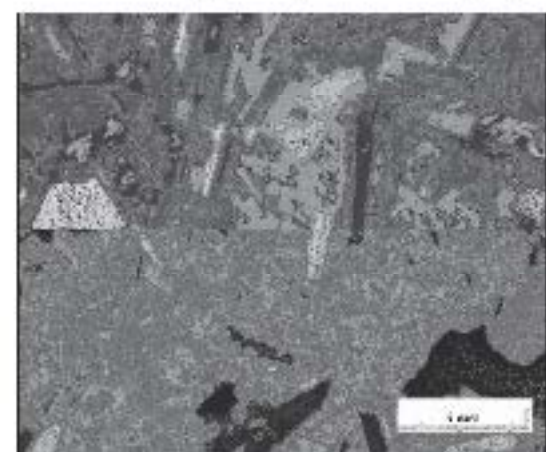


Fig. 05: Diabásio de granulação grossa com texturas ofítica e subofítica. (Nícois cruzados. 2,5x).

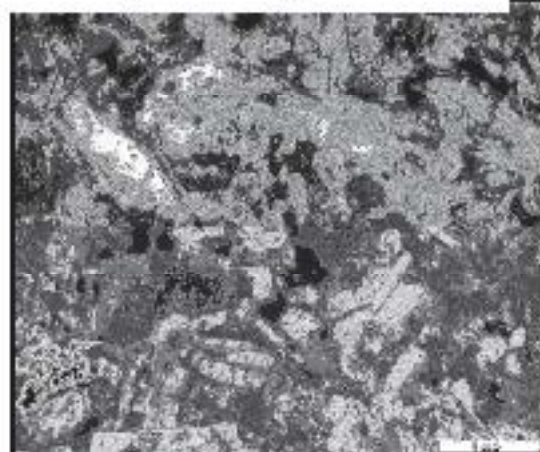


Fig. 06: Diabásio de granulação média com textura intergranular. No centro observam-se feições do tipo *quenching* em minerais opacos. (Nícois cruzados. 2,5x).

GEOLOGIA E PETROGRAFIA DAS ROCHAS ENCAIXANTES DOS GRANITOS SERINGA E SÃO JOÃO, TERRENO GRANITO-GREENSTONE DE RIO MARIA

Ianiel Carlos Lima Mesquita (mesquita@ufpa.br)¹, Max de Jesus Pereira dos Santos (mjps@ufpa.br)¹, Paulo Henrique Araújo Lima¹, Francisco Romério Abreu dos Santos² e Claudio Nery Lamasão³.

1-Curso de Graduação em Geologia, PET-Geologia. 2- Curso de Graduação em Geologia, PIBIC-UFPA. 3- Instituto de Geociências-UFPA.

RESUMO

A área em estudo está localizada no Terreno Arqueano Granito-Greenstone de Rio Maria (TGGRM), Província Mineral de Carajás, sudeste do Cráton Amazônico. Região de Água Azul do Norte, sendo caracterizada por rochas encaixantes granodioríticas, trondhjemiticas e tonalíticas intrudidas pelos granitos Seringa e São João (Silva *et al.* 1974). Estes granitos ocorrem geralmente em terrenos topograficamente arrasados na forma de blocos e lajeiros ou como pequenos macrotos abaulados. Estudos macro e microscópicos permitiram a identificação de rochas granodioríticas como encaixantes dominantes do corpo Seringa, enquanto tonalitos e trondhjemitos ocorrem preferencialmente associados ao corpo São João.

INTRODUÇÃO

A área de estudo localiza-se no município de Água Azul do Norte, noroeste do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria (TGGRM) (Huhn *et al.* 1988; DOCEGEO 1988; Souza *et al.* 1990; Araújo *et al.* 1994; Dall'Agnol *et al.* 1996), Província Mineral de Carajás (Figura 1). O TGGRM é formado por seqüências metavulcano-sedimentares tipo *greenstone-belts* do Supergrupo Andaraí, Tonalito Arco Verde e Complexo Tonalítico Caracul (Pimentel & Machado 1994, Macambira & Lafim 1995), Trondhjemitó Mogão, Trondhjemitó Água Fria e Tonalito Parazônia (Huhn *et al.* 1988, Souza 1994, Leite 2001). No TGGRM ocorrem ainda granitóides sialíticos com alto Mg tipo Granodiorito Rio Maria (Medeiros & Dall'Agnol 1988, Souza 1994, Leite 2001), além dos leucogranitos potássicos, de afinidade cálcico-alkalina, Mata Surrão (Duarte 1997), Xingara (Leite *et al.* 2004) e Guaranã (Althoff *et al.* 2000).

Essas rochas arqueanas são cortadas por diversos corpos de granitos anorogênicos proterozóicos (~1,88 Ga) quimicamente compatíveis com os granitóides intraplaca fanerozóicos. Apesar do grande número de trabalhos desenvolvidos no TGGRM, ainda não existem trabalhos de detalhe voltados para as rochas do embasamento na região de Água Azul do Norte, as quais se encontram cortadas pelos granitos anorogênicos proterozóicos Seringa e São João. O presente trabalho tem como objetivo principal a caracterização geológica e petrográfica das rochas encaixantes desses dois corpos graníticos proterozóicos.

ASPECTOS GEOLÓGICOS DAS ROCHAS ENCAIXANTES

As rochas encaixantes dos granitos Seringa e São João (Silva *et al.* 1974) ocorrem geralmente em terrenos topograficamente arrasados na forma de blocos e lajeiros ou como pequenos macrotos abaulados, com altitudes em torno de 270m a 300m. O TGGRM na área de estudo é composto por granodioritos, trondhjemitos e tonalitos cortados pelos granitos anorogênicos Seringa e São João (Figura 1), além de diques félsicos afaniticos e porfíricos seguindo orientação preferencial 127°AZ.

Granodioritos - A estrutura principal observada nos granodioritos é uma foliação com orientação geral NW-SE emendante com a foliação regional, ratificada pela forte orientação de seus minerais máficos, no caso, a biotita. Essas rochas encaixantes são constituídas pelas seguintes litotipos: granodioritos, tonalitos, trondhjemitos, monzogranitos e sienogranitos deformados em diferentes intensidades e apresentando evidências de recristalização. As rochas granodioríticas predominam na borda nordeste e, em menor quantidade, noroeste do Granito Seringa.

Trondhjemitos e tonalitos - estes litótipos são mais frequentes na borda oeste do corpo São João. Rochas monzograníticas estrazupicadas, contendo fenocristais centimétricos (até 5 cm) de álcali-felspato (leucogranito potássico?) foram identificadas na borda sudeste do Granito Seringa e rochas sienograníticas, próximas a borda noroeste deste corpo.

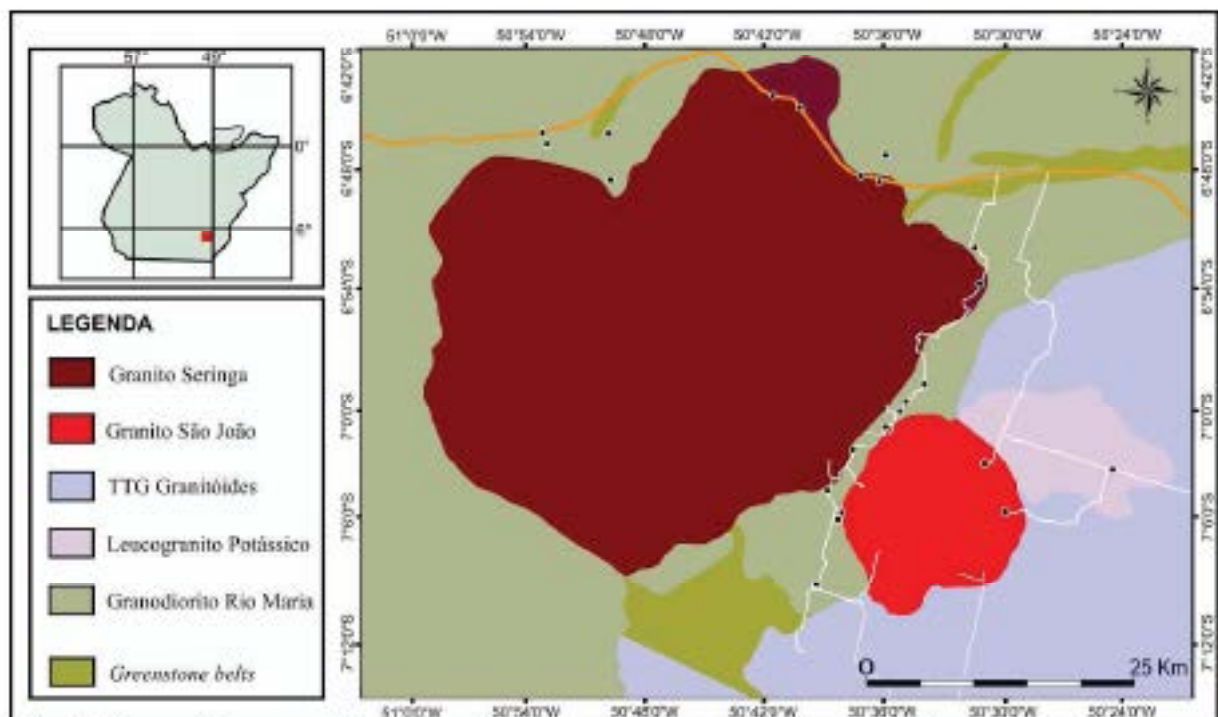


Figura 1. Mapa geológico esquemático dos granitos Seringa e São João e suas rochas encaixantes

PETROGRAFIA

Com base nos dados de campo e nas descrições macro e microscópicas, as rochas encaixantes de ambos os granitos foram classificadas como: granodioritos, monzogranitos, tonalitos, trondhjemitos e sienogranitos.

As rochas granodioríticas apresentam textura faserítica média a grossa, coloração cinza esbranquiçada a cinza esverdeada. Ao microscópio apresentam textura granular hipidiomórfica predominante, sendo constituídas essencialmente por cristais de plagioclásio, álcali-feldspato e quartzo. Os minerais varietais identificados são representados predominantemente por lamelas de biotita e, mais raramente, anfibólio. Zircão, minerais opacos e titanita representam as fases acessórias, e clrita, muscovita+sericita, fluorita e epidoto, as secundárias.

As rochas monzograníticas são leucocráticas, com granulação variando de média à grossa, mostram coloração esbranquiçada com tons rosados em decorrência da presença de fenocristais de álcali-feldspato com até 5 cm. Ao microscópio, apresentam textura granular hipidiomórfica média a grossa. São constituídas essencialmente por plagioclásio, álcali-feldspato e quartzo, tendo como mineral varietal a biotita. As principais fases acessórias identificadas são minerais opacos e zircão. As fases secundárias estão representadas por sericita, argilominerais e clrita.

As rochas tonalíticas são leucocráticas, mostram coloração acinzentada, textura faserítica e granulação média. A microscopia revela textura granular hipidiomórfica dominante e, secundariamente, texturas de intercrescimento do tipo granofírica. Sua granulação é média e sua mineralogia essencial constituída de plagioclásio, quartzo e álcali-feldspato, tendo como minerais varietais anfibólio e biotita. As principais fases acessórias identificadas foram titanita e zircão e as fases secundárias sericita, carbonato, argilominerais, epidoto, clrita e fluorita.

Os trondhjemitos mostram textura faserítica média a grossa e coloração branca acinzentada. Ao microscópio apresentam textura granular hipidiomórfica fina a grossa, sendo constituídas essencialmente por plagioclásio e quartzo. Anfibólio e biotita são as fases máficas presentes. As principais fases acessórias identificadas foram zircão, minerais opacos e titanita, e as secundárias sericita, clrita, epidoto e carbonato.

As rochas sienograníticas apresentam textura faserítica média, coloração cinza avermelhada e finos cristais de minerais máficos. Ao microscópio a textura granular hipidiomórfica fina à média é dominante, e as texturas granofírica e micropertítica secundárias. São constituídas predominantemente

por microclina, quartzo e plagioclásio, tendo como mineral varietal principal a biotita e, mais raramente, o anfíbio. As principais fessas acessórias identificadas são representadas por minerais opacos, apatita, zircão e titanita, e as secundárias por sericita, epidoto, carbonato, argilominerais, clorita, fluorita e muscovita.

As rochas estudadas mostram diferentes graus de deformação, sendo esta mais evidente nos granodioritos. A análise microscópica revelou cristais de biotita orientados contornando cristais de plagioclásio; estes, por sua vez, mostram contatos suturados. Cristais de quartzo recristalizados, com contatos suturados e poligonais são frequentemente observados nas rochas granodioríticas. A presença de finas vênulas de quartzo recristalizado, cortando os demais minerais, também foi observada.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES PRELIMINARES

Os resultados preliminares obtidos nos estudos petrográficos e de campo mostram semelhanças com os dados dessas áreas adjacentes. Entretanto, a pesquisa pretende também caracterizar geocronologicamente as rochas encaixantes dos corpos Seringa e São João. As datações geocronológicas serão realizadas pelo método Pb-Pb de evaporação de zircão a serem executadas no Laboratório de Geologia Isotópica (PARA-ISO) do Instituto de Geociências da UPPA. Criação ainda nessa etapa medidas de Susceptibilidade Magnética (SM) em todas as amostras coletadas. Os resultados dessas etapas serão de fundamental importância para uma melhor correlação entre as rochas do embasamento da região de Água Azul do Norte com as áreas adjacentes de Bomach, Rio Maria e Redenção.

AGRADECIMENTOS

Os autores deste trabalho agradecem em primeiro lugar a DEUS, em segundo, à Fundação CAPES/Projeto PROCAD (0096/05-9) e ao Instituto Nacional de Ciências e Tecnologia de Geociências da Amazônia, pelo apoio financeiro ao desenvolvimento deste trabalho. Ao IG/UPPA pela infra-estrutura e aos demais amigos do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALTHOFF P.J., BARBEY P., BOULLIER A.M. 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archaean granitoids of Marajóara (Carijús Mineral province, Brazil). *Precambrian Research*, 104:187-206.
- ARAÚJO, F.J.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.M.; DALL'AGNOL, R. 1995. Composição e estruturas dos granitoides arqueanos da região de Marajóara. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 7: 5-26.
- DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, N.P.; RÂMÔ, O.T.; MOURA, C.A.V.; MACAMBIRA, M.I.B.; OLIVEIRA, D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archaean Carijús Metallogenic Province, Brazil. *Lithos*, 80: 101-129.
- DALL'AGNOL, R.; SOUZA Z.S.; ALTHOFF P. J.; MACAMBIRA, M.I.B.; LEITE A.A.S. 1996. Geologia e geoquímica do terreno granito-greenstone de Rio Maria, Província Mineral de Carijús, sudeste do Cráton Amazônico. SYMPOSIUM ARCHEAN TERRANES OF THE SOUTH AMERICA PLATAPFORM. *Abstract*, 29-30.
- DOCBGBO 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carijús. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 35, Belém, Anais, p. 11-54.
- DUARTE K. D. 1992. Geologia e geoquímica do Granito Mata Surrão (SW de Rio Maria – PA): um exemplo de granito "stricto sensu" Anisotaxo. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 217p.
- HUHN S.R.B., SANTOS A.B.S.; AMARAL A.F.; LEISHAM R.J.; GOUVHIA J.L.; MARTINS L.R.P.; MONTALVÃO R.M.G.; COSTA V.G. 1988. O terreno granito-greenstone da região de Rio Maria - Sul do Pará. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 35, Belém, Anais, v. 3, p. 1438-1453.
- LEITE A.A.S., DALL'AGNOL, R., MACAMBIRA, M. I. B., ALTHOFF, F. J. 2004. Geologia e geocronologia dos granitoides arqueanos da região de Xinguara (PA) e suas implicações na evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria. *Revista Brasileira de Geociências*, 34:447-458.
- LEITE A.A.S. 2001. Geoquímica, petrogênese e evolução estrutural dos granitoides arqueanos da região de Xinguara, SE do Cráton Amazônico. Tese de Doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 330p.

- LEITE A.A.S. & DALL'AGNOL R. 1997. Geologia e Petrografia do Maciço Granítico Arqueano Xinguara e de Suas Rochas encruzadas – Se do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 9: 43-79.
- MACAMBIRA M.J.B. & LAPEN I.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás: Síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 7:263-287.
- MEDeiros H., & DALL'AGNOL R. 1988. Petrologia da porção leste do Batólito Granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará. *Ar. SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 33, Belém, Anais, v. 3, p.1488-1499.
- OLIVEIRA M.A., DALL'AGNOL R. & ALTHOFF F. I. 2006. Petrografia e Geoquímica do Granodiorito Rio Maria da Região de Bonmach e comparações com as demais ocorrências no Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria – Pará. *Revista Brasileira de Geociências* 36(2): 313-326.
- PIMENTEL M.M. & MACHADO N. 1994. Geotomologia U-Pb dos Terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. *Ar. SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 38, Camboriú, Boletim de Resumos Expandidos, p. 390-391.
- SILVA, G.G., LIMA, M.L.C., ANDRADE, A.R.F., ISSLER, R.S., GUIMARÃES, G. 1974. Folhas SB-22 Araguaia e parte da SC-22 Tocantins. Geologia. In: Brasil-MBH. Projeto Radam Brasil. Folhas SC-22-Tocantins. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. *Rio de Janeiro, DNPM* v. 4, p. 1-143 (Liv. Rec. Nat.).
- SOUZA Z.S. 1994. Geologia e petrografia do "greenstone belt" identidade: implicações sobre a evolução geodinâmica do terreno granito-"greenstone" de Rio Maria, SE do Pará. Tese de Doutorado, *Universidade Federal do Pará*, v.1 e 2, 624p.
- SOUZA Z.S.; MEDEIROS H.; ALTHOFF F.I.; DALL'AGNOL R. 1990. Geologia do terreno granito greenstone Arqueano da região de Rio Maria, sudeste do Pará. *Ar. SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 35, Natal, Anais, v. 6, p. 2913-2928.
- TASSINARI C.C.G. & MACAMBIRA M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episcopus*, 22: 174-182.

GEOLOGIA E CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DO GRANITO SÃO JOÃO, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, SSE DO PARÁ.

Paulo Henrique Araújo Lima^{1,2} (phlima@ufpa.br), Claudio Nery Lamas¹, Antônio Lima de Paiva Júnior^{1,3},
Francisco Romário Abrantes Júnior^{1,4}, Juilcel Carlos Lima Mesquita^{1,2}, Max de Jesus Pereira dos Santos^{1,2}

¹ – Faculdade de Geologia, IG – UFPA

² – Curso de graduação em Geologia, bolsista PET

³ – Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, IG – UFPA

⁴ – Curso de graduação em Geologia, bolsista PIBIC/UFPA

RESUMO

O Granito São João é um batólito anorogênico com aproximadamente 200 km² de área que secciona unidades ígneas do Terreno Granito-Granodiorito de Rio Maria. Está localizado entre as cidades de Água Azul do Norte e Barrach na porção sudeste do Cráton Amazônico, dentro da Província Mineral de Carajás. É constituído essencialmente por rochas monzograníticas e sienograníticas, de granulação predominantemente média a grossa, localmente fina, divididas preliminarmente em quatro fácies petrográficas distintas: piróxênio-biotita sienogranito, anfibólio-biotita monzogranito, anfibólio-biotita sienogranito e biotita sienogranito.

INTRODUÇÃO

Durante o Paleoproterozóico o Cráton Amazônico foi palco de significativo magmatismo granítico anorogênico (Dall'Agnol *et al.* 1994). Na Província Mineral de Carajás (PMC) este evento foi marcado pela geração de três grandes suítes graníticas tipo-A, englobadas nas suítes intrusivas Jaman, Velho Guilherme e Serra dos Carajás (Dall'Agnol *et al.* 2005). O granito São João, localizado entre as cidades de Água Azul do Norte e Barrach, região Sudeste do estado do Pará (Figura 1), está inserido preliminarmente na Suíte Intrusiva Jaman.



Figura 1- Mapa de localização do Granito São João. Fonte: Google Maps.

Localizada nos domínios do Terreno Granito-granodiorito de Rio Maria (TGGRM), a Suíte Intrusiva Jaman é formada pelos plutões graníticos Jaman, Misso, Redenção, Barrach, Seringa, Marajoara, Mandá Saia, Gradais e São João (Figura 2). Diferentemente dos outros corpos graníticos que compõem a Suíte Intrusiva Jaman, o Granito São João não apresenta, até o presente momento, mapeamento geológico e caracterização petrográfica de detalhes, nem tampouco datação geocronológica por métodos mais modernos (p.ex. U-Pb, Pb-Pb em zircão, etc.). O presente trabalho tem como objetivo preliminar caracterizar geológica e petrograficamente o Granito São João. Posteriormente, serão realizadas datações geocronológicas através do método Pb-Pb em zircão no

Laboratório de Geologia Isotópica PARA-ISO do IG da UPPA, além de análises geoquímicas em rochas das diferentes fácies do corpo São João para interpretações mais conclusivas, além de estudos comparativos com outros corpos graníticos das suítes paleoproterozoicas mencionadas acima.

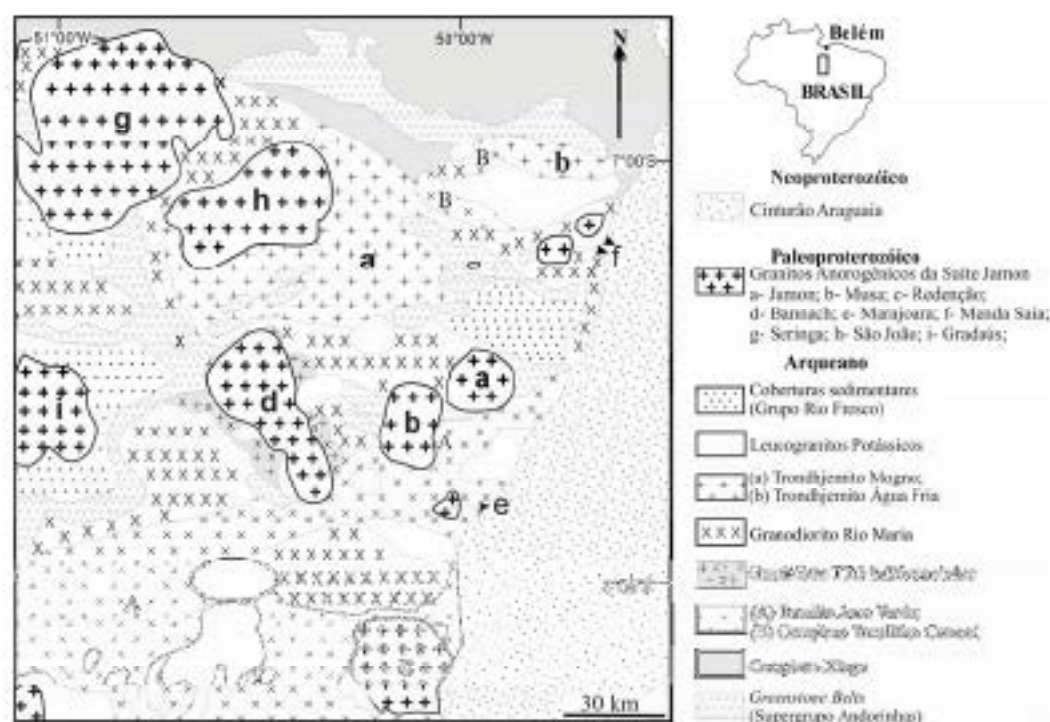


Figura 1- Mapa Geológico do Terreno Granito-Granostone de Rio Maria, com destaque para os granitos anorogênicos da Suíte Intrusiva Jaman (baseado em Oliveira 2001, modificado).

GEOLOGIA LOCAL

O Granito São João é um batólito circular com aproximadamente 200 km² de área, intrusivo em rochas arqueanas do Terreno Granito-granostone de Rio Maria. É constituído por morros e serras de encostas íngremes, formando um conjunto de cristas alinhadas aproximadamente de direção N-S (Figura 3), localmente E-W na forma de estaturas circulares, com altitudes que chegam a atingir 600m.

O Granito São João é formado por rochas isotrópicas, essencialmente monzogamíticas e sienogamíticas, de granulação predominantemente média a grossa e localmente fina, que afloram na forma de blocos e lajedos fraturados com coloração rosada e acinzentada.

As serras do Granito São João apresentam um nítido contraste topográfico com suas rochas encalhadas, facilmente identificadas nos trabalhos de campo e com o auxílio de imagens SRTM (Figura 3).

Até o presente momento foram realizadas duas campanhas de campo, onde foram coletadas amostras nas bordas N, E e W do corpo. A vegetação densa e a falta de estradas trafegáveis dificultaram o acesso à borda S e às porções centrais do corpo, impossibilitando uma caracterização geológica e petrográfica mais detalhada. Entretanto, está prevista a realização de uma nova etapa de campo com o objetivo de adensar a amostragem do corpo.

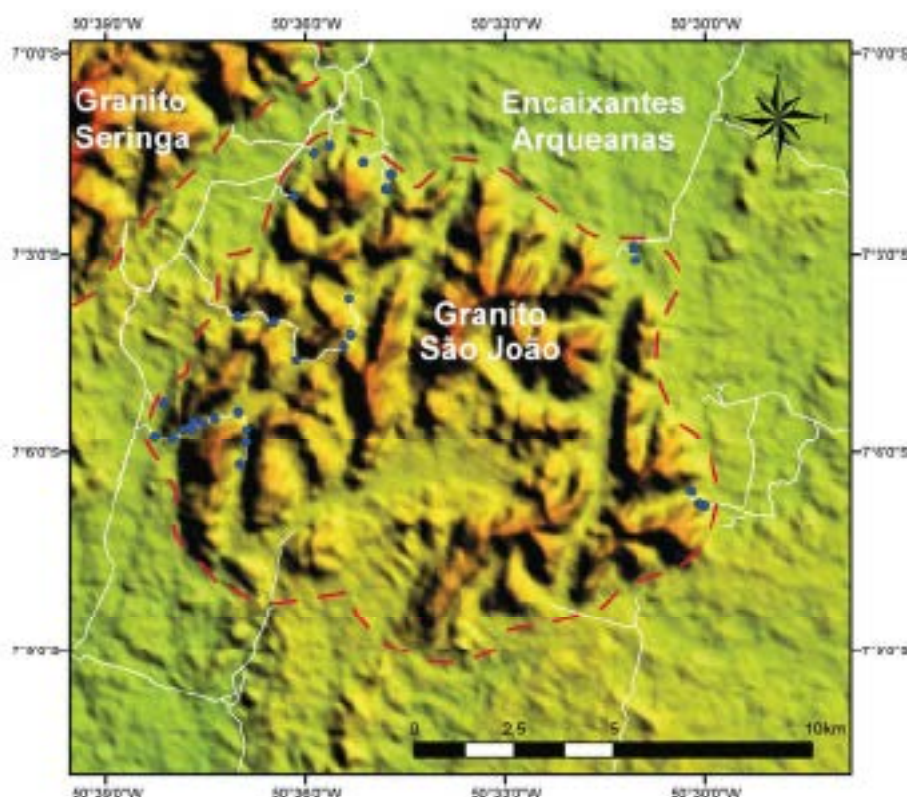


Figura 3- Imagem SRTM mostrando o contraste topográfico do Granito São João com suas rochas encaixantes arqueanas. Nota alinhamento dominante N-S das serras, com variações E-W.

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA

O estudo petrográfico preliminar das rochas do Granito São João teve como base descrições macro e microscópicas dos litótipos identificados, o que possibilitou a separação do granito em quatro fácies distintas: clinopiroxênio-biotita sienogranito (CpxBSGr), anfibólio-biotita monogranito (ABMGr), anfibólio-biotita sienogranito (ABSGr) e biotita sienogranito (BSGr), Figura 4 (a), (b), (c) e (d).

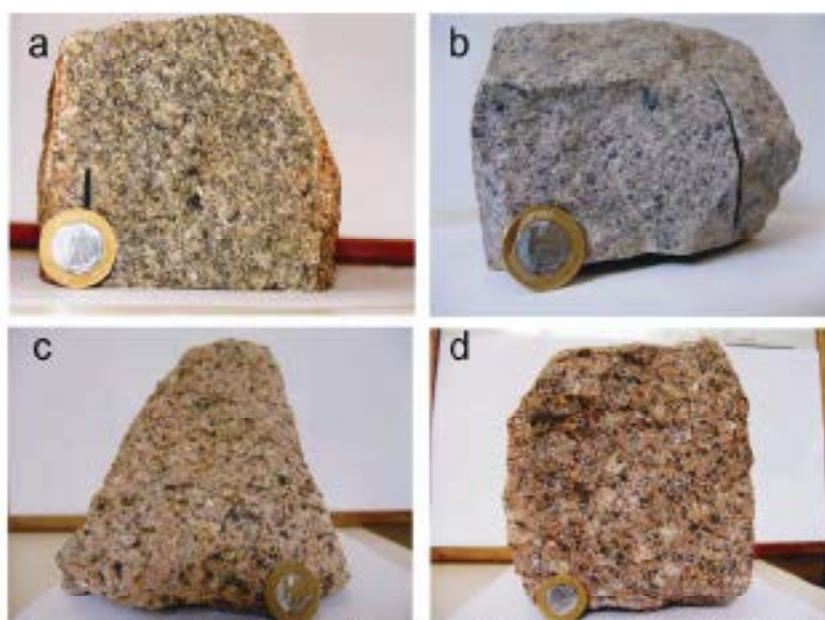


Figura 4- Aspectos macroscópicos das diferentes fácies do Granito São João. (a) CpxBSGr, (b) ABMGr, (c) ABSGr e (d) BSGr.

As rochas CpxBSGr apresentam textura granular média a grossa, sendo constituídas predominantemente por álcali-feldspato peritítico, quartzo e plagioclásio, tendo como minerais varietais biotita e clinopiroxênio, este na forma de zarcos cristais finos a médios fortemente alterados. As principais fases acessórias estão representadas por zircão e fluorita e as secundárias por clorita, sericita e argilo-minerais.

As rochas da fácies ABMGr apresentam textura granular média a grossa dominante, localmente granofírica. São constituídas essencialmente por plagioclásio, quartzo e feldspato alcalino peritítico, tendo como minerais varietais anfíbólio e biotita. As principais fases acessórias identificadas são zircão, apatita e fluorita e as secundárias clorita, biotita, sericita e argilo-minerais.

Os ABSGr apresentam mineralogia e aspectos texturais similares às rochas monzognátiças, diferindo, entretanto, no seu maior conteúdo de álcali-feldspato peritítico.

Diferentemente das fácies anteriormente descritas, os BSGr têm apenas a biotita como mineral varietal. Apresentam textura granular média a grossa e como minerais essenciais álcali-feldspato peritítico, quartzo e plagioclásio. Zircão, apatita e fluorita constituem as principais fases acessórias e clorita, sericita e argilo-minerais as secundárias.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

As rochas identificadas no Granito São João assemelham-se em termos geológicos e petrográficos às rochas dos corpos Seringa, situado a noroeste, e Redenção e Barnach, localizados a sudeste. Rochas contendo zarcos cristais de clinopiroxênio foram identificadas nos granitos Redenção (Oliveira *et al.* 2005) e Barnach (Almeida *et al.* 2006). Estudos petrográficos complementares encontram-se em andamento, juntamente com a realização de datações geocronológicas Pb-Pb em zircão para melhor caracterização e posicionamento estrati-gráfico do corpo granítico São João.

AGRADECIMENTOS

A Fundação CAPES/Projeto PROCAD (0096/05-9) e ao Instituto Nacional de Ciências e Tecnologia de Geociências da Amazônia, pelo apoio financeiro ao desenvolvimento deste trabalho. Ao IG/UFGA pela infra-estrutura e aos demais amigos do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, J.A.C., DALL'AGNOL, R., OLIVEIRA, D.C. 2006. Geologia, petrografia e geoquímica do Granito Anorogênico Barnach, Terreno Granito-Gneissose de Rio Maria, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, Vol. 36 – n° 2: 282-295.
- DALL'AGNOL, R., LAPON, J.M., MACAMBIRA, M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian province, Amazonian Craton. *Geochronological, Petrological and Geochemical aspects. Contributions to Mineralogy and Petrology*, 50:113-138.
- DALL'AGNOL, R., TEIXEIRA, N.P., RAMÔ, O.T., MOURA, C.A.V., MACAMBIRA, M.J.B., OLIVEIRA, D. C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic Rapakivi A -type granite of the Archaean Carajás Metallogenic Province, Brazil. *Lithos*, 80: 101-129.
- OLIVEIRA, D. C. ; DALL'AGNOL, R. ; BARROS, C. B. M. ; VALB, A G . Geologia e petrografia do granito paleoproterozóico Redenção, SE do Cráton Amazônico. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Zoologia*, Belém, v. 2, n. 1, p. 155-172, 2005.

GEOQUÍMICA DO MAGMATISMO GRANITÓIDE ARQUEANO DA REGIÃO DE CANAÃ DOS CARAJÁS

Gilmar Regina Lima Feio, Roberto Dall'Agnol, José Erimar Bezerra Soares, Alex Cardak Brunelli Gomes
Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará,
gilmar@ufpa.br, robdal@ufpa.br, alexbrunelli@hotmail.com

RESUMO

A região de Canaã dos Carajás é formada por uma ampla diversidade de rochas granitóides, distinguidas com base em mapeamento geológico, petrografia, geoquímica e geocronologia. Neste trabalho serão abordadas as características geoquímicas das associações granitóides arqueanas, as quais são: (1) Leucogranitos de afinidade cálcico-alkalina; (2) Associação cálcico-alkalina expandida com dominância de tonalitos; (3) Trondhjemitos afins dos clássicos TTG arqueanos; (4) Associação tonalítica/trondhjemítica enriquecida em Ti, Y e Zr e distinta dos TTG arqueanos clássicos e (5) Granitos subalcalinos tipo-A.

INTRODUÇÃO

A região de Canaã dos Carajás está inserida na Província Carajás, mais precisamente na porção sul do Domínio Carajás (Vasquez *et al.* 2008) ou no Domínio de Transição, localizado a norte do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria (TGGRM) e a sul da Bacia Carajás (Dall'Agnol *et al.* 2006). O Domínio de Transição é considerado por Dall'Agnol *et al.* (2006) como uma extensão do TGGRM, que foi intensamente afetado pelos eventos magmáticos e tectônicos ocorridos durante o Neoproterozoico e registrados na Bacia Carajás, porém ausentes nos domínios do TGGRM propriamente dito. No entanto, o real significado do Domínio de Transição não é bem entendido, devido, entre outras coisas, à carência de informações geológicas, geoquímicas e geocronológicas que permitam esclarecer as relações entre as unidades do Domínio de Transição e aquelas do TGGRM e da BC. Para isso, neste trabalho serão discutidas as principais características geoquímicas das associações ou unidades granitóides arqueanas presentes em Canaã dos Carajás.

MATERIAIS E MÉTODOS

As análises químicas em rocha foram realizadas no *Acme Analytical Laboratories Ltda* (Vancouver, Canadá). Os conteúdos de elementos maiores e menores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , TiO_2 , P_2O_5 , PF), foram dosados por ICP-ES e os elementos-traço (Zn, Cu, Ni, Au, Pb, Ba, Be, Cs, Ga, Hf, Nb, Rh, Sn, Sr, Ta, Th, U, W, Zr, Bi), incluindo terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) determinados por ICP-MS. As análises de FeO foram feitas por titulação no Laboratório de Análises Químicas do Instituto de Geociências da UFPA.

RESULTADOS

Os dados geoquímicos permitiram a distinção de uma ampla variedade de unidades ou associações de granitóides na região de Canaã dos Carajás, embora muitas ainda sem denominação formal, as quais são: *Leucogranitos cálcico-alkalinos* (biotita-granito foliado, Granito Canaã dos Carajás, Granito Serra Dourada), *trondhjemito (TTG)*, *associação cálcico-alkalina tonalítica*, *associação tonalítica-trondhjemítica com alto Ti, Y e Zr* e *Granitos subalcalinos tipo-A* (Granito Flanco).

1. LEUCOGRANITOS CÁLCICO-ALKALINOS

Os leucogranitos cálcico-alkalinos (Figura 1a) são formados por três corpos individualizados com base em aspectos de campo, petrografia, geoquímica e geocronologia.

a) *Biotita-granito foliado* - apresenta teor de sílica elevado (70,9 a 74,87%), conteúdo de Al_2O_3 entre 13,2 e 14,5 %, somatório de álcalis entre 7,7 e 9,2 %, razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ sempre superiores à unidade e variando geralmente de 1,1 a 1,7. A razão $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ varia de 0,7 a 0,8. São rochas com afinidade cálcico-alkalina fortemente fracionada e caráter peraluminoso, sendo a biotita o principal ferromagnésio. Os ETR mostram um fracionamento muito acentuado de ETR pesados em relação aos leves, podendo ou não ter anomalia negativa de Eu. As anomalias negativas de Eu evidenciam que o plagioclásio e, subordinadamente, o feldspato alcalino, tiveram papel importante durante o

fracionamento do magma. Parte das amostras exibiu feição côncava dos ETR pesados, devido ao fracionamento do anfibólio.

b) *Granito Camoã dos Carajás* - apresentam valores elevados de SiO₂ (71,40 a 76,20%), conteúdo de Al₂O₃ pouco variável e próximo de 14 % e somatório de álcalis entre 6,5 e 7,3% e razões K₂O/Na₂O < 1. A razão FeO/(FeO+MgO) é moderada, varia desde 0,6 a 0,8. São granitos de afinidade cálcico-alkalina e caráter peraluminoso. O padrão dos ETR mostrou um fraco fracionamento de elementos terras raras pesados em relação aos leves, expressos pelas elevadas razões (La/Yb)_n e pela presença de anomalias negativas de Eu.

c) *Granito Serra Dourada* - O Granito Serra Dourada apresenta característica de granito cálcico-alkalino peraluminoso, com teor de sílica alto (72,32 e 75,40%), conteúdo de Al₂O₃ entre 13,5 e 14,4%, somatório de álcalis entre 6,6 e 9,0 %. A razão FeO/(FeO+MgO) varia desde 0,7 a 0,9. O comportamento geoquímico dos elementos terras raras forneceu um padrão moderadamente fracionado com razões (La/Yb)_n moderadas e anomalia de Eu negativa.

2. TRONDHJEMITO (TTG)

O trondjemito apresenta teor de sílica alto (72,1 e 76,16%), conteúdo de Al₂O₃ entre 13,5 e 15,5%, somatório de álcalis entre 6,1 e 6,8 %, razões K₂O/Na₂O sempre inferiores à unidade e muito baixas (< 0,33) e MgO baixo, entre 0,13 e 0,69 %. O trondjemito revela caráter fracamente peraluminoso e plotam no campo dos trondjemitos (Figura 1b, diagrama normativo An-Ah-Ox, O'Connor 1965, com campos modificados por Barker 1979). O comportamento geoquímico dos elementos terras raras forneceu um padrão fortemente fracionado de ETR pesados em relação aos leves, com altas razões (La/Yb)_n, com três amostras mostrando forte anomalia positiva de Eu, outra sem anomalia de Eu e uma com anomalia negativa moderada. Uma característica constante nos padrões é a feição côncava observada nos ETR pesados, resultado provavelmente de fracionamento do anfibólio durante a evolução dessa rocha. Esta variedade apresenta características coincidentes, de modo geral, com as dos típicos trondjemitos das associações TTG de terrenos arqueanos (Martin 1994). São granitóides com alta sílica, ricos em Na₂O e pobres em K₂O e Rb, com baixos conteúdos de minerais ferromagnesianos.

3. ASSOCIAÇÃO CÁLCICO-ALKALINA TONALÍTICA

A série cálcico-alkalina tonalítica apresenta teor de sílica entre (59,18 e 69,03%), conteúdo de Al₂O₃ entre 13,5 e 16,4 % e #Mg moderado a alto (0,30 a 0,55). No diagrama AFM, as amostras seguem o trend das rochas cálcico-alkalinas (Figura 1c) e plotam nos campos das rochas metaluminosas com anfibólio e peraluminosas com biotita, coerente com a petrografia (Debon & Le Fort 1988). O comportamento geoquímico dos ETR exibiu um padrão moderadamente fracionado, contendo as não anomalias no Eu.

4. ASSOCIAÇÃO TONALÍTICA-TRONDHJEMÍTICA COM ALTO Ti, Y e Zr (Gomes & Dall'Agnol 2007)

Apresenta uma ampla variação SiO₂ (55,30% a 80,40%) e o Al₂O₃ é baixo (11,90% a 14,10%). Segundo a classificação proposta por Barker (1979) todas as rochas dessa associação se enquadram entre as associações TTG com baixo Al₂O₃, evidenciado pelo diagrama Ah-An-Ox (Figura 1d). As amostras dos tonalitos plotam exclusivamente no campo metaluminoso e os trondjemitos no peraluminoso segundo o índice de Shand. O padrão dos ETR é distinto entre tonalitos e trondjemitos. Nos tonalitos há um enriquecimento moderado de terras raras leves em relação aos pesados, com anomalia de Eu inexpressiva. Nos trondjemitos há um enriquecimento moderado de elementos terras raras leves em relação aos pesados, uma expressiva anomalia positiva de Eu e feição côncava dos ETR pesados. A associação tonalítica-trondjemítica de alto Ti, Y e Zr apresenta comportamento geoquímico distinto das típicas associações TTG arqueanas do mundo. Segundo Gomes & Dall'Agnol (2007) tais rochas poderiam ser formadas por fusão parcial de gabros tulleíticos continentais, em pequena escala, gerando um resíduo à base de clinopiroxênio+plagioclásio+olivina.

5. GRANITO PLANALTO

O Granito Planalto apresenta características geoquímicas similares às dos granitos classificados na literatura internacional como tipo-A, segundo a classificação sugerida por Loiselle & Wones (1979) e critérios geoquímicos definidos por Collins *et al.* (1982), Whalen *et al.* (1987) e Sylvester (1989). São rochas com alta sílica (70,39 e 75,70%), sumatório de álcalis entre 6,4 e 8,9 %, razões K_2O/Na_2O sempre superiores à unidade e razões $FeO/(FeO+MgO)$ que variam desde 0,80 a 1%. Revelam caráter metaluminoso a peraluminoso. No diagrama de Dall'Agnol & Oliveira (2007), que diferencia granitos tipo-A (oxidados e reduzidos) de granitos cálcico-alcálicos, o granito Planalto plota no campo dos granitos tipo-A e reduzidos (Figura 1e). O comportamento geoquímico dos elementos terras raras mostrou que há dois grandes grupos de rocha: (1) rochas com frute fracionamento dos elementos terras raras pesadas em relação aos leves, expresso por altas razões $(La/Yb)_N$ e fraca a moderada anomalia de Eu, (2) rochas com fracionamento moderado de ETR pesadas em relação aos leves e anomalia negativa moderada de Eu.

DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

A região de Canaã dos Carajás é formada por uma ampla variedade de granitóides, os quais são: granitos de afinidade cálcico-alcálica (biotita-granito foliado, Granito Canaã dos Carajás e Granito Serra Dourada); Associação cálcico-alcálica expandida com dominância de tonalitos; Trondhjemitos afins dos clássicos TTG arqueanos, interpretados como relacionados a processos de subdução; Associação tonalítica/trondhjemitica enriquecida em Ti, Y e Zr e distinta dos TTG arqueanos clássicos e Granitos subalcálicos tipo-A (Granito Planalto e tipos afins), sendo todos formados por fusão parcial de crosta mais antiga. A caracterização geoquímica dos granitóides arqueanos da região de Canaã dos Carajás deve ser vista como preliminar, mas já sugere que este segmento da Província Carajás foi palco de uma série de eventos magmáticos, resultando em uma complexidade geológica que só poderá ser melhor entendida com a aquisição subsequente de dados geocronológicos.

AGRADECIMENTOS

Trabalho realizado com o apoio dos projetos Petrologia dos Granitóides Arqueanos e Paleoproterozoicos da Província Mineral de Carajás, processo: 48454/2007-CNPQ, sob coordenação do prof. Roberto Dall'Agnol; "A-type granites and related rocks through time", IGCP UNBSCG - Anúncio financeiro, sob a Coordenação do Prof. Roberto Dall'Agnol e Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia, Edital N° 15/2008 MCT/CNPq/FNDCT/CAPES/FAPREMIG/PAPERI/PAPESP/INSTITUTO NACIONAL DE CIÊNCIA E TECNOLOGIA, coordenado pelo prof. Roberto Dall'Agnol.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Baker F. 1979. Trondhjemitos: definition, environment and hypotheses of origin. *In*: F. Baker (ed.) *Trondhjemitos, diorites, and related rocks*. Amsterdam, Elsevier, p.: 1-12.
- Collins W.J., Bees S.D., White A.J.R., Chappell B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80:189-200.
- Dall'Agnol R., Oliveira M.A., Almeida J.A.C., Althoff F.J., Leite A.A.S., Oliveira D.C., Barros C.R.M. 2005. Archaean and paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, eastern Amazonian craton. *In*: SYMPOSIUM ON MAGMATISM, CRUSTAL EVOLUTION, AND METALLOGENESIS OF THE AMAZONIAN CRATON, Belém, Excursion Guide, p.: 99-150.
- Debon F. & Le Fort P. 1988. A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, application. *Bull. Mineral.*, 111:493-510.
- Gomes A.C.R. & Dall'Agnol R. 2007. Nova associação tonalítica-trondhjemitica mesoarqueana na região de Canaã dos Carajás: TTGs com altos conteúdos de Ti, Zr e Y. *Rev. Bras. Geoc.* 37:182-193.
- Loiselle M.C. & Wones D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 11:468.
- O'Connor J.I. 1985. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 525:79-84.
- Martin H. 1994. The Archaean grey gneisses and the gneisses of continental crust. *In*: K.C. Condie (ed.) *Developments in Precambrian Geology. Archaean crust evolution*, 11. Amsterdam, Elsevier. p.: 205-259.
- Sylvester P.J. 1989. Post-collisional alkaline granites. *J. Geol.*, 97:261-280.
- Vasquez L.V., Rosa-Costa L.R., Silva C.G., Ricci P.F., Barbosa I.G., Klein R.L., Lopes E.S., Macambira E.R., Chaves C.L., Carvalho J.M., Oliveira I.G., Anjos G.C., Silva H.R. 2008. Geologia e Recursos Minerais do

Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Organizadores: M.L. Vasquez, L.T. Ross-Costa. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. 1987. A-types granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrof.*, 95:407-419.

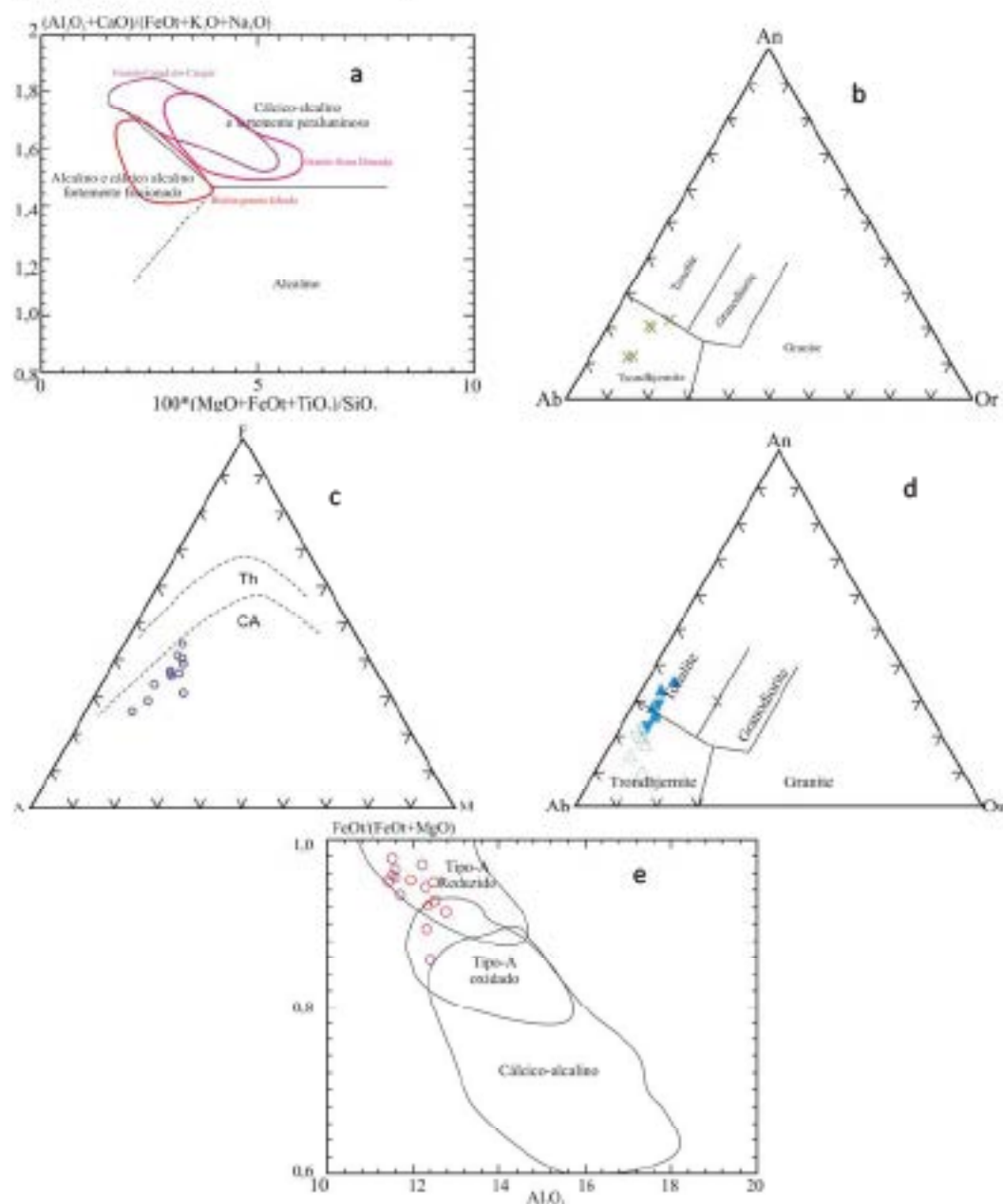


Figura 1: Diagramas representativos das diversas associações de rochas presentes na região de Carajás, Província Carajás. a) Diagrama de Sylvester (1989) mostrando a distribuição dos leucogranitos cálcico-álcalinos; b) Diagrama Ab-An-Or para os trondhjemitas típicos TTG; c) Diagrama AFM para os granitoides da associação cálcico-álcalina tonalítica; d) Diagrama Ab-An-Or para a associação tonalítica-trondhjemítica de alto Zr, Y e Ti; e) Diagrama de Dall'Agnal & Oliveira (2007) para o granito Flusalto, mostrando que este associa-se aos granitos tipo-A reducidos.

QUÍMICA MINERAL DE MICAS LITÍFÉRAS OCORRENTES NA FÁCIES ALBITA-GRANITO DO PLUTON MADEIRA, MINA PITINGA, AMAZONAS

Costi, H.T.¹ & Dall'Agnol, R.²

¹Micas: *Paraná* Emílio Goeldi, Lab. de Microscopia Eletrônica de Varredura, Belém, PA (mico@emg.com.br); ²Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, CP 1611, 66075-900, Belém, PA, (robson@ufpa.br)

Resumo. O albita-granito do Granito Madeira é composto por uma fácies magmática, geoquimicamente peralcalina, cristalizada a partir de fluidos ricos em F, denominada albita-granito de núcleo, e por uma fácies autometasomática, peraluminosa a metaluminosa, denominada albita-granito de borda. Dois tipos de micas litíferas são identificadas na fácies de núcleo, ambas com razões K/Rb extremamente baixas e com altos teores de P, Fe, Zn e Li. A mais abundante é definida como polilitonita e a outra como zmita litífera. As particularidades composicionais das micas litíferas do albita-granito de núcleo são características adquiridas durante a sua formação dentro de um sistema geoquimicamente complexo e extremamente evoluído.

Introdução. O Granito Madeira é um plutão composto por quatro fácies graníticas, denominadas, da mais antiga para a mais jovem, de anfibólio-biotita-sienogranito, biotita-feldspato alcalino-granito, feldspato alcalino-granito hipersolvus potássico e albita-granito subsolvus (Harbe *et al.*, 1991, Costi *et al.* 2000). O albita-granito foi dividido por Harbe *et al.* (1991) em duas subfácies. A fácies predominante é de cor acinzentada, peralcalina, denominada albita-granito de núcleo, composto essencialmente por albita, quartzo, feldspato potássico e, subordinadamente, por crisólita, zircão, polilitonita, riebeckita, microcloro, mica escura rica em Fe, cassiterita e magnetita. As proporções modais de feldspatos e quartzo são aproximadamente equivalentes, sugerindo a cristalização do albita-granito de núcleo a partir de um líquido de composição cotética ou mínima. A origem magmática também é indicada por texturas microscópicas do tipo *snowball*, pela presença de texturas de fluxo e pela sua expressiva homogeneidade geoquímica. O albita-granito de núcleo transiciona para uma rocha avermelhada, geoquimicamente peraluminosa a metaluminosa, definida como albita-granito de borda, que ocorre ao longo dos contatos do albita-granito com as rochas encaixantes. O albita-granito de borda é formado essencialmente por quartzo, feldspato potássico e albita, com fluorita, zircão, clorita, cassiterita, hematita e columbita em proporções subordinadas. O albita-granito de borda é interpretado como originado por autometasomatismo do albita-granito de núcleo, que teve a sua mineralogia peralcalina modificada por ação de fluidos aquosos residuais (Costi *et al.*, 2000). O Li é um elemento importante no albita-granito de núcleo, onde ocorre com teor médio de 763 ppm (ou 0,16% Li₂O; Costi, 2000). As principais fases portadoras de Li identificadas no albita-granito de núcleo são dois tipos de micas, uma delas da família da *polilitonita* e a outra uma mica escura, rica em Fe e relativamente mais pobre em Li, caracterizada como *zmita litífera*. Como as micas litíferas são produto da paragénesis magmática do albita-granito de núcleo (Costi, 2000), elas são desestabilizadas e substituídas por cloritas no albita-granito de borda. Por este motivo, o teor de Li no albita-granito de borda é bem mais baixo, em média de 120 ppm (ou, aproximadamente, 0,02% de Li₂O; Costi, 2000). As micas litíferas, tanto a polilitonita quanto a zmita litífera, ocorrem principalmente disseminadas no albita-granito de núcleo, sendo também encontradas em níveis pegmatínicos maciços, de espessuras métricas, compostos essencialmente por estas micas (Costi, 2000), que se desenvolvem nas partes superiores dos bolsões e veios de criolita maciça que definem o Depósito de Criolita Maciça (Bastos Neto *et al.*, 2005), que ocorre em profundidade no albita-granito de núcleo.

Petrografia das micas litíferas disseminadas no albita-granito de núcleo. Polilitonita. A ocorrência de polilitonita foi registrada em todas as amostras de albita-granito de núcleo submetidas à análise modal (teor médio de 2,3%). Apresentam-se como cristais subédricos ou eúédricos com relevo moderado e pleocroísmo fraco ou moderado, variando de incolor a azul claro. As dimensões de seus cristais variam desde lamelas muito finas até àquelas com mais de 2 mm. Suas seções são limpidas, não apresentando evidências de alteração ou de substituição por outras fases. Localmente, em

indivíduos de granulação mais grossa, pode apresentar planos de clivagem preenchidos por óxidos ou hidróxidos de ferro (fig. 1a).

Amazita litífera: As amazitas litíferas ocorrem em cristais lamelares estreitos, alongados segundo [001]. As proporções modais médias de 1,6% (Costi, 2000) são inferiores às das polilitimitas. Apresentam cristais de pleocroísmo fraco a moderado, variando em tons de verde escuro a marrom esverdeado ou marrom amarelado claro a marrom alaranjado (figura 1b). Seus cristais habitualmente são subédricos, com bordas irregulares devido a reações que acontecem principalmente ao longo de seus contatos com a albita, sugerindo a ocorrência de reequilíbrio nos estágios finais de cristalização ou através de processos pós-magmáticos (Costi, 2000).

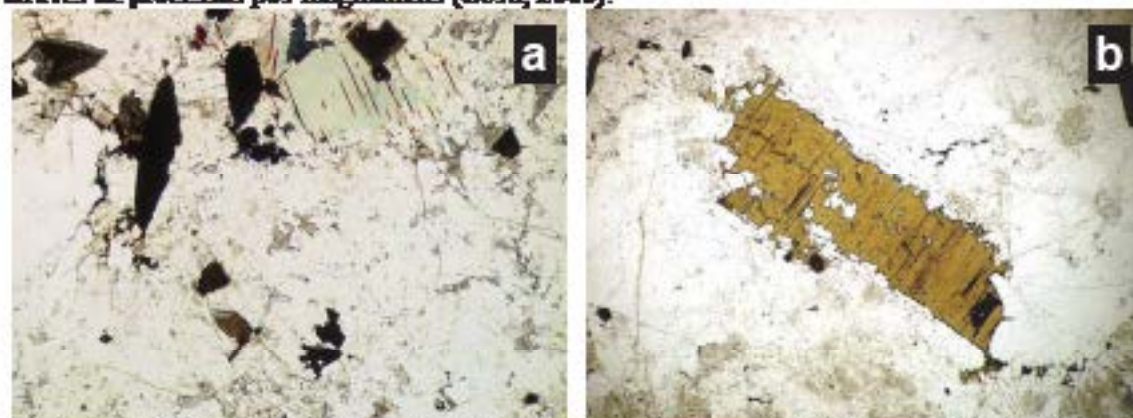


Figura 1. (a) Polilitimita (parte superior da foto) de cor escura com planos de clivagem preenchidos por óxidos/hidróxidos de ferro semelhantes, juntamente com titanita (cristais esparsos, fusiformes), zircão subédrico metamórfico, cassiterita (centro/esquerda inferior da foto); (b) aspecto característico da amazita litífera; nódulos paralelos; largura das fotos: 7 mm.

Petrografia das micas litíferas pegmatóides associadas ao Depósito de Cristita Maciça

Os veios pegmatóides de micas têm cor verde metálico escuro, com tonalidades azuladas escuras, sendo compostos principalmente por amazita litífera, com texturas subordinadas de polilitimita, contendo como acessórios magnetita e riebeckita, e proporções acidentais de zircão, quartzo e feldspatos. Suas espessuras, registradas ao longo dos intervalos testemunhados, variam desde alguns centímetros até em torno de 2 metros. As micas litíferas ocorrem intimamente associadas, interestradas de modo complexo, sugerindo a sua formação simultânea e em equilíbrio neste ambiente. Este tipo de comportamento contrasta com o observado com as micas disseminadas, que em geral ocorrem em indivíduos isolados.

Materiais e métodos. As análises por microsonda eletrônica foram obtidas no Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília, complementadas por análises por microsonda iônica realizadas no laboratório do Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG), França. Nas análises por microsonda eletrônica foram empregados padrões compostos por minerais, exceto para Rb, determinado através de padrão sintético, e Li, que foi calculado através da equação proposta por Tindle & Webb (1990, $Li_2O = 0,287 \cdot SiO_2 - 9,552$). Os óxidos foram determinados com aceleração de voltagem de 15 kV, corrente de feixe de 25 nA, diâmetro de feixe de 10 μm , tempo de contagem de 10 segundos e correção PAP para os efeitos da matriz.

Resultados e discussão As principais características químicas das micas do albita-granito de núcleo relacionam-se aos teores anormalmente elevados de Rb_2O , MnO e ZnO , aos relativamente baixos teores de Al_2O_3 das amazitas litíferas, que em geral são menores do que os mostrados por outras micas trioctaédricas com composições aproximadamente equivalentes, e aos muito baixos conteúdos de TiO_2 , MgO e CaO . Composições representativas das micas são mostradas na tabela 1.

Polilitimita: As características químicas mais salientes das polilitimitas são os teores elevados em F, Rb_2O e ZnO que apresentam. O teor médio de Rb_2O no conjunto de análises realizadas situa-se em torno de 5%, com valores máximos de 5,7% e mínimos de 3,1%, enquanto o ZnO tem um teor médio de 1,3%, com máximo de 3,3% e mínimo de 0,2%. Em todos os casos, os valores máximos são registrados nas análises das micas disseminadas, enquanto os valores mínimos são registrados na amostra de polilitimita associada aos níveis de mica maciça. Estas micas pertencem ao grupo das micas litíferas fértilíferas (Foster, 1960a). A distribuição dos teores de Rb_2O e ZnO , principalmente, é controlada pela cota topográfica das amostras no corpo do albita-granito. Observa-se um progressivo

enriquecimento nesses elementos conforme são amostradas as cotas topográficas mais elevadas do albíta-granito de núcleo, sugerindo a difusão de Rb e Zn para as regiões de topo do plutão, possivelmente através da sua complexação por voláteis, ou outros mecanismos, durante a cristalização do albíta-granito de núcleo.

Assiste Intoxifera: As principais características químicas das amíbas litíferas são, além dos altos teores de FeO*, os também elevados percentuais em F, Rb₂O, CaO e ZnO, e baixos de Al₂O₃ e MgO (tabela 1).

Tabela 1. Análises químicas em polilitonitas (esquerda) e amíbas litíferas (direita) do albíta-granito de núcleo.

AMÍBA	P100-100	P100-200	P100-300	P100-400	P100-500	MEIOP*	AMÍBA	P100-100	P100-200	P100-300	P100-400	MEIOP*
SiO ₂	66,000	66,674	66,004	66,000	66,000	66,000	66,000	66,000	66,000	66,000	66,000	66,000
TiO ₂	0,710	0,664	0,670	0,660	0,660	0,660	0,700	0,660	0,660	0,660	0,660	0,660
Al ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO	76,400	76,000	76,400	76,000	76,400	76,400	76,400	76,400	76,400	76,400	76,400	76,400
MgO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Rb ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ZnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Sum	143,110	143,338	143,074	143,060	143,060	143,060	143,100	143,060	143,060	143,060	143,060	143,060
TOTAL	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000

AMÍBA	P100-100	P100-200	P100-300	P100-400	MEIOP*	AMÍBA	P100-100	P100-200	P100-300	P100-400	MEIOP*
SiO ₂	66,000	66,674	66,004	66,000	66,000	66,000	66,000	66,000	66,000	66,000	66,000
TiO ₂	0,710	0,664	0,670	0,660	0,660	0,660	0,700	0,660	0,660	0,660	0,660
Al ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO*	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MgO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Rb ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ZnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Sum	143,110	143,338	143,074	143,060	143,060	143,060	143,100	143,060	143,060	143,060	143,060
TOTAL	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000

AMÍBA	P100-100	P100-200	P100-300	P100-400	MEIOP*	AMÍBA	P100-100	P100-200	P100-300	P100-400	MEIOP*
SiO ₂	66,000	66,674	66,004	66,000	66,000	66,000	66,000	66,000	66,000	66,000	66,000
TiO ₂	0,710	0,664	0,670	0,660	0,660	0,660	0,700	0,660	0,660	0,660	0,660
Al ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
FeO*	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MgO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Rb ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
ZnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Sum	143,110	143,338	143,074	143,060	143,060	143,060	143,100	143,060	143,060	143,060	143,060
TOTAL	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000	100,000

Essas características são tipicamente apresentadas por micas formadas em sistemas pegmatíticos do tipo NYF (Černý, 1991), associadas a corpos graníticos anorogênicos subalcalinos, metaluminosos a peralcalinos. Os teores de Li₂O e F (tabela 5) são muito elevados quando comparados aos apresentados por micas com teores equivalentes em SiO₂, MgO e FeO*. As amíbas litíferas disseminadas no albíta-granito de núcleo apresentam teores médios de Rb₂O da ordem de 5,45% (máximo de 6,00 e mínimo de 4,02%), que caem para 2,81% na mica maciça pegmatóide. A intensidade das substituições que ocorrem entre K e Rb depende, à semelhança do observado nas polilitonitas, da cota topográfica das amostras dentro do albíta-granito. Nas amíbas litíferas observa-se que o aumento dos teores de Rb ocorre do topo em direção ao centro do corpo, portanto em sentido inverso ao observado para as polilitonitas, mas decrescendo bruscamente nas micas maciças. A baixa razão K/Rb (entre 3 e 5) evidencia o extremo fracionamento alcançado pelo líquido a partir do qual essas micas cristalizaram. Um grau de fracionamento dessa amplitude raramente é observado em magmas graníticos primários, sendo, porém, tipicamente apresentado por líquidos residuais associados a sistemas pegmatíticos (Černý *et al.*, 1985). Os teores de ZnO das amíbas litíferas situam-se entre um máximo de 10,30% e mínimo de 4,10%, com valor médio de 6,58% nas micas disseminadas, enquanto na mica maciça o valor médio é de 2,41%. Os teores de ZnO exibidos pelas amíbas litíferas mostram-se dependentes da cota topográfica da amostra dentro do corpo do albíta-granito, apresentando uma queda acentuada

em direção às micras maciças próximas ao centro do stock. A incorporação do ZnO pelas amibas litiníferas é feita em substituição ao FeO, com as substituições se dando em razão próxima a 1:1. Embora as micras litiníferas do albíta-granito de núcleo disponham-se em campos composicionais distintos (figura 2), os *trands* definidos por cada grupo apresentam um certo alinhamento, sugerindo que os dois conjuntos podem representar uma única série, separados por um largo gap composicional.

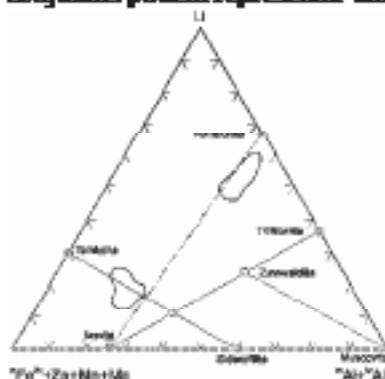


Figura 2. Diagrama Li-Al-R² (modificado de Monier & Robert, 1986) para polilitonitas e amibas litiníferas do albíta-granito de núcleo, mostrando a distribuição das duas tipas de micras. As polilitonitas dispõem-se segundo um *trend* próximo ao que une as pólas "Polilitonita-Amiba", enquanto a amiba litinífera aproxima-se do *trend* "Sidosafilita-Fe-Tainiolita".

Conclusões. As particularidades composicionais mostradas pelas micras litiníferas do albíta-granito de núcleo são características adquiridas durante a sua formação, dentro de um sistema geoquimicamente complexo e extremamente evoluído. As altas razões Rb/K e Zn/Fe e os elevados teores em F e Li das polilitonitas e amibas litiníferas indicam o extremo fracionamento do líquido a partir do qual elas cristalizaram. Por outro lado, as características geoquímicas peculiares apresentadas pelas amibas litiníferas, tais como teores baixos de Al₂O₃ e MgO e altos Rb₂O, FeO*, ZnO, MnO, Li₂O e F, refletem o caráter peralcalino rico em voláteis do albíta-granito de núcleo. A conjugação de fatores tais como a extrema concentração do F, altas razões Fe/Fe+Mg e relativamente baixa concentração de Al₂O₃ no líquido, resultou em micras com composições particulares. Isso é mais evidente no caso das amibas litiníferas, onde a deficiência de cátions de Al, causada pelos baixos conteúdos de Al₂O₃, é compensada pela presença de Fe³⁺ no sítio octaédrico. As polilitonitas, por sua vez, destacam-se pelas anormalmente elevadas proporções de Zn, Rb e Fe.

Referências

- Bastos Neto, A.C.; Pereira, V.P.; Lima, R.P.; Ferraz, I.M.T.M.; Minuzzi, O.R.R.; Prado, M.; Ronchi, L.H.; Flores, I.; Frantz, I.C.; Pires, A.; Pierson, R.; Hoff, R.; Botelho, N.F.; Erlina, S.R.; Rocha, P.; Ulmann, L. 2005. A Injeção de Criolita da Mina Pitanga (Amazônia). In: O.J. Maurini; E.T. Queiroz; R.W. Ramos. (Org.). *Caracterização de depósitos minerais nos distritos minerais da Amazônia*. Brasília: DNP/CT-MINERAL/ADIMB, 1:477-552.
- Costi, H.T. 2000. *Petrologia de granitos alcalinos com alto teor mineralizados em metais raros: o exemplo do albíta-granito da mina Pitanga, Amazonas, Brasil*. Tese de Doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Para, Belém, 345 p.
- Costi, H.T.; Dall'agnol, R. e Moura, C.A.V. 2000. Geology and geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of the Pitanga Province, Amazonia Craton, northern Brazil. *Int Geol Rev*, 42: 832-849.
- Horbe, M.A., Horbe, A.M.C., Costi, H.T. & Teixeira, J.T. 1991. Geochemical characteristics of cryolite-bearing granites from the Pitanga Mine, northwestern Brazil - a review. *J Geoch Explor*, 40: 227-249.
- Monier, G. & Robert, I. -L. 1986. Microvite solid solutions in the system K₂O-MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O: an experimental study at 2 Kbar PH₂O and comparison with natural Li-free white micas. *Mineralogical Magazine*, 50: 257-66.
- Tindle, A.G. & Webb, P.C. 1990. Estimation of lithium content in trioctahedral micas using microprobe data: application to micas from granitic rocks. *European Journal of Mineralogy*, 2: 595-610.
- Cerný, P. 1991. Fertile granites of Precambrian rare-element pegmatite fields: is geochemistry controlled by tectonic setting or source lithologies? *Precambrian Research*, 51: 429-468.
- Cerný, P.; Meitner, R.E. & Anderson, A.J. 1985. Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites: selected examples of data and mechanisms. *Canadian Mineralogist*, 23: 381-421.

GEOQUÍMICA DO GRANITO SÃO GABRIEL DA CACHOEIRA (AM), SUÍTE INTRUSIVA RIO UAUPÉS.

Antonio Gilmar H. de Souza^{1,2*}, Rielva S. C. do Nascimento¹, Thayrylle A. Navarro¹, Marcelo R. Almeida²,
Valmir da Silva Souza¹

1 - DEGEO-UFAM, Av. Gen. Rodrigo Octávio Jordão Ramos, 3000, Coroado, 69077-000, Manaus-AM.

2 - CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Av. André Araújo, 2160, Altimir, 69060-00.1 Manaus-AM.

*gilmarhcsouza@gmail.com, rielva@ufam.edu.br

Resumo: O Granito São Gabriel da Cachoeira (GSGC) é um batólito com trend NE-SW, que aflora nas rios Negro e Caracurari, no sueste da Província Rio Negro/Rio Negro-Juruena (1,80 - 1,53 Ga), intrusivo ao Complexo Casuarini. Pertencente à Suíte Intrusiva Rio Uaupés, possui composição modal expandida variando de quartzo-monzonítico a sienogranito, caráter metamórfico com discreta tendência ao campo peraluminoso nas fácies mais evoluídas, e afinidade geoquímica transicional entre cálcio-álcalis e alcalina. Em diagrama multi-elementar exibe anomalia negativa de Ba, Nb, Sr, Ti e Ba, e positiva para La, Nd e Sm. Mostra enriquecimento em BTR (ΣBTR) entre 340 e 775 ppm e razão La_N/La_{90} variando de 0,6 a 16,38. Com base nas feições de campo, assembléias mineral e características geoquímicas, sugere-se a situação do processo de cristalização fracionada envolvido na gênese das rochas do GSGC e um ambiente oroclinal para o seu alojamento.

INTRODUÇÃO:

O batólito São Gabriel da Cachoeira (GSGC) aflora na região do Alto Rio Negro, município de São Gabriel da Cachoeira (AM). Possui eixo maior com direção NE-SW e pertence à Suíte Intrusiva Rio Uaupés (SIRU), um dos eventos magmáticos de maior expressão na Província Rio Negro (Santos *et al.* 2006). Os poucos trabalhos desenvolvidos na SIRU são de caráter regional e classificam as rochas como biotita granodiorito, titanita-biotita monzogranito, leuco-monzogranito e leucosienogranito, com idade Rb-Sr de 1.459 ± 32 Ma (Dall'Agna e Macambira 1992; Dall'Agna 1992). Estudos geocronológico U-Pb indicam uma idade de 1,51 Ga para a cristalização do Granito São Gabriel da Cachoeira (Santos *et al.* 2000). Este trabalho tem como objetivo a caracterização petrográfica e geoquímica dos granitóides pertencentes à SIRU, no intuito de colaborar para o entendimento da evolução geodinâmica da Província Rio Negro.

MÉTODO DE TRABALHO:

Das amostras coletadas no campo foram selecionadas 14 com base em critérios petrográficos, para a realização de análises químicas de elementos maiores, menores e traços no laboratório ACME, em Vancouver, Canadá. Os elementos maiores e menores foram determinados por ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry*) e os elementos traços por ICP-AMS (*Inductively Coupled Plasma Atomic Mass Spectrometry*).

GEOLOGIA DA ÁREA DE TRABALHO:

O granitóide GSGC tem dimensões batolíticas (Figura 1), composições variando de sienogranítica a quartzo-monzodiorito com frequentes enclaves máficos e ocasionais xenólitos. Os monzogranitos são os litótipos que predominam, variam de rochas isotrópicas a levemente foliadas, coloração cinza estampançada, aspecto mosqueado (devido pelos minerais máficos), granulação média a grossa textura inequigranular a porfírica e. A fácies sienogranítica ocorre de forma subordinada, apresenta cor castanha, textura físcica equigranular grossa com raros porfíros de feldspato-K (até 3 cm). Os granodioritos são de cor cinza-estranqueada, granulação média a grossa textura físcica inequigranular. O batólito é cortado por diques de aplitos com direção média S30°W/80°NW, corpos pegmatíticos segundo N82°E/10°SE e S55°W/15°NW, e zonas de cisalhamentos dextrais e sinistrais com direção NE. Nas bordas, o corpo encontram-se extremamente deformado, muitas vezes apresentando aspectos gnáissificado, com orientação concordante com a deformação em estado plástico observado no interior do corpo o que sugere, a princípio, tratar-se de um corpo sin-tectônico a deformação regional.

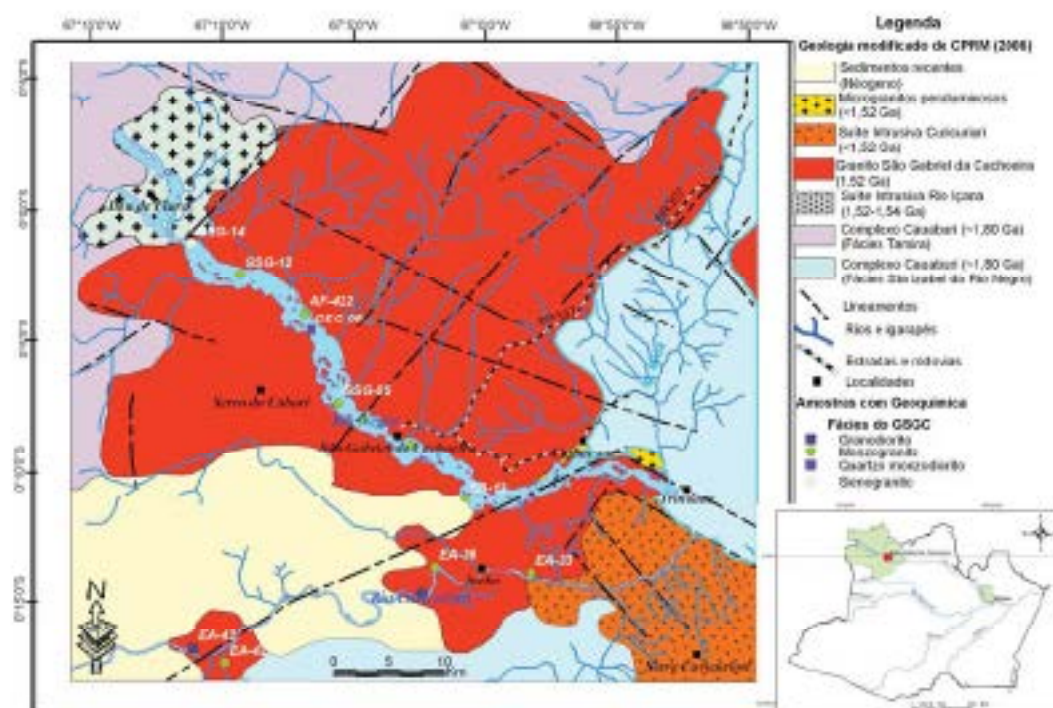


Figura 1: Mapa geológico do Granito São Gabriel da Cachoeira, modificado de CPRM (2006) – Projeto GIS AMAZONAS 2006.

ASPECTOS GEOQUÍMICOS DO GRANITO SÃO GABRIEL DA CACHOEIRA (GSGC):

O teor de sílica para o GSGC varia entre 62,88-70,06%, o que permitiu a construção de diagramas do tipo Harker com o objetivo de estabelecer a relação entre as diferentes fácies descritas. Nestes diagramas foi observado um *trend* de correlação entre as diferentes fácies com comportamento compatível para CaO , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$, TiO_2 e Sr e incompatível para K_2O e Rb (Figura 2).

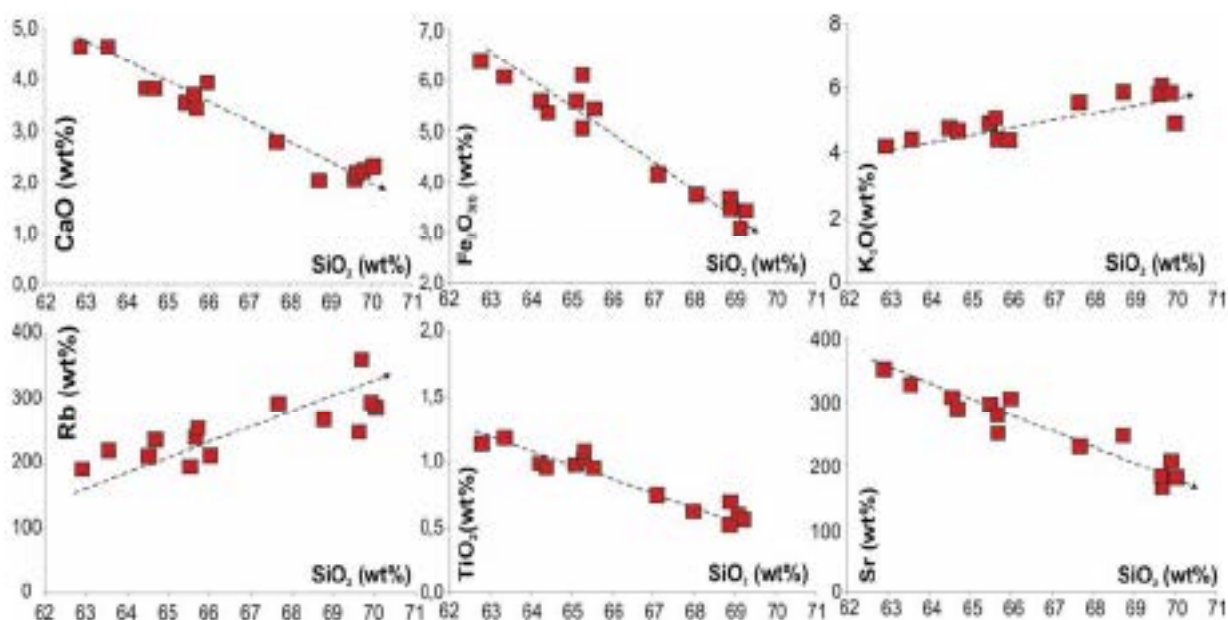


Figura 2: Diagrama de Harker dos elementos traços e raras para o Granito São Gabriel da Cachoeira.

Com relação ao índice de saturação em alumina, o índice de Shand (Figura 3A), as rochas do GSGC apresentam uma composição predominantemente metaluminosa com discreta tendência ao campo peraluminoso nas fácies mais evoluídas. No contexto das séries magmáticas, as rochas que emetisseram o campo batolítico GSGC, apresentam um caráter transicional entre alcalino e cálcio- alcalino (Figura 3B).

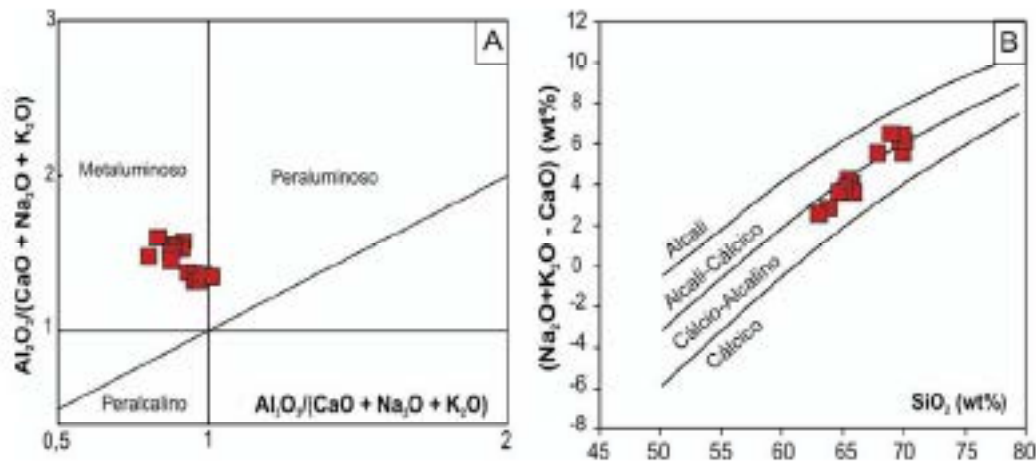


Figura 3: Diagramas discriminantes para os elementos maiores de GSGC: A) Índice de Shand (1958), segundo Maniar & Piccoli (1989); B) Diagrama de MALI - Índice modificado de Alcali-Cálcico (Frost et al., 2001)

O padrão de distribuição dos ETR (Figura 4A) mostra um fracionamento em ETRL ($La_{97}/Sm_{97} = 150,74-455,12$), com tendência a se horizontalizar em relação aos ETRP ($Gd_{97}/La_{97} = 19,64-32,74$) e anomalia negativa de Eu, principalmente as rochas mais evoluídas, e grau de fracionamento leve em relação aos pesados com razões $La_{97}/Lu_{97} = 8,6-16,38$). O espectro multi-elementar (Figura 4B) do GSGC é caracterizado pela anomalia negativa de Ba, Nb, Sr e Ti, e positiva para La, Nd e Sm.

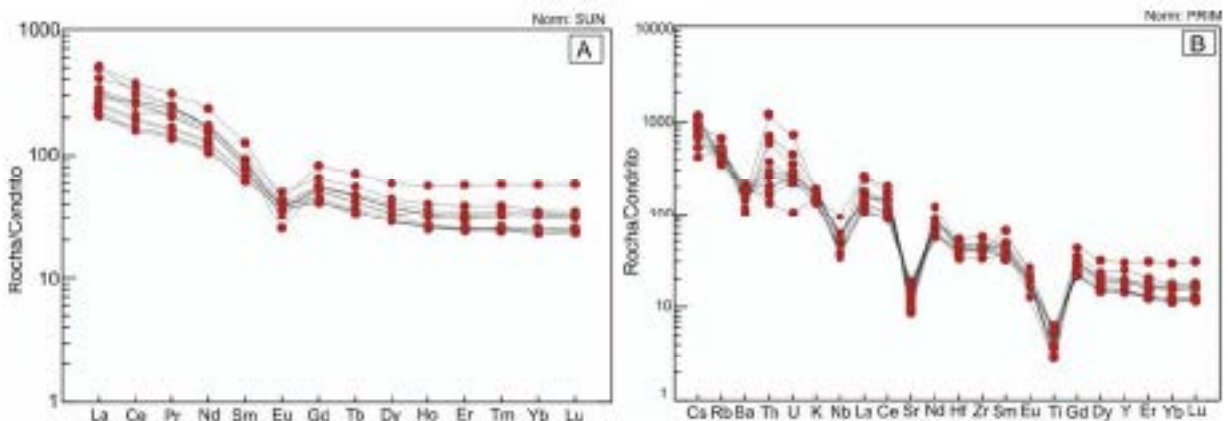


Figura 4: A) Padrão de distribuição dos ETR normalizado pelo Condrito por Boynton (1964); B) Espectros multi-elementar comparados com o manto primitivo (normalizado para Sun and McDonough, 1989) para o GSGC.

Para inferir o ambiente tectônico no qual o GSGC foi gerado/alocado, foram utilizados os diagramas de Pearce (1996) e Thibblemont e Téggyev (1994). No diagrama de Pearce (1996) o GSGC plota no campo dos granitos pós-colisionais na área que se superpõe aos granitos intra-placa, não deixando clara a natureza deste magmatismo (Figura 5A). No diagrama de Thibblemont e Téggyev (1994) as rochas estudadas caem no campo dos granitos de colisão continental (Figura 5A).

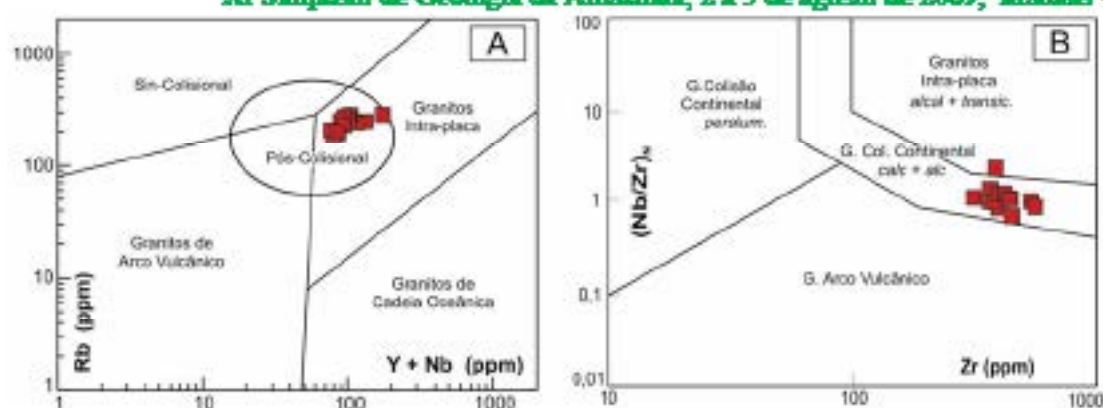


Figura 5: Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos. A) Rb versus Y+Nb (Pearce, 1996); B) $(Nb/Zr)_0$ versus Zr (ppm) (Thiéblemont e Tégryev, 1994).

CONCLUSÕES:

Os trends de correlação nos diagramas de Harker sugerem a atuação de um processo de cristalização fracionada envolvido na gênese do GSGC. A anomalia negativa de Eu, o trend de correlação negativa de Ca e Sr com o SiO_2 indica que os dois minerais fracionados fini o plagioclásio.

A presença de enclaves máficos a intermediárias, pode indicar a atuação de dois magmas envolvido na geração do GSGC ou, alternativamente, apenas um único magma evoluído por um processo de cristalização fracionada. A dominância das rochas ácidas sobre os termos básico-intermediários não é condizente com um processo de diferenciação de um magma mantélico, sugerindo a presença de dois magmas distintos. Entretanto, são necessários mais dados químicos e isotópicos para elaboração de um modelo petrogenético para o GSGC.

É sugerido um ambiente de colisão continental para o alojamento do GSGC, com base em dados químicos (Figura 5B) e dados de campo. A deformação observada nas bordas do corpo concordante com a orientação observado no interior do corpo (estado plístico), sugere um alojamento sintectônico à deformação regional de direção NE-SW.

Agradecimentos: Esta pesquisa recebeu o apoio financeiro do MCT/CNPq por meio dos projetos CT Mineral- (Proc. nº 555063/2006-2) e Projeto Casadinho UFAM-UFPA (Proc. nº 620034/2006-8).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CPRM, 2006. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas. Escala 1:1.000.000 Manaus: CPRM, 2006.
- Dall'agnol R. e Macambira M.J.R. 1992. Titanita-kintita granitos do baixo rio Uaupés, Província Rio Negro, Amazonas. Parte I: geologia, petrografia e geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(1):3-14.
- Dall'agnol R. 1992. Titanita-kintita granitos do baixo rio Uaupés, Província Rio Negro, Amazonas. Parte II: geoquímica e petrogênese. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(1):15-28.
- Pearce J.A. 1996. Sources and setting of granitic rocks. *Episodes*, 19(4):120-125
- Santos J.O.S. Hartmann L.A. Gaudette H.R. 2001. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4): 453-488.
- Thiéblemont, D. & Tégryev, M. 1994. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *C.R. Acad. Sci. Paris. II*, t.319:87-94.

FIELD AND PETROGRAPHIC ASPECTS OF THE MESOPROTEROZOIC MUCAJÁ ANORTHOSITE-MANGERITE-RAPAKIVI GRANITE ASSOCIATION, RORAIMA STATE, BRAZIL

Lêda Maria B. Fraga¹, Roberto Dall'Agnol², João Batista Sena Costa² and Mônica Inês B. Macambira¹
¹ CPRM - Geological Survey of Brazil, lebamaria@cpr.br; ² UFPA

Abstract

The Mesoproterozoic Mucajá Anorthosite – Mangerite – rapakivi Granite (AMG) association comprises rapakivi granites, corresponding to pyroxenites (biotite-hornblende granite - BHG) and porphyritic granites (biotite granite - BG), fayalite-pyroxene quartz mangerite and syenite (FMS) and a massive-type anorthosite body forming an asymmetrically zoned igneous complex. The presence of fayalite-ilmenite-quartz assemblage indicates low f_{O_2} conditions during crystallization of the FMS. In the BHG and BG the mafic minerals occur as interstitial late-crystallized phases suggesting low H_2O content in the magma. Field and petrographic aspects of the Mucajá granitoids are consistent with crystallization from relatively high-temperature, restite-poor magmas with low H_2O content, as generally accepted for A-type reduced rapakivi granites. The studied association, dated at 1.53 Ga, intrudes 1.94 Ga foliated granitoids and enhances the relevance of Mesoproterozoic rapakivi magmatism and related rocks in the northern part of the Amazonian Craton.

INTRODUCTION

Mesoproterozoic rapakivi granite and associated rock types have been characterized in classic areas of Fennoscandia and Laurentia and also in the Amazonian Craton and enclose important Sn-polymetallic and Fe-Cu deposits (Dall'Agnol *et al.*, 1999; Dall'Agnol *et al.*, 2005; Rämö & Haapala, 1995; Ernie & Stirling, 1993).

In the Mucajá area, Roraima state, situated in the central part of the Guyana Shield, northern Amazonian craton, rapakivi granites and mangerites occur in close spatial and temporal relation to massive type anorthosite (Fig. 1) forming an Anorthosite-Mangerite-rapakivi Granite (AMG) association (Fraga, 2002). The granitoid rocks of the association exhibit geochemical characteristics of A-type granites, including exceptionally high Fe/Mg ratios, typical of reduced rapakivi granites. The Mucajá AMG association was emplaced between 1527 Ma and 1544 Ma (Goswami *et al.*, 1996; Santos *et al.*, 1999; Fraga, 2002), coeval with the rapakivi granite batholiths and stocks of the western part of the Guyana Shield.

Geology of the study area – The Mesoproterozoic Mucajá AMG association intrudes foliated A-type granitoids and charnockitic rocks and gabbroanorthites dated at ca. 1.94 Ga (Fig. 1). The Paleoproterozoic country rocks have been related to a transpressional post-collisional setting (Fraga, 2002).

The Mucajá AMG association consists of rapakivi granites, fayalite quartz mangerite and syenite, and an anorthosite body, forming an igneous complex with notable asymmetrical compositional zoning (Fig. 1). The anorthosite, named Repartimento Anorthosite (Brandão & Freitas, 1994), occupies the south-westernmost portion of the complex, in contact with fayalite quartz mangerite and syenite (FMS). These primitive granitoid rocks (FMS) give way to northeast to the rapakivi granites, represented by pyroxenite (biotite-hornblende granite - BHG) and porphyritic biotite granite (BG).

The Repartimento Anorthosite is composed of coarse-grained, dark grey coloured anorthosite and leucogabbroanorthite, with 1 to 6 cm long, prismatic plagioclase crystals (Fig. 2a). Porphyritic types, with 12 cm to 25 cm long plagioclase megacrysts in a very coarse-grained matrix also occur. A conspicuous magmatic foliation marked by the orientation of plagioclase crystals is a common feature (Fig. 2a).

The FMS are dark greenish grey rocks including porphyritic types with up to 7cm spherical alkali feldspar megacrysts and coarse-grained types lacking the spherical alkali feldspar megacrysts (Fig. 2b). The spherical megacrysts of the FMS are high lightened in the altered surface of the rock.

The BHG is a light grey porphyritic granite corresponding to a pyterite with spherical alkali feldspar megacrysts reaching up to 12cm in diameter (Fig. 2c). Alkali feldspar megacrysts are usually unmantled, but subordinate plagioclase mantled spherical megacrysts may also occur. Even-grained light red granite dykes, usually less than one meter wide, crosscut the BHG and fine-grained dark enclaves of intermediate composition, including dropped alkali feldspar megacrysts, have been observed. The amount of spherical alkali feldspar megacrysts in the BHG decreases in the proximities of the contact with the BG. The BG is a light grey porphyritic granite with chiefly tabular alkali feldspar megacrysts 1 to 12 cm long (Fig. 2d), occasionally mantled by plagioclase, distributed in a coarse-grained matrix. In the north-easternmost part of the complex the megacrysts of the BG exhibit conspicuous preferred orientation.

Xenoliths and pegmatitic veins are uncommon in the granitoids of the Mucujai AMG complex suggesting relatively high-temperature magmas with low H₂O content (Rämö & Haapala, 1995). A narrow belt of mylonites, breccias and cataclasites marks the south-eastern border of the complex and records the reactivation of a ductile-ruptile shear belt related to the K-Madlin Event (1.2 Ga) by Mesozoic faulting.

PETROGRAPHY

The anorthosite and leucogabbroanorthite contain subhedral labradorite-calcic anorthite crystals, with interstitial mafic minerals. Orthopyroxene is the most important mafic phase followed by clinopyroxene and inverted pigeonite, with rare relics of olivine. Opaque minerals, apatite, quartz, and alkali feldspar are primary accessory minerals. Plagioclase crystals are commonly antiperthitic, and orthopyroxene crystals occasionally exhibit mantles of inverted pigeonite and clinopyroxene.

The FMS consists of fayalite-bearing quartz mangerite to syenite with clinopyroxene, orthopyroxene, and hornblende as the main mafic minerals (Fig. 2e) and quartz mangerite to syenite lacking fayalite, with inverted pigeonite and opaque minerals. The FMS contain variable amounts of alkali feldspars spherical or subhedral megacrysts and subordinate plagioclase megacrysts distributed in a groundmass composed of alkali feldspars, plagioclase, quartz and mafic minerals. The primary accessory minerals comprise apatite, zircon, and ilmenite. The presence of fayalite-ilmenite-quartz assemblage indicates low *f*_{O₂} conditions during crystallization of the FMS.

The BHG consists of porphyritic monzogranite to syenogranite with subordinate quartz monzonite and quartz syenite. The typical alkali feldspar spherical megacrysts of the BHG show crushatch twinning and a complex array of perthitic intergrowths. The megacrysts may exhibit internal zoning marked by the presence of mafic minerals distributed in concentric surfaces (Fig. 2c). Tabular alkali feldspar crystals, quartz and plagioclase grains and irregular mafic aggregates form the coarse-grained groundmass. Olive green hornblende is the most important mafic mineral in the BHG, sometimes followed by brown biotite, both forming anhedral crystals, interstitial to quartz and feldspars (Fig. 2f), corresponding to late-crystallized phases, suggesting low H₂O content in the magma (Rämö & Haapala 1995; Klimm *et al.* 2003). Relicts of clinopyroxene occur within hornblende crystals indicating that the amphibole may in part correspond to a peritectic magmatic phase. The accessory minerals are apatite, zircon, ilmenite+magnetite, and subordinate, allanite, fluorite, and titanite, the latter forming rims around ilmenite. The BG consists of porphyritic syeno- and monzogranites with tabular alkali feldspar megacrysts, distributed in a medium- to coarse-grained ground-mass formed by quartz, alkali feldspar, plagioclase and irregular mafic aggregates. The main mafic mineral is a light brown to green biotite, with subordinate hornblende, both also occurring as anhedral interstitial late-crystallized phases. Contrasting with the BHG, in the BG no relicts of clinopyroxene have been observed, allanite and fluorite are the most abundant accessory minerals and ilmenite and magnetite occur in similar amounts.

DISCUSSION AND CONCLUSION

Field and petrographic aspects of the Mucujai granitoids are consistent with crystallization from relatively high-temperature, restite-poor magmas with low H₂O content, as generally accepted for A-type reduced rapakivi granites (Rämö & Haapala 1995). The studied association intruded 1.94 Ga foliated granitoids at least 0.4 Ga after the end of the Paleoproterozoic post-collisional magmatism in the central

portion of the Guyana Shield and enhances the relevance of Mesoproterozoic rapakivi magmatism and related rocks in the Amazonian Craton.

REFERENCES

Brandão, R. de L., Freitas, A.F. de (1994): *Serra do Ajurú, Folha NA.20.I-C-VZ* relatório final, Manaus, DNPM/CPRM 153pp.

Dall'Agnal, R., Coati, H.T., Leite, S.A.A., Magalhães, M. S., Teixeira, N.P. (1999): Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Pracešná Zpr.* 95, 9-39.

Dall'Agnal, R., Teixeira, N.P. R., Rêmo, O.T., Moura, C.A.V., Macambira, M.J.R., Oliveira, D.C. (2005): Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi, A-type granites of the Archaean Carajás Metallogenic Province. *Lithos* 80,101-129.

Freddie, R.F., Stirling, J.A.R. (1993): Rapakivi and related granitoids of the Nain Plutonic Suite: Geochemistry, mineral assemblages and fluid equilibria. *Can. Mineral.* 31, 821-847.

Fraga, L.M. (2002): *A Associação Anortosito-Margarito-Granito Rapakivi (AMG) do Cinturão Geológico Central e suas associações paleoproterozoicas: Evolução Estrutural, Geocronologia e Petrologia*. 351 pp., 2 mapas. Doctoral Thesis, Universidade Federal do Pará, Belém.

Gauletto, H.R., Chaveski Jr., W.J., Santos, J.O.S. (1998): Geochronology of Precambrian rocks from the northern part of Guyana Shield, State of Roraima, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 9,183-195.

Kinnon, K., Holtz, F., Johannes, W., King, P.L. (2003): Fractionation of metaluminous A-type granites: an experimental study of the Wangyah Suite, Lachlan Fold Belt, Australia. *Pracešná Zpr.* 124, 327-341

Rêmo, O.T., Haspaia, I. 1995. One hundred years of Rapakivi Granite. *Contrib. Mineral. Petrof.* 52, 129-185.

Santos, J.O.S., Reis, N.I., Hartman, L.A., McLaughlin, N.I., Fletcher, L.R. (1999): Associação Anortosito-Charnokito-Granito Rapakivi no Cinturão do Norte do Cráton Amazônico, Estado de Roraima: Evidências Obtidas por Geocronologia U-Pb (SHRIMP) em zircão e baddeleyita. *Ar. 6º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus* pp. 503-506.

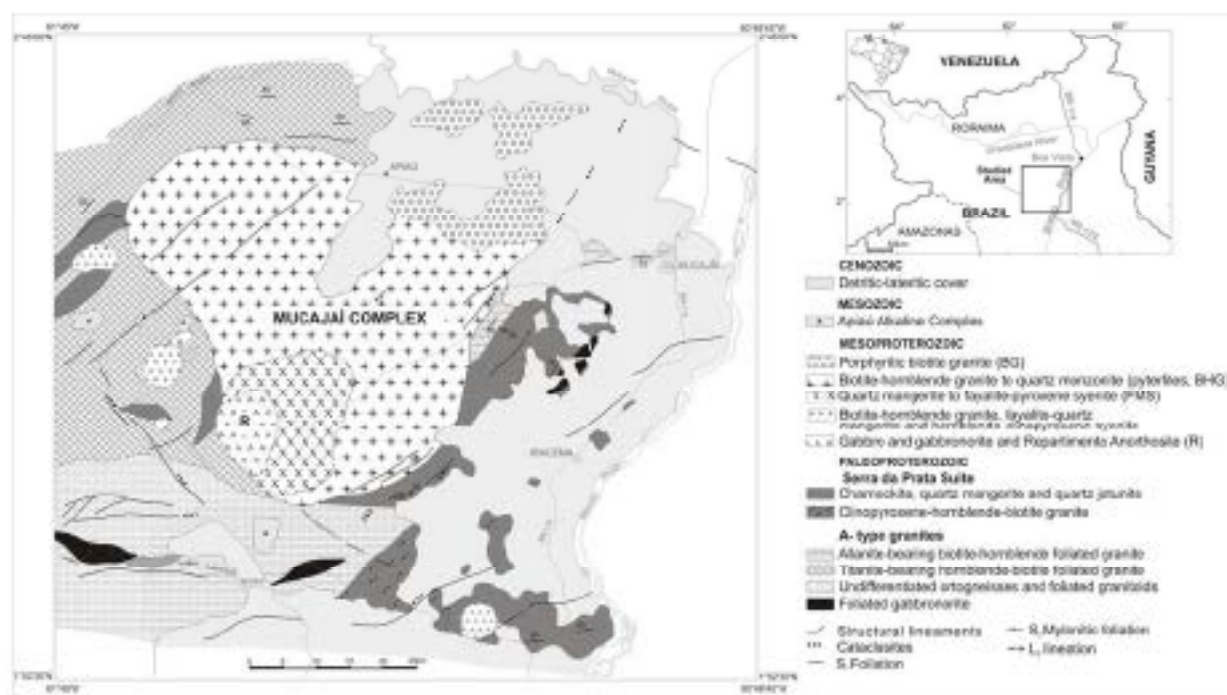


Fig. 1. Geological sketch map of the study area.

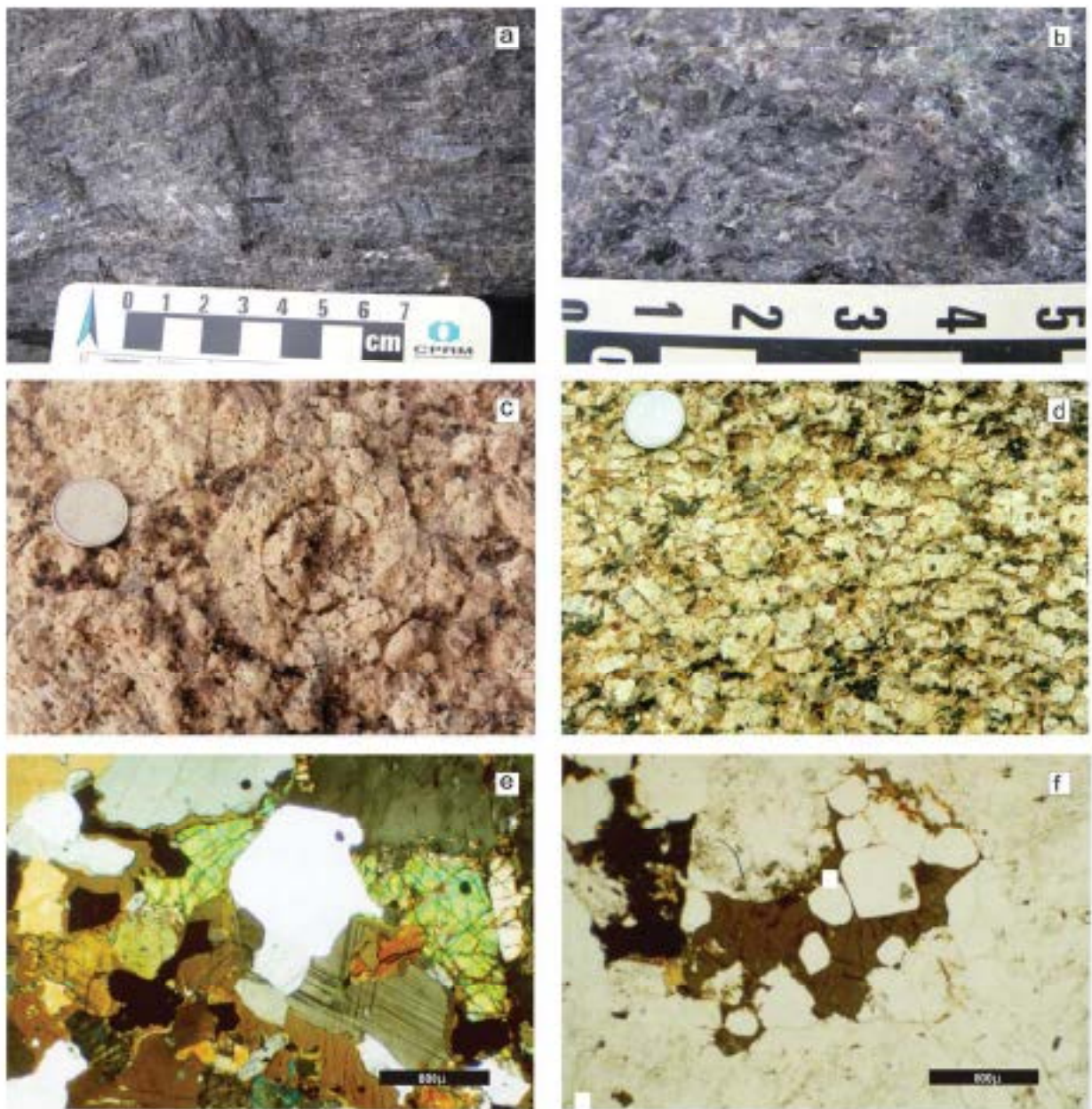


Fig. 2. (a) Repartimento Anorthosite; (b) FMS - quartz monzonite; (c) HEK - pyroxenite with spherical alkali feldspar megacrysts; (d) HG - Porphyritic biotite granite with tabular alkali feldspar megacrysts, (e) Fayalite crystal in contact with quartz, feldspars, opaque minerals and pyroxenes in the FMS; (f) Interstitial late crystallized hornblende in the HBG.

PROVENIÊNCIA DOS SEDIMENTOS DA FORMAÇÃO SOLIMÕES NO ESTADO DO ACRE, COM BASE EM MINERAIS PESADOS.

Gisele Tavares Marques Bahia⁽¹⁾, Marcos dos Lima da Costa⁽²⁾, Henrique Diniz Farias de Almeida⁽²⁾, Claudio Nery Lamerini⁽²⁾

(1) Bolsista – FIBIC/CNPq (gizgeol5@yahoo.com.br), (2) Instituto de Geociências, UFPA

RESUMO

A Formação Solimões é a unidade geológica mais expressiva do estado do Acre e é constituída por argilitos, siltitos e arenitos finos com estratificação cruzada. Este trabalho tem como principais objetivos estudar os minerais pesados da Formação Solimões e contribuir na identificação das prováveis fontes dos sedimentos que constituem a unidade. Para isso foram selecionadas seis estações denominadas respectivamente, 1, 6, 9, 10, 23 e 31, para o estudo dos minerais pesados por microscopia óptica e microscopia eletrônica de varredura. As assembléias de minerais pesados encontradas são compostas predominantemente por cianita, andaluzita, estaurolita, zircão, epidoto, turmalina, hercínita e granada. O zoneamento composicional dos zircões estudados e os valores da razão Th/U acima de 0,1 indicam a contribuição dominante de rochas ígneas para a fonte dos sedimentos.

INTRODUÇÃO

O estado do Acre abrange uma área de aproximadamente 153.149 km², está situado no extremo sudoeste da Amazônia brasileira e é formado por unidades muito jovens que afloram na Bacia do Acre, como a Formação Solimões. Esta é constituída por argilitos, siltitos e arenitos finos com estratificação cruzada, concreções carbonáticas e gipsíferas nas partes argilosas (Brasil, 1976), as quais indicam que o ambiente de sedimentação possuía um clima parcialmente semi-árido (Costa, 2002). A Formação Solimões é a unidade geológica mais expressiva do estado do Acre, pois representa mais de 80% dos terrenos, segundo Brasil (1976 in Almeida, 2005). Sua idade de sedimentação é discordante entre vários autores. Segundo Brasil (1976), este evento teve início no Plioceno e terminou no Pleistoceno Superior. Entretanto Frailey *et al* (1988) e Krumberg *et al* (1989) afirmam que a unidade é de idade pleistocênica superior. Latrubesse & Rancy (1995) consideram que os níveis superiores da Formação Solimões pertencem ao Mioceno Superior-Plioceno.

A sobrevivência dos minerais pesados ao ciclo sedimentar é utilizada como argumento nos estudos de proveniência pelo fato desses minerais registrarem a assinatura petrogenética da fonte mesmo após severas condições de eventos químicos, o que permite fazer interpretações a respeito da proveniência dos mesmos (Nascimento, 2002). Este estudo tem a finalidade de contribuir na identificação das prováveis fontes dos sedimentos que constituem a Formação Solimões. Para isso, foram selecionadas seis estações, com uma média de nove amostras cada. A estação 1 está localizada às margens do Rio Acre, nas proximidades de Rio Branco, capital do estado. As estações 23 e 31 foram coletadas na rodovia BR-364, entre os municípios de Feijó e Taracá, enquanto que as estações 6 e 10, e 9 correspondem respectivamente à rodovia BR-317 e ao Rio Acre, nas proximidades de Assis Brasil, conforme o mapa de localização (Figura 1).

MATERIAIS E MÉTODOS

Separação e Identificação dos Minerais Pesados

Após a lavagem e peneiramento de todas as amostras, foram separados dois intervalos granulométricos (fração grossa - de 0,250 mm a 0,125 mm, e fração fina - de 0,125 mm a 0,062 mm). Para concentrar os minerais pesados dessas frações, foi utilizado bromoformio (CHBr₃), cuja densidade é 2,89g/ml, de acordo com o método da separação por gravidade indicado por Sugino (1980). Para a confecção das lâminas, o material seco e homogêneo foi distribuído uniformemente sobre as mesmas, onde se aplicou previamente o bálsamo do Canadá ($n = 1,538$) e posteriormente as lâminas. A identificação dos minerais foi feita com base em suas propriedades óticas, tais como cor, birrefringência, relevo, cor de interferência e ângulo de extinção, aliados a critérios morfológicos

como a presença ou não de clivagem, ângulos de clivagem, hábito e fratura. A contagem dos grãos foi realizada segundo o método *Line Counting* (Galehouse, 1971).

Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV/EDS)

Os grãos de minerais pesados foram selecionados e fixados em lâminas com fita adesiva dupla face, em seguida, metalizadas a platina para obtenção de imagens de elétrons secundários e análises semi-quantitativas por EDS (energy dispersive spectrometry). Utilizou-se corrente do feixe = 90 μ A, voltagem de aceleração constante = 20 kv, distância de trabalho = 15 mm, tempo de análise = 30 s com 4000 a 5000 c/s para cada análise. Também foi estudada, sob as mesmas condições analíticas, a composição química dos zircões das estações 1, 6 e 31, em seções polidas metalizadas a carbono, nos quais foram analisados por EDS O, Al, Si, P, Ca, Y, Zr, Nb, Ba, Ce, Hf, Th e U, e obtidas imagens de elétrons retro-espalhados e catodo luminescência.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Foram confeccionadas cinquenta e cinco lâminas de grãos de minerais pesados para a microscopia óptica, das quais vinte e sete correspondem à fração fina e vinte e oito à fração grossa, divididas entre as seis estações estudadas. As estações 1, 6, 9 e 10 apresentaram, em ordem decrescente de abundância, os seguintes minerais: cianita, andaluzita, epidóto, zircão, estaurulita/turmalina e hornblenda. Rutilo, sillimanita e apatita aparecem em quantidades inferiores. Nas estações 23 e 31, foram identificados nessa mesma ordem, zircão, cianita, estaurulita, andaluzita, turmalina, granada e epidóto. Rutilo e hornblenda aparecem com menor frequência. A maioria dos grãos apresenta forma subangulosa, mas é possível encontrar grãos angulosos com faces esféricas nas seis estações descritas.

Na microscopia eletrônica de varredura, verificou-se a presença de magnetita/ilmenita, hematita e biotita, além dos minerais identificados previamente por microscopia óptica. Os zircões analisados não mostraram diferenças composicionais significativas entre si. A concentração média de Hf varia de 14060 a 20550 ppm, de 22600 a 36650 ppm para o Nb, de 680 a 2520 ppm para o Th e de 1350 a 2500 ppm para o U. Os teores de Y encontram-se muito abaixo do limite de detecção que é de 1000 ppm. Considerando-se que o zircão é o principal mineral que contém Hf na maioria das rochas intermediárias a ácidas, a razão Zr/Hf do cristal deve ser próxima à do magma original (Vlasov 1966 in Pupin 2000), enquanto a razão Th/U próxima ou inferior a 0,1 indica grãos de zircão tipicamente metamórficos e acima deste valor, grãos magmáticos (Vavra, 1998). A figura 2 mostra as razões Zr/Hf que variam de 20,50 a 47,46 com apenas uma análise em 9,65. Tais valores indicam um *transf* horizontal, exibindo pequena variação em relação à escala vertical do diagrama Zr/Hf versus Th/U. Os valores da razão Th/U, que variam de 0,03 a 5,95, aliados aos diferentes padrões de zoneamento composicional dos cristais (Figura 3) podem indicar rochas ígneas como uma das fontes dos sedimentos da Formação Solimões. Os valores inferiores a 0,1 indicam também a menor contribuição de rochas metamórficas na origem destes sedimentos.

CONCLUSÕES

O conjunto de minerais pesados identificados mostra que a Formação Solimões é constituída tanto por minerais ultraestáveis (zircão, turmalina e rutilo), quanto por minerais estáveis (cianita, andaluzita, sillimanita, granada e estaurulita), e por minerais instáveis (epidóto, apatita, micas e anfibólio), de acordo com a classificação de Aldred (2001). Além disso, a variedade morfológica desses grãos, que se apresentam desde esféricos a subélicris, permite classificá-los como de pouco transporte com contribuição de sedimentos retrabalhados e sedimentos pouco afetados quimicamente. As assembléias de minerais pesados encontradas, somadas aos valores da razão Th/U para a composição dos zircões estudados revelam a contribuição de rochas ígneas e metamórficas para a fonte dos sedimentos da Formação Solimões.

AGRADECIMENTOS

Ao CNPq pelo apoio financeiro através do projeto AGEOPAM (Edital Universal 01/2006) e pelas bolsas de pesquisa do 2º autor e de iniciação científica da 1ª autora. Ao Dr. Hilton

Tilim Corti - MPEG, aos amigos do Grupo de Mineralogia e Geoquímica Aplicada - GMGA/UFGA e do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura LABMEV/UFGA.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aldred, J. 2001. *Minerais Pesados: uma ferramenta para prospecção, proveniência, paleogeografia e análise ambiental*. São Paulo, 80 p.
- Almeida, H. D. F. 2005. *Mineralogia, geoquímica, fertilidade e origem dos sedimentos de praia (barra em ponta) das barras dos rios Purus e Juruá no Estado do Acre*. Tese de Mestrado. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. 172p.
- Brasil. Projeto Radambrasil. 1976. Levantamento de recursos naturais. (geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial do solo). *Folha SC. 19 Rio Branco. F. 12*. Rio de Janeiro, DNPM Rego, L. F. M. 1930. Notas sobre a geologia do território do Acre e da Bacia do Juruá. 1-45 p.
- Costa M. L. 2002. *Mineralização de fragmentos de tecidos ósseos fósseis de sedimentos da bacia do Acre*. In: B.L Klein, M.L. Vasques, L. T da Rosa-Costa (eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, 3, SBG-NO, pp.: 301- 318.
- Frutley, C. D.; Lavira, R. L.; Rancy, A.; Souza Filho, J. P. 1988. A proposed pleistocene/holocene lake in the Amazon basin and its significance to Amazonian Geology and Biogeography. *Acta Amazonica*, 18: 119-143.
- Galehouse, I. S. Sedimentation analysis. In: Cover R. B. (ed.). *Processes in sedimentary petrology*. New York: John Wiley & Sons, 1971. p. 69-94.
- Kronberg, B. I.; Franco, J. R.; Benchinol, R. R.; Hazerberg, G.; Doherty, W.; Vandervoet, A. 1989. Geochemical variations in salinões Formation Sediments (Acre basin, western Amazonia). *Acta amazonica*. p. 319- 333.
- Latrubesse, R. M & Rancy, A. 1995. The Late quaternary of Upper Juruá River, Southwestern Amazonia, Brazil: Geology and vertebrate Paleontology. In: Rabassa, J & Salermo, M. (ed), *Quaternary of south America and Antarctic Peninsula*. p. 27-45.
- Nascimento, M. S. *Minerais Pesados das Formações Ipiranga e Barreiras, Região de Ipiranga, Leste da Sub-Bacia de Cametá - NE do Pará*. 2002. 86f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2002.
- Papin J.P. 2000. Granite genesis related to geodynamics from HF-Y in zircons. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sci.*, 91:245-256.
- Sagnio, K. 1980. *Rochas Sedimentares: propriedades, gênese e importância econômica*. São Paulo. Ed. Edgard Blücher Ltda. 500 p.
- Vavra, G. 1998. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to- granulite facies zircon: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps) *Contrib. Mineral. Petrol.* 134: 380-404.

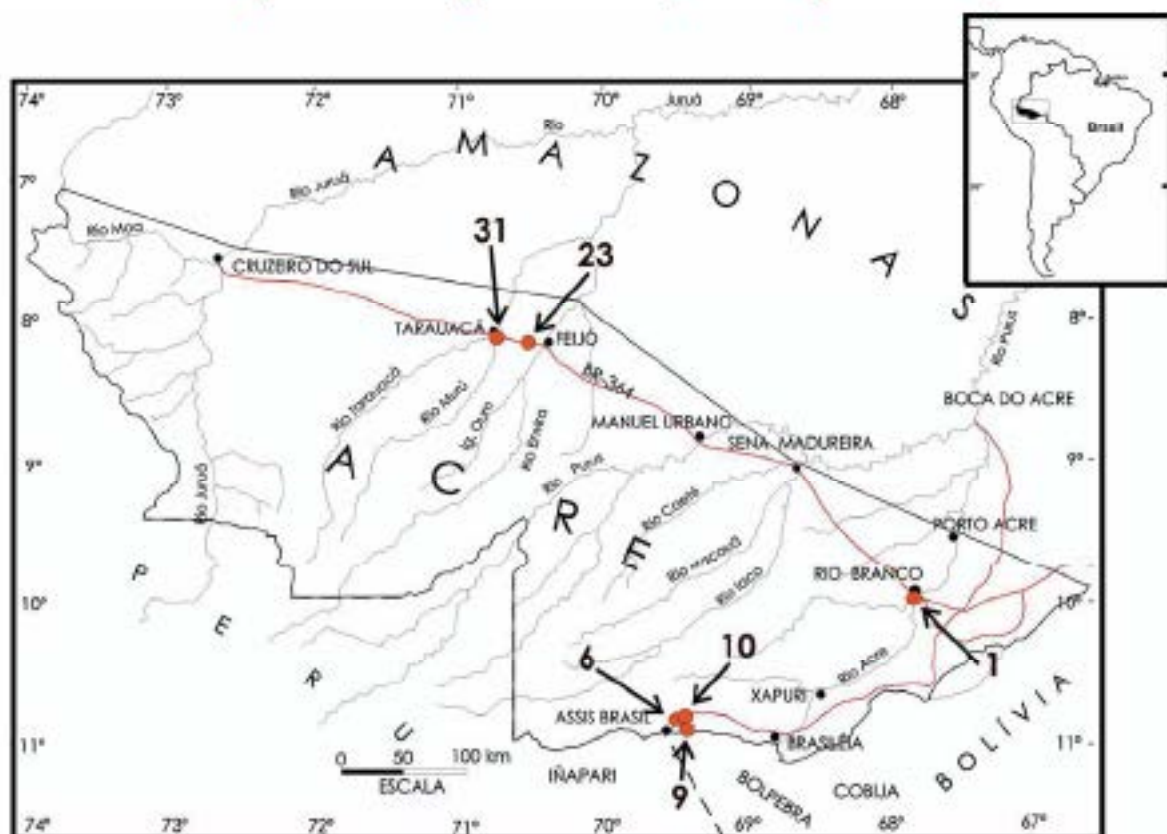


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo com a indicação das estações na Bacia do Acre.

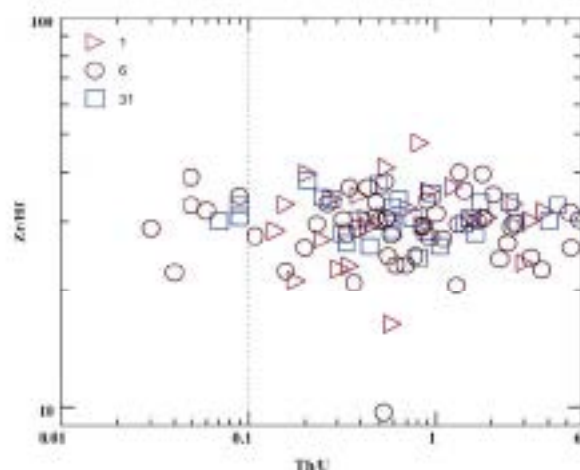


Figura 2: Diagrama linear Zr/Hf versus Th/U nas estações da fração fina de rochas sedimentares da Formação Solimões no estado do Acre. Análises obtidas por ICP-MS/ESI em seções polidas.



Figura 3: Zonamento composicional em grãos de zircão de rochas sedimentares da Formação Solimões no estado do Acre. Imagens obtidas por catodo luminescência em ICP.

ANFIBÓLIO E EPIDOTO MAGMÁTICO: IMPLICAÇÕES NAS CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO DA SUÍTE SANUKITÓIDE RIO MARIA, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

Marcelo Augusto de Oliveira¹ (mao@ufpa.br), Roberto Dall'Agnol¹, Bruno Scialler²

¹Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides - Universidade Federal do Pará (UFPA).

²CNRS/INSU, Université d'Orléans, Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, France.

RESUMO

A suíte sanukitóide Rio Maria tem idade de 2,87Ga e ocorre em vários domínios do Terreno granito-gneissoso de Rio Maria, sudeste do Cráton Amazônico. É composta fundamentalmente por granodioritos os quais apresentam aglomerados e enclaves máficos ricos em anfibólio. Na área de Bannach, alvo deste trabalho, há ocorrências expressivas de rochas intermediárias e máficas associadas aos granodioritos. A presença de anfibólio como principal fase máfica dessas rochas, aliada a cristalização de epidoto magmático, bem como dados de química mineral dessas fases, petrográficas e de química em rocha total, indicam que os magmas parentais Rio Maria tiveram rápida ascensão, com alta proporção líquido/cristais, foram ricos em água (> 4%), evoluíram sob condições oxidantes, acima do tampão NNO, provavelmente entre $NNO + 0,5$ a $+ 2,5$, e fixaram colocados sob pressões em torno de 200 MPa.

INTRODUÇÃO

As suítes sanukitóides foram descritas originalmente no Canadá (Província Superior, Streey & Hanson, 1984), porém têm sido identificadas em vários locais do mundo como Austrália, países bálticos e Rússia. Estas rochas são fundamentais para o entendimento da evolução tectônica e geológica dos terrenos arqueanos em que ocorrem. O magnetismo

arqueano ocorrido no Terreno granito-gneissoso de Rio Maria foi bastante expressivo, tendo originado rochas com idades variando de 2,98 Ga a 2,86 Ga. Uma das unidades relacionadas a este magnetismo é a Suíte sanukitóide Rio Maria que tem idade em torno de 2,87 Ga e é intrusiva em gneissos-belts e TTGs, e seccionada por granitos de afinidade cálcico-alkalina, TTGs mais jovens e por granitos paleoproterozoicos (Fig. 1).

Dados petrográficos, geoquímicos e mineralógicos são utilizados aqui, na discussão sobre as condições magmáticas reinantes durante a cristalização das rochas da Suíte Rio Maria, incluindo estado de oxidação, conteúdo de água e pressão de cristalização (Oliveira et al. 2009, Submetido).

MATERIAIS E MÉTODOS

Dados petrográficos e químicos em rocha total discutidos neste trabalho, são de Oliveira et al. (2009, Submetido) e os métodos utilizados estão detalhados naqueles trabalhos. As composições de anfibólio e epidoto (Oliveira et al., Submetido) foram determinadas em quatro amostras (granodiorito, rocha intermediária, rocha acamadada e enclave) através de análises em Microsonda Eletrônica no laboratório da Universidade de São Paulo, usando uma microsonda JEOL *superprobe* JXA-8600 seguindo as seguintes condições analíticas: tempo de aceleração, 15 kV; corrente elétrica, 20 nA; tempo de análise 10 a 20 seg.

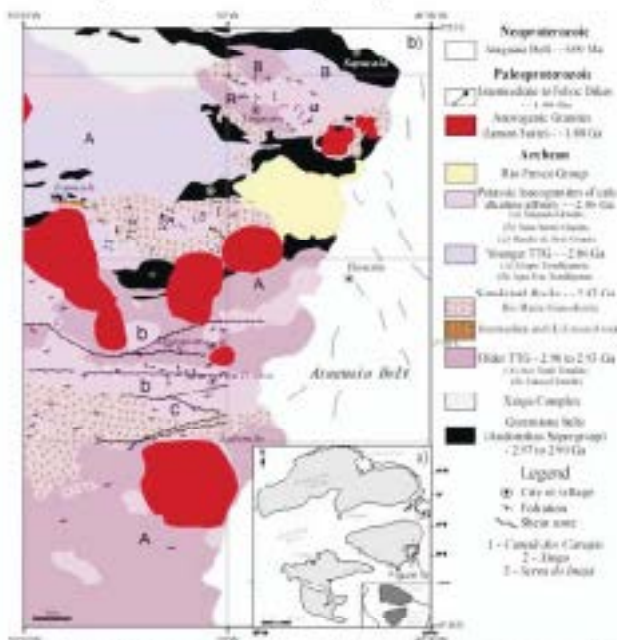


Figura 1. a) Localização da área estudada no Cráton Amazônico. b) Mapa geológico do Terreno granito-gneissoso de Rio Maria. Modificado de Collins (2001).

PETROGRAFIA

As rochas dominantes da Suíte Rio Maria tem composição granodiorítica (Oliveira et al., 2009), enquanto as rochas intermediárias associadas são quartzo-dioritos e quartzomonzonodioritos. As rochas da Suíte Rio Maria apresentam forte saussuritização do plagioclásio e

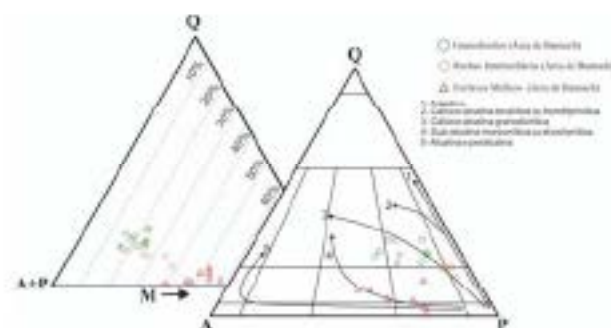


Figura 2 - Diagramas Q-A-P (Q) (A+P) (M) para rochas da Suíte Rio Maria (Oliveira et al., 2009; Submetido)

contém anfibólio ± listrita ± epidoto magnético como minerais máficos principais. Valores de M (conteúdo modal de minerais máficos) variam geralmente entre 10 e 25% nos granodioritos, com valores mais altos nas rochas intermediárias (em geral 20 a 40%, Fig. 2). A mineralogia das rochas acamadadas é similar àquela dos granodioritos e rochas intermediárias. O material cumalático é formado por cristais enédricos centimétricos de pargasita ou hornblenda magnesianas. Os enclaves máficos aparentemente não têm interação com o granodiorito e apresentam composições dioríticas a quartzomonzoníticas e seguem o *trans* monzonítico em diagramas QAP (Fig. 2). Esses enclaves são ricos em máficos (M ≥ 40%, Fig. 2) e têm mineralogia muito similar as outras rochas da suíte.

GEOQUÍMICA

Os quatro grupos de rochas que compõem a Suíte Rio Maria (granodioritos, rochas acamadadas, rochas intermediárias e enclaves máficos) têm em comum a assinatura sanukitoide. Esta é indicada pelo caráter metaluminoso dessas rochas, pelo alto #Mg [Mg/(Mg + Fe)] e conteúdos de Ni e Cr, conjugados com elevados conteúdos de elementos litófilos, principalmente Ba e Sr. Rochas acamadadas e enclaves máficos tem conteúdos de sílica similares, que variam de 50 a 57%, mostrando um pequeno "gap" composicional em relação as rochas intermediárias e granodioritos (59 a 64% e 63 a 67%, respectivamente). Os conteúdos de Al₂O₃ de todas as rochas da suíte são mais baixos que aqueles das típicas séries calcálcio-alkalinas (Irvine and Baragar, 1971) e são similares nos enclaves, rochas intermediárias e granodioritos, com valores mais baixos nas rochas acamadadas. Os valores de #Mg variam de 0,67 a 0,48, decrescendo a partir das rochas acamadadas para os granodioritos. Oliveira et al. (2009) mostrou, com base na química de elementos maiores e traço, que as rochas intermediárias e os granodioritos não devem ter sido ligados por processos de cristalização fracionada, sendo provavelmente derivados de magmas distintos gerados através de diferentes graus de fusão de fontes similares, sendo, portanto, rochas cogenéticas, mas não comagmáticas.

QUÍMICA MINERAL

Anfibólio

De acordo com a classificação de Leake et al. (1997), os anfibólios da Suíte Rio Maria são Mg-hornblendas com subordinadas pargasitas e Mg-hastingsitas que ocorrem nos rochas acamadadas e enclaves máficos (Figura 3). Razões Fe/(Fe+Mg) em anfibólios variam entre 0,25 e 0,43 nas diferentes rochas da suíte, com valores mais altos encontrados em núcleos de cristais de anfibólios do enclave (0,37-0,43) e do granodiorito (0,36-0,43; Fig. 4a, b).

Epidoto

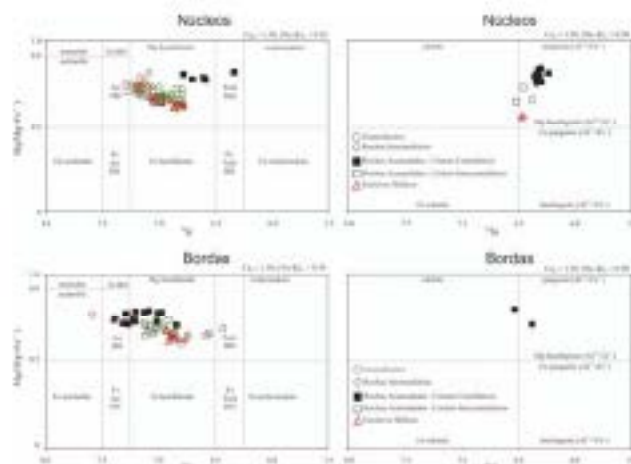


Figura 3 - Diagramas de classificação de anfibólios (Leake et al., 1997) das rochas da Suíte Rio Maria de área de Manaus (Oliveira et al., Submetido).

Crêterios texturais usados por Zen & Hammarstrom (1984) foram utilizados por Oliveira et al. (2009) para distinguir epidoto magmático do epidoto secundário em rochas da Suíte Rio Maria. Oliveira et al. (Submetido) utilizou critérios composicionais adicionais (Tulloch, 1979; Evans & Vance, 1987) baseados no conteúdo de pistacita ($Ps = \text{molar } [Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Al)] \times 100$) e TiO_2 do epidoto para discutir sua origem magmática ou secundária. Cristais esdrúsculos de epidoto da Suíte Rio Maria tem teores de $TiO_2 < 0,2\%$, enquanto cristais de epidoto que substituem biotita têm conteúdos de $TiO_2 > 0,6\%$. Estes resultados estão de acordo com os estabelecidos por Evans & Vance (1987) para distinguir a origem magmática ou secundária do epidoto. Os conteúdos de pistacita de epidotos tidos como magmáticos na Suíte Rio Maria variam de 26 a 33 (Fig. 5). Desse modo, os dados químicos obtidos em cristais de epidotos, interpretados como magmáticos, das diferentes rochas da Suíte Rio Maria, mostram que eles têm conteúdos de pistacita e TiO_2 dentro do limite esperado para epidotos magmáticos de acordo com trabalhos anteriores (Linn, 1973; Tulloch, 1979).

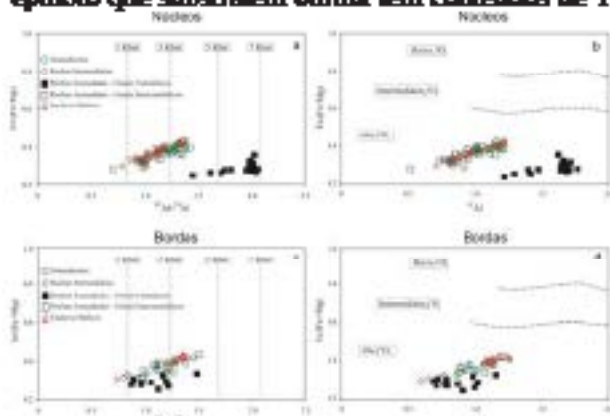


Figura 4 - (a, c) Diagrama $Fe/(Fe+Al)$ vs TiO_2 de anfíbólio baseado em Anderson & Smith (1995) mostrando possíveis intervalos de pressão de cristalização de anfíbólio das diferentes rochas da Suíte Rio Maria da área de Banhaçá (Oliveira et al., Submetido); (b, d) Diagrama $Fe/(Fe+Al)$ vs TiO_2 de anfíbólio baseado em Anderson & Smith (1995) mostrando as composições dos núcleos dos diferentes rochas da Suíte Rio Maria da área de Banhaçá (Oliveira et al., Submetido) e sua possível relação com a P de cristalização durante magmatização.

DISCUSSÕES

Anfíbólio é o principal mineral máfico em todas as rochas estudadas, independente de suas composições. A forma esdrúscula a subesdrúscula dos cristais de anfíbólio e suas relações texturais com plagioclásio, são evidências fortes de sua cristalização precoce nos magmas Rio Maria. De acordo com estudos experimentais em sistemas graníticos (Naney, 1983), a lamblenda só deve cristalizar no líquido quando o magma contém teores significativos de água (> 4% de água). Admitindo que essas evidências experimentais possam ser extrapoladas para os magmas Rio Maria, os mesmos seriam relativamente enriquecidos em água. Os altos conteúdos de água também influenciam a cristalização de clinopiroxênio e ortopiroxênio e favoreceriam a presença do anfíbólio como a fase líquida ou próximo ao líquido. A hipótese de altos conteúdos de água nos magmas Rio Maria é favorecida também pela alteração subvolcânica penetrativa que afetou essas rochas e foi responsável pela sazonização intensa do plagioclásio e outras reações associadas.

Considerando epidoto como magmático, em substituição ao óxido de Fe-Ti (Oliveira et al., Submetido), as rochas estudadas mostram a mineralogia completa necessária para o uso do geobarômetro de Al em anfíbólio (Hammarstrom and Zen, 1986). Oliveira et al. (Submetido) utilizou as calibrações de Anderson & Smith (1995) para estimar a pressão de cristalização da Suíte Rio Maria. As pressões calculadas usando composições de bordas de anfíbólios variam entre 100 e 300 MPa, aumentando das rochas intermediárias para os esclaves máficos. Pressões estimadas usando composições de núcleos, são similares, exceto para cristais de anfíbólios cumuláticos de rochas acamadadas os quais indicam pressões entre 420 e 700 MPa (Fig. 4a). O significado destes últimos valores é questionável, pois o anfíbólio intercumulático não está em equilíbrio com os demais minerais. Entretanto, o fato do anfíbólio intercumulático indicar pressões similares àquelas dos granodioritos, sugere que os núcleos dos cristais cumuláticos de anfíbólios cristalizaram em mais altas pressões.

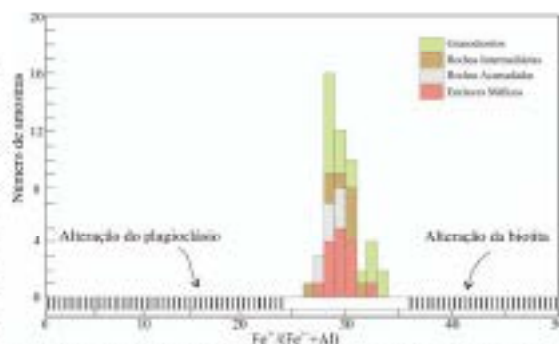


Figura 5 - Histograma de teores de pistacita em epidotos magmáticos de rochas da Suíte Rio Maria da área de Banhaçá (Oliveira et al., Submetido).

De acordo com Schmidt & Thompson (1996), a cristalização do epidoto magnético depende da temperatura, pressão e fugacidade de oxigênio (fO_2). Em temperaturas magnéticas, a cristalização do epidoto ocorre geralmente próxima ao *solidus* e é favorecida por condições oxidantes (entre FMQ e HM; Sial et al., 1999). Epidoto magnético é estável a pressões mais altas que as estimadas aqui para a Suíte Rio Maria. Entretanto, trabalhos experimentais (Liu, 1973; Schmidt & Thompson (1996)) mostram que condições mais oxidantes (acima de NNO) aumentam o domínio de estabilidade para mais baixas pressões (< 600 MPa). Além disso, a preservação do epidoto magnético depende da taxa de transporte do magma, sendo favorecido pela rápida ascensão, seguido por rápida cristalização. Outro fato que favorece a preservação dos cristais de epidoto é a sua relação textural com a biotita que mostra o equilíbrio entre as duas fases.

Liu (1973) mostrou que o conteúdo de Fe^{3+} de epidotos aumenta com a fO_2 . Na Suíte Rio Maria, cristais de epidoto magnético apresentam conteúdos de pistacita que foram reproduzidos experimentalmente por Liu (1973) somente em condições entre os tampões NNO e HM. Baixas razões $Fe/(Fe+Mg)$ em anfibólios (Fig. 4b, d) reafirmam o que indicam os tenores de epidoto, sugerindo que as rochas da suíte Rio Maria cristalizaram sob condições oxidantes, ao menos, acima do tampão NNO, e segundo Oliveira et al. (Submetido), provavelmente entre NNO + 0,5 a NNO + 2,5.

CONCLUSÕES

Dados petrográficos, geoquímicos e mineralógicos de rochas que compõem a Suíte Rio Maria, foram utilizados para estimar os parâmetros de cristalização de seus magmas. Segundo Oliveira et al. (2009, Submetido), essas rochas foram derivadas de líquidos cozenéticos, mas não emagmáticos. Os dados acima e discussões de Oliveira et al. (2009, Submetido) indicam que os magmas Rio Maria foram ricos em água (> 4%) e evoluíram sob condições oxidantes, acima do tampão NNO, provavelmente entre NNO + 0,5 a NNO + 2,5, capaz de gerar epidotos magnéticos com os tenores de pistacita observados em rochas da suíte. Essas condições permitem a cristalização de anfibólio como fase líquida e inibem a cristalização de clinopiroxênio e ortopiroxênio. Os magmas ascenderam rapidamente, com alta proporção líquido/cristais para explicar o alto nível crustal de colocação da Suíte Rio Maria, em torno de 200 MPa, e as incipientes estruturas deformacionais observadas em suas rochas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Anderson, J.L., Smith, D.R., 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *Am. Mineral.* 80, 549–559.
- Burns, R.W., and Vance, J.A., 1987. Epidote phenocrysts in dacitic dikes, Boulder county, Colorado. *Contrib. Mineral. Petrol.* 96, 178–185.
- Hannay, J.M., Zee, B.-m. 1988. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geothermometer. *American Mineralogist*, 71, 1297–1313.
1992. Petrological characteristics of magmatic epidote-bearing granites of the western cordillera of America (Abstr.). *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83, 490–491.
- Irvine, T. N., Baragar, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of the Earth Science*, 8: 523–547.
- Leake, B. B., Woolley, A. R., Arps, C. E. S. et al. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. *Canadian Mineralogist* 35, 219–246.
- Liu, J.G., 1973. Synthesis and stability relations of epidote, $Ca_2Al_2FeSi_2O_{11} \cdot OH$. *J. Petrol.* 14, 381–413.
- Naney, M. T., 1983. Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *American Journal of Science*, 283: 993–1031.
- Oliveira, M. A., Dall'Agnol, R., Althoff, F. I., Leite, A.A.S. 2009. Mesocraton sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 27, p. 146–160.
- Oliveira, M. A., Dall'Agnol, R., Scaillet, B., Submetido. Petrological constraints on crystallization conditions of Mesocraton sanukitoid rocks, southeastern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Petrology*.

XI Simpósio de Geologia da Amazônia, 2 a 5 de agosto de 2009, Manaus - AM

- Schmidt, M.W., and Thompson, A.B., 1996. Epidote in calc-alkaline magmas: an experimental study of stability, phase relationships, and the role of epidote in magmatic evolution. *Am. Mineral.* 81, 424–474.
- Shirey, S. B., Hanson, G. N. 1984. Mantle-derived Archean monzonitic and trachyandesites. *Nature*. 310: 222-224.
- Sial, A.N., Toselli, A.J., Saravedra, J., Parada, M.A., Ferreira, V.P., 1999. Emplacement, petrological and magnetic susceptibility characteristics of diverse magmatic epidote-bearing granitoid rocks in Brazil, Argentina and Chile. *Lithos*, 46, p. 387–397.
- Tulloch, A., 1979. Secondary Ca–Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. *Contributions Mineralogy Petrology*. 69, 105–117.

XI Simpósio de Geologia da Amazônia, 2 a 5 de agosto de 2009, Manaus - AM
GEOQUÍMICA DAS ROCHAS VULCÂNICAS DA SERRA DO TABACO (RR),
DOMÍNIO SURUMU.

Kátia Regina Franco Bezerra¹, Rielva Selmairy Campelo de Nascimento^{1,2}

1 – FPGGBD, UFAM, Av. Gen. Rodrigo O. J. Ramos, 3000, Coroado, 69077-000, Manaus (AM).
kassiteria@gmail.com; 2 – Departamento de Geociências, UFAM, rielva@ufam.edu.br.

RESUMO

O Grupo Surumu é constituído por rochas efusivas e piroclásticas, aflorantes em uma faixa com direção preferencial B-W e a WNW-ESE, e sob a forma de pequenos corpos isolados, o qual se destaca a Serra do Tabaco, constituída por riolitos e subordinadamente por traquibácitos com textura porfírica com fenocristais de quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, que se encontram imersos numa matriz fina. As rochas mostram valores de SiO₂ variando entre 67,87 a 75,03%, apresentam quimismo cálcio-álcalio, peraluminoso, e nos diagramas de tufos mostra um comportamento compatível para o NaO, Fe₂O₃, CaO e Nb e incompatível para o K₂O e Sc. Em diagrama multielementar notam-se discretas anomalias negativas de Ba, Nb, Ta e expressiva anomalia negativa de Sr. O padrão de distribuição dos RTR's mostra um enriquecimento em RTR leves em relação aos pesados e pronunciada anomalia negativa de Ba. Com base no seu comportamento geoquímico sugere-se que o mecanismo de separação gravimétrica foi o processo de segregação cristal-líquido mais atuante durante a evolução magmática das rochas vulcânicas aflorantes na Serra do Tabaco.

INTRODUÇÃO

O Domínio Surumu (Figura 1A) tem seu arcabouço geológico representado principalmente pelo Grupo Surumu e pela Suíte Intrusiva Saracura, reunidas no Supergrupo Uatumã (Melo et al. 1978). O Grupo Surumu (Barbosa & Andrade Ramos 1959) é constituído por rochas efusivas e piroclásticas, aflorantes em uma faixa com direção preferencial E-W e a WNW-ESE, e sob a forma de pequenos corpos isolados (Figura 1B), justapostos através de contatos tectônicos com as rochas da Suíte Saracura e Pedra Pintada, marcados pela presença de rochas protomyloníticas e ultramyloníticas (CPRM 1999). Composicionalmente as rochas variam de andesitos, dacitos e riolitos sendo os termos piroclásticos representados por tufos cineríticos, lapili tufos, bombas tufos e ocorrências locais de brechas autoclásticas e aglomerados vulcânicos (Carvalho e Millioti, 2005). Segundo Dreher et al. (2005) o vulcanismo Surumu apresenta caráter predominantemente subaéreo, relacionado à caldeiras, em função de extensos depósitos de fluxos piroclásticos como ignimbritos.

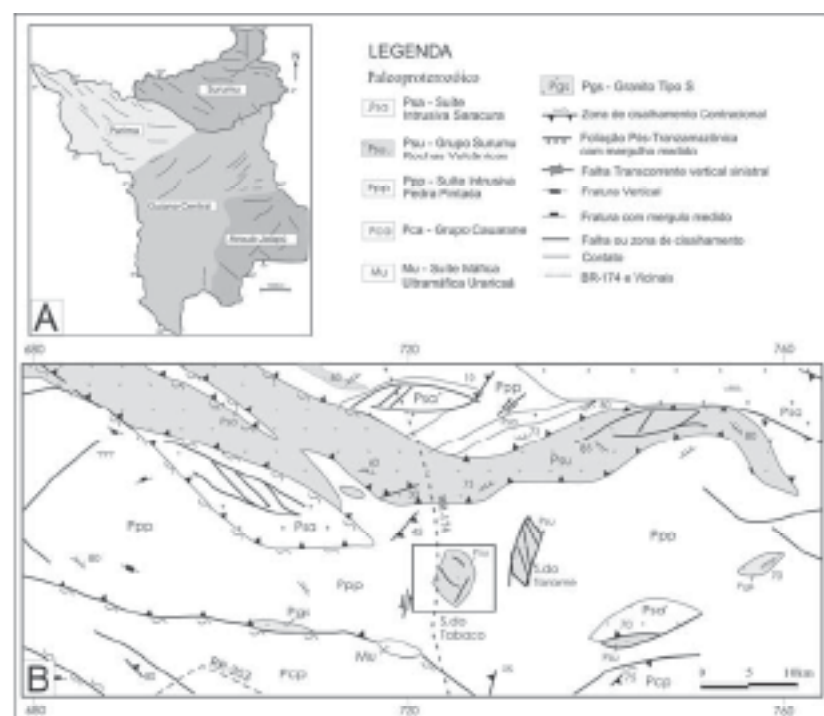


Figura 1: A) Mapa das Domínios litotectônicas do Estado de Roraima, em destaque a área de estudo que compreende o Domínio Surumu (Baix & Fraga, 1998); B) Mapa geológico simplificado da área, com legendas para a Serra do Tabaco (CPRM, 1999).

As rochas do Grupo

Summa, têm sido amplamente estudadas em sua faixa central de ocorrências. Entretanto, estudos nos corpos isolados como as Serras do Tabaco e Tazame são extremamente restritos. Este trabalho visa descrever as características geoquímicas das rochas vulcânicas do Grupo Summa aflorantes na Serra do Tabaco.

AS ROCHAS VULCÂNICAS DA SERRA DO TABACO:

A Serra do Tabaco é constituída por riolitos e subordinadamente por traquidacitos (Figura 2) com textura porfírica, contendo fenocristais de quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, que se encontram imersos numa matriz fina. A matriz apresenta diferentes graus de devitificação, sendo constituída essencialmente por quartzo e, subordinadamente, feldspatos, biotita e hornblenda, que se encontram alinhados definindo uma fina e penetrativa foliação. Próximo às extremidades dos fenocristais, a matriz exibe um maior grau de recristalização definindo uma textura de sombra de pressão assimétrica.

Estruturas identificadas ao longo da Serra do Tabaco indicam um comportamento variado para o fluxo magmático que oscila entre essencialmente laminar, observado por intercalações de riolitos e traquitos, definindo um bandamento composicional, e por sets de disjunções colunares, e um fluxo turbulento registrado pelo arranjo caótico entre dacitos e traquidacitos, gerando dobras irregulares e descontínuas. A atuação de esforços tectônicos posteriores à cristalização das rochas é vista através de zonas de cisalhamento (sinistrais e dextrais) e recristalização da matriz desenvolvendo micro-foliação. O evento magmático da Serra do Tabaco foi essencialmente efusivo ao contrário das demais exposições do Grupo Summa, onde predominam termos piroclásticos (Bezerra et al. 2007, 2009).

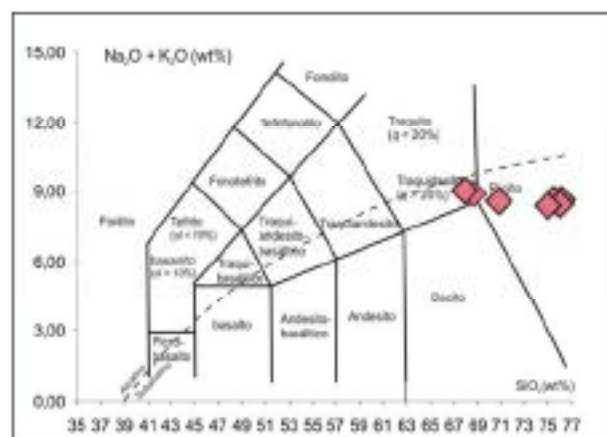


Figura 2: Diagrama de Le Maître et al (2002);

MÉTODOS DE TRABALHO

Após coleta sistemática realizada em dois perfis verticais na serra do Tabaco, foram selecionadas 7 amostras para análise química de elementos maiores, menores e traços no laboratório ACME (Canadá). Os elementos maiores e menores foram determinados por ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry*) e os elementos traços por ICP-AMS (*Inductively Coupled Plasma Atomic Mass Spectrometry*).

LITOGEOQUÍMICA

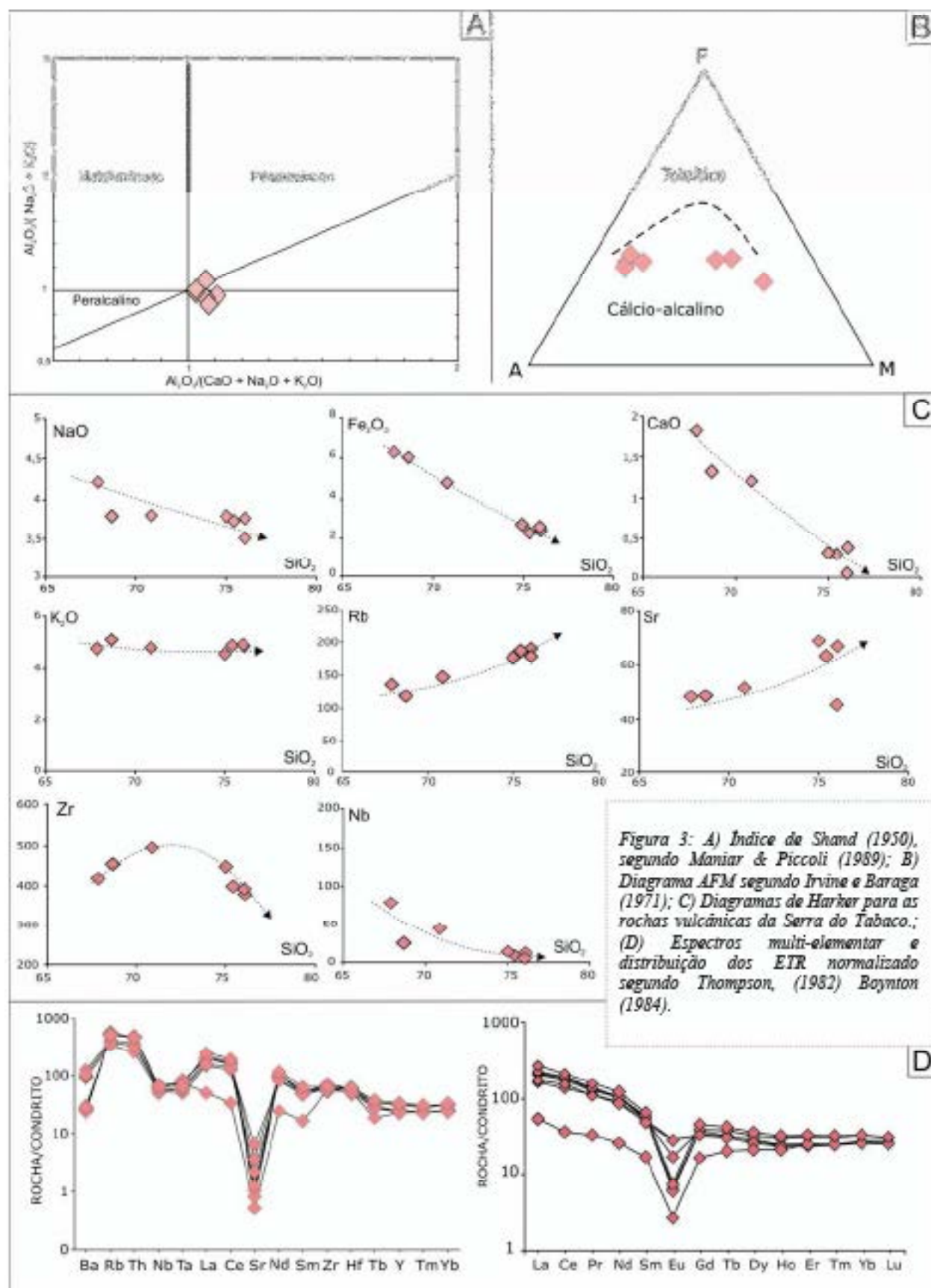
As rochas da Serra do Tabaco mostram valores de SiO_2 variando entre 67,87 a 76,03%. Com relação ao índice de saturação em alumina (ISA) as rochas estudadas apresentam caráter peraluminosos com valores de ISA próximos a 1 (Figura 3A). No contexto das séries magmáticas plotam no campo subalcalino, segundo o diagrama de Le Maître et al (2002) (Figura 2) e no campo cálcio-alcalino no diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) (Figura 3B).

Nos diagramas do tipo Harker é possível observar um comportamento compatível para o Na₂O, Fe₂O₃, CaO e Nb e incompatível para o Rb e Sr (Figura 3C). O Zr exibe comportamento incompatível para valores de sílica até 70,85% e compatível a partir deste valor. O K₂O não mostra variações significativas com a diferenciação magmática.

Em diagrama multielementar observa-se um enriquecimento geral em relação ao condrito com um padrão de distribuição marcado por discretas anomalias negativas de Ba, Nb, Ta e expressiva anomalia negativa de Sr. Os elementos Rb, Th, La e Ce mostram suaves anomalias positivas (Figura 3D).

O padrão de distribuição dos elementos terras raras (ETR), normalizados em relação ao condrito, mostra um enriquecimento de ETR leves em relação aos pesados, pronunciada anomalia negativa de Eu,

e padrão horizontalizado dos ETR pesados (Figura 3D). De uma forma geral há um enriquecimento de ETR com a evolução magmática, com as amostras mais enriquecidas em SiO_2 com maior conteúdo de ETR.



CONSIDERAÇÕES FINAIS:

De acordo com as características geoquímicas apresentadas pelas rochas vulcânicas da Serra do Tabaco, algumas considerações podem ser feitas com relação a sua gênese. Os trends de correlação observados no diagrama do tipo Harker podem sugerir que um dos processos envolvidos na evolução destas rochas foi a diferenciação magmática. O decréscimo do CaO e anomalia negativa de Eu sugerem, a princípio, o fracionamento de plagioclínio, entretanto o comportamento incompatível do Sr e Na₂O não condizem com esta hipótese. Os decréscimos de CaO e FeO com a sílica e a anomalia negativa de Eu, pode ser consequência indireta da acumulação de fases máficas precoces, tais como o anfíbio, possivelmente decorrente da atuação de processos de separação gravimétrica. A afinidade cálcio-alkalina destas rochas e a anomalia levemente negativa de Nb sugerem um componente de subducção envolvido na fonte destas rochas.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao MCT-CNPq, pelo auxílio financeiro durante os trabalhos de campo (Projeto Nº 620034/2006-8), a CAPES pela concessão de bolsa de mestrado à primeira autora. Ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM-Manaus), pelo apoio de seu pessoal técnico, em especial ao Sr. Laís (CPRM - Boa Vista) pela inestimável colaboração durante a etapa de campo. Este trabalho faz parte da dissertação de mestrado da primeira autora.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Barbosa O., Amadeu Ramos, J. R. de. 1959. Território do Rio Branco: aspectos principais da geomorfologia, da geologia e das possibilidades minerais de sua zona setentrional. Rio de Janeiro. DNPM/DGM. 49 p.
- Beserra, K. R. F., Nascimento, R. S. C., Souza, V. S., Tavares Junior, S. S. Caracterização das rochas vulcânicas do Grupo Sorama na Serra do Tabaco, nordeste de Roraima. In: X Simpósio de Geologia da Amazônia, 2007, Porto Velho - RO. X Simpósio de Geologia da Amazônia, 2007.
- Beserra, K. R. F., Nascimento, R. S. C., Souza, V. S., Tavares Junior, S. S. Inferência do comportamento do fluxo magmático com base na análise de Estruturas/Texturas: O exemplo da Serra do Tabaco (RR) In: Ricardo G. & Quadro M. L. E (eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia v. 6*. SBG-Núcleo Norte, in press, 2009.
- Carvalho A. S., Milhetti C. A. 2005. Descrição Mesoscópica e caracterização petrográfica das rochas vulcânicas do Grupo Sorama aflorantes no norte-nordeste do Estado de Roraima, Brasil. In: Haribe A. M. C. & Souza V. da S (eds.) *Contribuições à Geologia da Amazônia v. 4*. SBG-Núcleo Norte, pp 113-123.
- CPRM. 1999 - Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiros), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.31-V-A e NA.31-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Amazonas. - Brasília: CPRM.
- Deber A. M., L. M. Fraga, M. S. G. de Farias, H. Grazziotin. 2005. O Vulcanismo Sorama na Folha Vila de Tepegóia, Roraima, Estado dos Guianas. In: III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. Cabo Frio - RJ.
- Irvine, T.N.; Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth Sci.* 8:533-548.
- Le Maître, R. W. (editor), A. Streckeisen, B. Zanettin, M. J. Le Bas, R. Barin, P. Bateman, G. Bellieni, A. Dudek, S. Efremova, J. Keller, J. Lamense, P. A. Sabine, R. Schmid, H. Sorensen, and A. R. Woolley, *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee of the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, 2002.
- Mela A.F.F., Santos A.J., Cunha M.T.P., Campos M.J., d'Antunes R.J.G. 1978. *Projeto Metabólismo em Roraima; Relatório Final*. Manaus. DNPM/CPRM, v. I-A e B. il.
- Peterson J.A. 1996. Sources and setting of granitic rocks. *Epizodes*, 19(4):120-125
- Reis N.J., & Fraga, L.M.B. 1998. *Geologia do Estado de Roraima*. CPRM. Manaus, 24 p.

GRANITOS TIPO A E GRANITOS RAPAKIVI: CONCEITOS, CLASSIFICAÇÕES E DISTRIBUIÇÃO NO CRÁTON AMAZÔNICO

Roberto Dall'Agnol (robdal@ufpa.br) – Grupo de Pesquisa de Petrologia de Granitóides – Instituto de Geociências – UFPA

Os granitos tipo A foram definidos por Loiselle & Wones (1979) e, desde então, passaram a ocupar amplo espaço na petrologia e geoquímica de rochas ígneas. Tem havido muitas discussões sobre a natureza e a origem deste tipo de granitos e, em função de sua grande diversidade, se chegou a aventar a possibilidade de serem desconsiderados como um tipo particular de granito (Creaser, 1991; Frost et al., 2008). Os modelos petrogenéticos propostos para explicar a origem dos granitos tipo A incluem: fracionamento a partir de magmas máficos originados no manto; fusão parcial de rochas máficas juvenis colocadas na base da crosta; anatexia de crosta continental firmada por rochas quartzo-feldspáticas ou por rochas granulíticas residuais, ou fusão parcial de fonte crustal enriquecida por processo prévio de feituração (Collins et al., 1982; Whalen et al., 1987; Frost et al., 1999; Dall'Agnol et al., 2005; Martin, 2006; Bumin, 2007).

Os granitos rapakivi foram definidos no Escudo da Fennoscândia, inicialmente como uma variedade textural, e, mais tarde, como um tipo específico de associação granítica cogenética constituída por diversas variedades de rocha formadas em ambiente extensional no Mesoproterozóico (Rämö & Haapala, 1995). Os granitos rapakivi foram redefinidos como granitos tipo A por Haapala & Rämö (1992). Hoje se sabe que os granitos rapakivi se distribuem por diversos continentes e se concentram notavelmente no período que se estende do final do Paleoproterozóico até o início do Neoproterozóico (1900 a 1000 milhões de anos). Associadas aos granitos rapakivi, são comuns as ocorrências de complexos anortosíticos e rochas da série chamoquítica (Emslie, 1991; Fraga et al., 2003), bem como de corpos máficos.

Os granitos tipo A foram inicialmente considerados como tendo sido formados em ambiente tectônico anorogênico ou, numa nomenclatura mais moderna, intra-placa. Porém, diversos estudos demonstraram sua ocorrência em ambientes pós-colisionais ou pós-orogênicos (Sylvester, 1989) e foram apresentadas evidências de que a formação 'anorogênica' de granitos tipo A poderia ser reflexo de atividade de subdução em áreas adjacentes (Ahall et al., 2000). Independente do ambiente tectônico, admite-se que este tipo de granito seja gerado em zonas extensionais. Uma possível exceção são os granitos arqueanos tipo A da Província Carajás, para os quais se advoga uma formação em condições sintectônicas (Barros et al., 2001).

As classificações iniciais de granitos tipo A foram baseadas essencialmente em elementos maiores e traços (Collins et al., 1982) e procuravam estabelecer distinção entre eles e os primeiros tipos de granitos definidos pela escola australiana, iniciando a aplicação da nomenclatura alfabética de granitos (I e S; Chappell & White, 2001). Seguiram-se classificações que enfatizavam os conteúdos de elementos traço, podendo ser usadas para avaliação de ambiente tectônico (Pearce et al., 1984) ou para a caracterização dos granitos A (Whalen et al., 1987; Eby, 1992). Inicialmente, em função de sua definição original, os granitos tipo A eram considerados como sendo anódros ou muito pobres em água e formados em condições redutoras, mas foi demonstrado que muitos granitos tipo A são portadores de magnetita e gerados em ambiente oxidante (Anderson & Morrison, 2005), além de poderem conter teores expressivos de água em seus magmas (Dall'Agnol et al., 1999a; Klümm et al., 2003). A importância da distinção

entre granitos tipo A reduzidos e oxidados levou à proposição de uma classificação geoquímica para tais variedades (Dall'Agnol & Oliveira, 2007).

Os granitos tipo A possuem grande importância em termos metalogenéticos. As variedades identificadas no Proterozóico do Cráton Amazônico são mineralizadas em Sn, F, Nb, Ta, Y, ETR, Be, formando depósitos poli-metálicos que foram responsáveis pela maior parte da produção brasileira de Sn (Costi et al., 2005; Bettencourt et al., 2005; Bastos et al., 2005). Eles são também associados com depósitos do tipo Fe-Cu ou Cu-U-An-Ag.

A distribuição no Cráton Amazônico dos granitos tipo A e rapakivi é muito ampla no espaço e no tempo. Há importantes exemplos de granitos de tipo A arqueanos na Província Carajás, mas eles se tornam particularmente abundantes no Proterozóico (Tabela 1).

Tabela 1 – Síntese das principais suites de granitos tipo A do Cráton Amazônico

Província	Suites	Idade	Referência
Carajás	Complexo Estrela	~2,75 Ga	Barros et al. (2003)
	Planalto	~2,73 Ga	Huhn et al. (1999)
	Velho Guilherme		
	Serra dos Carajás	~1,88 Ga	Dall'Agnol et al. (2005)
	Jamon		
Tapajós	Maloquinha	~1,88 Ga	Limação et al. (2002)
Amazônia Central	Mapuera	~1,88 Ga	Almeida (2006)
	Madeira	~1,82 Ga	Ferron et al. (2006) Costi et al. (2000)
Maroni/Amapá	Uaiçipi	~1,75 Ga	Vasquez et al. (2008)
Roraima Central	Mucajai	~1,54 Ga	Fraga (2002)
	Surucucus		Santos (2003)
Rio Negro	El Parguaza	~1,54 Ga	Mendoza (1975)
Juruena	Teles Pires	~1,80 a 1,75 Ga	Barros et al. (2009) Neder et al. (2002)
	Rio Branco	1,47 - 1,42 Ga	Geraldes et al. (2001)
	Gupé - São Domingos	0,95 - 0,93 Ga	Leite & Saes (2000)
Rondoniense	Serra da Providência	1,62 - 1,57 Ga	
	Santo Antonio		
	Alto Candéias	1,40 - 1,35 Ga	
	Textônio		Bettencourt et al. (1999) Scandolara (2006)
	São Lourenço - Caripunas	~1,31 Ga	Bettencourt et al. (2005)
	Santa Clara	1,08 - 1,07 Ga	
	Granitos Jovens	1,00 - 0,97 Ga	

XI Simpósio de Geologia da Amazônia, 2 a 5 de agosto de 2009, Manaus - AM

Dados isotópicos de Nd revelam que os granitos tipo A paleoproterozóicos da Província Carajás derivam de fontes crustais arqueanas, ao passo que os demais granitos paleoproterozóicos derivam de fontes significativamente mais velhas que suas idades de formação, porém ainda proterozóicas. As idades das fontes tendem a se tornarem mais jovens nos granitos do NW e SW do cráton, chegando-se a idades mesoproterozóicas no caso dos Granitos Jovens de Rondônia (Bettencourt et al., 1999). Portanto, os granitos tipo A são bons marcadores da evolução crustal do cráton e das províncias em que se situam.

Embora granitos com texturas rapakivi localizadas sejam comuns em praticamente todas as suítes tipo A (Dall'Agnol et al., 1999b), verdadeiros granitos rapakivi no sentido textural do termo, ou seja variedades viborgíticas e piterlíticas, só foram descritos até o momento em Roraima (Suítes Murcajá e Sumucucus), na Venezuela (Suíte Parguaza) e em Rondônia (Suíte Serra da Providência e Granito Massangana).

REFERÊNCIAS

- Åhäll, K.I., Connelly, J.N., Brewer, T.S., 2000. Episodic rapakivi magmatism due to distal orogenesis?: Correlation of 1.69-1.50 Ga orogenic and inward, "anorogenic" events in the Baltic Shield. *Geology* 28, 823-826.
- Anderson, J.L., Morrison, J., 2005. Ilmenite, magnetite, and perthinitic Mesoproterozoic anorogenic granites of Laurentia and Baltica. *Lithos* 80, 45-60.
- Barros, C.E.M., Sardiña, A.S., Barbosa, J.P.O., Kiereki, R., Macambira, M.J.R., 2001. Pb-Pb and U-Pb zircon ages of Archean syntectonic granites of the Carajás Metallogenic Province, Northern Brazil. 3th Simposio Sulamericano de Geología Isotópica, 3, Puzos, Chile, Resúmenes Españoles. Servicio Nacional de Geología Y Minería [CD-ROM].
- Barros, M.A.S., Chernale Júnior, P., Nairü, L.V.S., Lima, R.F. 2009. Paleoproterozoic bimodal post-collisional magmatism in the southwestern Amazonian craton, Mato Grosso, Brazil: Geochemistry and isotopic evidence. *Journal of South American Earth Sciences* 27 :11-23.
- Bastos Neto, A.C., Pereira, V.P., Lima, R.F., Ferron, J.M., Miruzzi, O., Prado, M., Rocha, L.H., Flores, J., Paatz, J.C., Pires, A., Pietschmann, R., Hoff, R., Botelho, N.F., Rakim, S.B., Rocha, P., Uhlmann, L. 2005. A jazida de criolita da mina Pitanga (Amazônia). In: Marini, O.J., Queiroz, R.T., Ramos, R.W. (Eds.) Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia. DNPM, CT-MINERAL, FINEP, ADIMB. Cap. VIII, pp. 477-572.
- Bettencourt, J.S., Leite, W.R., Jr., Gornieb, C.L., Spangenberg, I., Bell, R.M.S., Payolla, B.L., 2005. Saprotymetallic greisen-type deposits associated with late-stage rapakivi granites, Brazil: fluid inclusions and stable isotope characteristics. *Lithos* 80, 363-386.
- Bettencourt, J.S., Teodol, R.M., Leite, W.R., Jr., Payolla, B.L., 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil - I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research* 95, 41-67.
- Bonin, B., 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. In : Frost, C.D., Kärnä, O.T., Dall'Agnol, R. (Eds.) Special Issue on A-type Granites and Related Rocks Through Time.
- Chappell, B.W., White, J.R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences* 48, 489-499.
- Cullins, W.J., Beames, S.D., White, A.J., Chappell, B.W., 1982. Nature and origin of A-type Granites with particular reference to Southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80, 189-200.
- Costi, H.T., Borges, R.M.K., Dall'Agnol, R. 2005. Depósitos de estanho da mina Pitanga, estado do Amazonas. In: Marini, O.J., Queiroz, R.T., Ramos, R.W. (Eds.) Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia. DNPM, CT-MINERAL, FINEP, ADIMB. Cap. VII, pp. 391-476.
- Costi, H.T., Dall'Agnol, R., Moura, C.A.V., 2000. Geology and Pb-Pb geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of Pitanga Province, Amazonian craton, Northern Brazil. *International Geology Review* 42, 832-849.
- Cresser, K.A., Price, R.C., Wormald, R.J., 1991. A-type granites revisited: assessment of a residual-source model. *Geology* 19, 163-166.
- Dall'Agnol, R., Costi, H.T., Leite, A.A., Magalhães, M.S., Teixeira, N.P., 1999a. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research* 95, 9-39.

XI Simpósio de Geologia da Amazônia, 2 a 5 de agosto de 2009, Manaus - AM

- Dall'Agnol, R., Oliveira, D.C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos* 93: 215-233.
- Dall'Agnol, R., Scaillet, B., Pichavant, M., 1999a. An Experimental Study of a Lower Proterozoic A-Type Granite from the Eastern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Petrology* 40, 1673-1698.
- Dall'Agnol, R., Teixeira, N.P., Raimô, O.T., Moura, C.A.V., Macambira, M.I.B., Oliveira, D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic, rapakivi, A-type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil. *Lithos* 80, 101-129.
- Eby, G.N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenesis and tectonic implications. *Geology* 20, 641-644.
- Ernst, R.F., 1991. Granitoids of rapakivi granite-anorthosite and related associations. *Precambrian Research* 51, 173-192.
- Ferron, J.M.T.M., Bastos Neto, A.C., Lima, R.P., Costa, H.T., Moura, C.A., Prado, M., Pierozzi, R., Galvao, M.A. 2006. Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias paleoproterozoicas da Província Pitanga, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências* 36(3): 499-512.
- Fraga, L.M., Dall'Agnol, R., Macambira, M.I.B., 2003. The Macapá anorthosite-magnetite rapakivi granite (AMG) Complex, North Amazonian craton, Brazil. EGS-AGU-EGU Joint Assembly, Nice, France. VGP6 Granite Systems and Proterozoic Lithospheric Processes, BAR03-A-14489.
- Frost, C.D., Frost, B.R., Chamberlain, K.R., Edwards, B., 1999. Petrogenesis of the 1.43 Ga Sherman batholith, SE Wyoming, USA: a reduced, rapakivi-type anorogenic granite. *Journal of Petrology* 40, 1771-1802.
- Geraldes, M.C., Schmitz, W.R.V., Cooke, K.C., Bell, S., Teixeira, W., Bahinski, M., 2001. Proterozoic geologic evolution of the SW part of the Amazonian Craton in Mato Grosso State, Brazil. *Precambrian Res.* 111, 91-128.
- Haspala, I., Raimô, O.T., 1992. Tectonic setting and origin of the Proterozoic rapakivi granites of the southeastern Proterocradia. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83, 165-171.
- Klemm, K., Holtz, F., Johannes, W., King, P.L., 2003. Fractionation of metaluminous A-type granites: an experimental study of the Wangrah Suite, Lachlan Fold Belt, Australia. *Precambrian Research* 124, 327-341.
- Lamasin, C.N., Dall'Agnol, R., Lafon, J.-M., Lima, R.F., 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Rinzinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research* 119, 189-223.
- Leiselle, M.C., Wones, D.R., 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 11, 468.
- Martin, R.F., 2006. A-types granites of crustal origin ultimately result from open-system fertilization-type reactions in an extensional environment. *Lithos*, 91: 125-136.
- Neder, E.D., Leite, J.A.D., Figueiredo, B.R., McNaughton, N.I., 2002. 1.76 Ga volcano-plutonism in the southwestern Amazonian craton, Aripuanã-MT, Brazil: tectono-stratigraphic implication from SHRIMP U-Pb zircon data and rock geochemistry. *Precambrian Research* 119: 171-187.
- Pence, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.C., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 958-983.
- Raimô, O.T., Haspala, I., 1995. One hundred years of rapakivi granite. *Mineralogy and Petrology* 52, 129-185.
- Sylvester, P.J., 1989. Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology* 97, 261-280.
- Vasquez, M. L., Rosa-Costa, L. T., Silva, C.M.G., Ricci, P.S. F., Barbosa, J.P.O., Klein, R.L., Lopes, H.C.S., Macambira, R.M.B., Chaves, C. L., Carvalho, J.M.A., Oliveira, J.G.F., Anjos, G.C., Silva, H.R., 2008. Unidades Litostrográficas in: *Geologia e Recursos Minerais Do Estado Do Pará*. CPRM, Sareg - Belém 328p.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987. A-Type granite: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407-419.

A FORMAÇÃO SOLIMÕES NO SUDESTE DO ACRE

Henrique Diniz Farias de Azevedo⁽¹⁾, Marcondes Lima da Costa⁽²⁾

(1) Instituto de Geociências, UFPA, e-mails: hdf@ufpa.br, mlc@ufpa.br

RESUMO

A Formação Solimões aflorante no sudeste do Estado do Acre, entre Assis Brasil e Brasiléia é representada por sedimentos depositados em ambiente continental flúvio-lacustre, com predominância de depósitos em canais (barra me pontal), bem como planície de inundações/lagos onde arenitos finos siltosos e ou argilosos, siltitos argilosos e argilitos são os litotipos principais. Conglomerados com seixos de arenitos e siltitos em matriz argilosa aparecem em lentes ou camadas descontínuas, bem como lentes ou acúmulo de fragmentos de ossos fósseis. A mineralogia encontrada nos sedimentos, a base de quartzo, esmectita, illita, caulinita, microclina e albita indica imaturidade e mostra predominância de intemperismo físico com baixa intensidade de intemperismo químico na área fonte.

INTRODUÇÃO

A Formação Solimões de idade Miocênica Superior-Pleistocênica é a unidade geológica de maior ocorrência no Estado do Acre, aflorando por cerca de 90% dos limites territoriais do Estado (Figura 1). Esta unidade também ocorre no vizinho Estado do Amazonas, mais precisamente na sua porção ocidental. As rochas sedimentares que compõem esta unidade ultrapassam os limites com o Peru, Colômbia e Bolívia chegando até o Equador, onde recebem outras denominações: Formações Pebas (nos três primeiros países) e Formação Curaray no Equador. No Brasil, as primeiras referências feitas a esta unidade deve-se a Rego (1930), que descreveu argilas e areias pardas, castanhas ou azuladas nos rios Javari, Solimões, Acre e Purus que mais tarde foram denominadas por Caputo *et al* (1971) de Formação Solimões. Kadambrahl (1976 e 1977), Latrubesse (1992 e 1994) e Feijó & Souza (1994), interpretaram o ambiente de deposição desta unidade como flúvio-lacustre e estes últimos indicam ainda espessura de 1800 m para esta unidade, obtida no I-RM-1-AC, próximo a Cruzeiro do Sul. Por outro lado Räsänen *et al* (1995) e Gingras *et al* (2002) sugerem que esta Formação teve influência de maré durante sua deposição.

A Formação Solimões aflorante é constituída em geral de sedimentos argilosos, siltitos e arenitos finos com estratificação cruzada, apresentando concreções carbonáticas e gipsíferas nas seqüências argilosas. Ocasionalmente apresenta material carbonizado contendo pirita e localmente grande acúmulo de fósseis de vertebrados e invertebrados. Estruturas de bioturbação são frequentes (Hoorn, 1993). A presença de concreções carbonáticas e gipsíferas nos estratos indica que o ambiente de sedimentação ocorreu parcialmente sob clima semi-árido (Costa, 2002).

Objetivo deste trabalho é apresentar os resultados preliminares, obtidos durante os trabalhos desenvolvidos na seção aflorante da Formação Solimões, entre as cidades de Assis Brasil e Brasiléia no Estado do Acre (Figura 2), na vigência do projeto AGEOPAM, Edital Universal 01/2006 do CNPq.

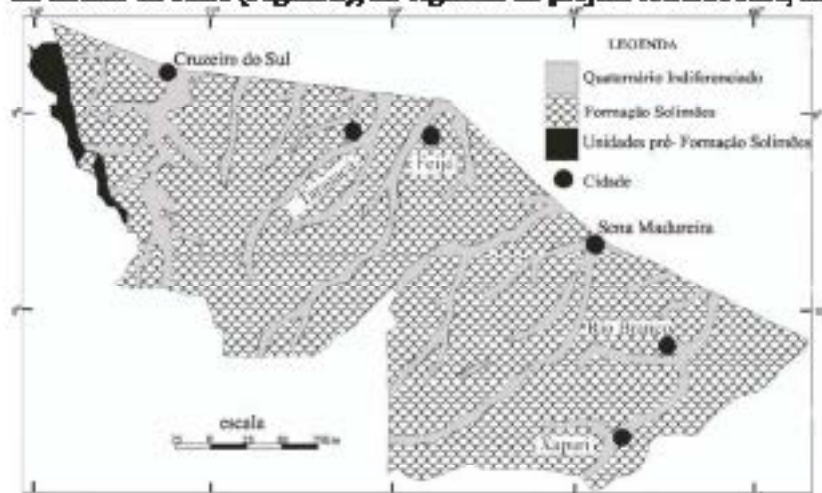


Figura 1 Mapa Geológico simplificado do Estado do Acre. Fonte: Atlas geográfico e ambiental do Acre.



Figura 2-Localização da área de trabalho

MATERIAS E MÉTODOS Foram estudados e amostrados afloramentos ao longo da BR-317 e do rio Acre, entre as cidades acima citadas, em um total de 14 estações (Figura 2). No laboratório as amostras sofreram análises granulométricas e separação de minerais pesados, além de difração de raios-x, em amostra total e na fração argila. Estas análises foram realizadas nos Laboratórios de Sedimentologia e Minerais Pesados e Difração de Raios-x do IG da UFPA.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

A seção geológica da Formação Solimões aflorante entre as cidades de Assis Brasil e Brasília, possui relevo onde se destacam pequenos morros arredondados, não mais que 50 m de altura em relação ao fundo dos vales. Os processos erosivos atuantes desenvolvem um tipo de paisagem onde se destaca uma forma tipo anfiteatro.

Os afloramentos estudados estão localizados em cortes ao longo da BR-317 e do rio Acre, no geral são constituídos de arenitos finos siltíceos, siltitos e siltitos argilosos e argilitos (Figura 3). Fragmentos de ossos fósseis formando pequenas lentes ou acúmulos são encontrados nessas rochas, além de camadas e/ou lentes de conglomerado com seixos de arenitos fino e siltitos em matriz argilosa (Figura 3). Os sedimentos que compõem estas rochas apresentam cores marron castanho, marron escuro, cinza esverdeada, e às vezes mostram incipientes formas colunares avermelhadas. Os arenitos apresentam estratificação cruzada, cruzada de baixo ângulo e inclinada, enquanto que os siltitos mostram-se com estratificação plano-paralela levemente inclinada ou quando argilosos mostram-se macios. É comum a presença de clastos de siltitos e/ou argilito nos arenitos, além da presença de bioturbação, tanto nos arenitos como nos siltitos. Normalmente o contato entre arenitos e siltitos macios é brusco e marcado pela presença de concreções e/ou colunas de carbonato de cálcio (Figura 4). Veios de gipso são também observados cortando as rochas dessa unidade.



Figura 3. Afloramentos ao longo da BR-317 entre Assis Brasil e Brasília. (A) arenito fino siltoso, com estratificação inclinada, na parte superior, abaixo aparece siltito argiloso cinza. (B) Conglomerado intrafacial.

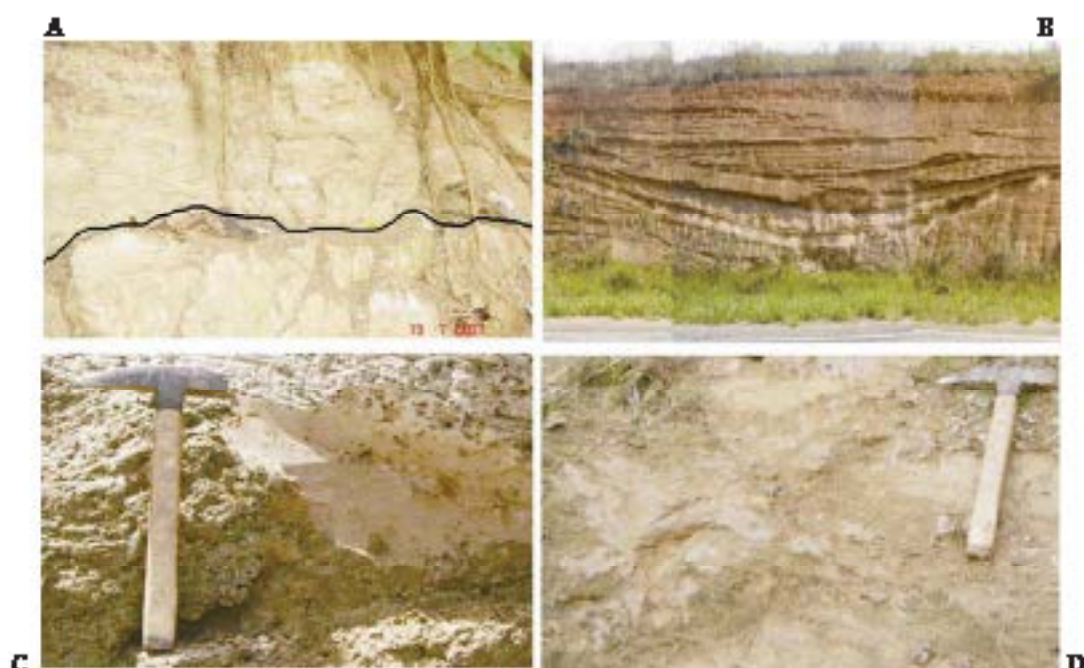


Figura 4. (A) Parte de uma barra em pontal, sobre sedimentos de lago, no rio Acre, no contato aparecem concreções carbonáceas. (B) Canal com areia fina silteosa truncando siltito BR-317. (C) Areia fina com estratificação inclinada apresentando clastos de argilito intraformacional, rio Acre. (D) areia fina com estratificação inclinada apresentando inúmeras clastos de argilito e congeções carbonáceas intraformacional, rio Acre.

A mineralogia dessas rochas é composta de principalmente quartzo, feldspatos (microclínio e albita), minerais de argila (esmectita, illita e caulinita) e muscovita, e em menor proporção ocorrem clorita, calcita e gipsa. Entre os minerais pesados destacam-se zircão, cianita, andaluzita, silimanita, epidoto, turmalina e anfibólio.

As rochas aflorantes na área de trabalho sugerem a presença de seqüências dominadas por sedimentação em canais e seqüências dominadas por sedimentação em planícies de inundação e os lagos, ou seja, depósitos continentais flúvio-lacustre, como sugerido por Radambrazil (1976 e 1978), Latrubesse (1994) e Feijó & Souza (1994).

As seqüências com predominância de arenitos silteosos ou argilosos com estratificações cruzada e inclinada, representam as barras em pontal, enquanto que as seqüências em que predominam sedimentos de baixa energia, ou seja, siltitos argilosos e argilitos de cores variegadas ou cinza a cinza esverdeada podem ser interpretados como depósitos de planície de inundação e os lagos. Associado aos depósitos de planície de inundação/lago parecem estar os arenitos finos silteosos com estratificação levemente inclinada, depositados em grandes canais como barras em pontal, em geral de pouca espessura, normalmente truncando ou interdigitadas com siltitos argilosos (Figura 4). Esta observação é também sugerida por Latrubesse *et al* (2007).

A mineralogia dessas rochas, onde se destacam esmectita, microclínio, albita além de epidoto indica que os sedimentos são imaturos, com contribuição de sedimentos mais antigos com alguma história de reciclagem.

CONCLUSÕES

A secção aflorante da Formação Solimões constituída de sedimentos finos entre as cidades de Assis Brasil e Brasileira, no Acre, mostra que o ambiente de sedimentação é compatível com depósitos continentais flúvio-lacustres, destacando arenitos finos com lestes de siltitos depositados em rios meandrantes (barra em pontal) e os sedimentos de baixa energia (siltitos e argilitos) depositados em planície de inundação/lagos, mostrando-se bem semelhante ao cenário atualmente existente no estado do Acre.

A mineralogia identificada nos sedimentos incluindo o epidoto mostra que na área fonte, o intemperismo foi de baixa intensidade química, com predomínio do intemperismo físico, produzindo sedimentos de alta imaturidade.

AGRADECIMENTOS Ao CNPq pelo apoio financeiro através do projeto AGEOPAM (Edital Universal 01/2006) e pela bolsa de produtividade em pesquisa e pós-graduação do segundo autor.

REFERENCIAS

- Acre. 1991. Governo do Estado do Acre. *Atlas geográfico e ambiental do Acre*. IMAC, Rio Branco.
- Caputo M., Rodrigues, V., VSasencelos, D. 1971. Litoestratigrafia da bacia do rio Amazonas. Relatório Técnico interno. Petróleos-Recor, 641p
- Costa M. L. 2002. Mineralização de fragmentos de terços ósseos fósseis de sedimentos da bacia do Acre. In: B.L. Klein, M.L. Vasques, L. T da Rosa-Costa (eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, 3, SBG-NO, pp.: 301- 318.
- Feijó P. J. & Souza E. G. 1994. Bacia do Acre. *Boletim de Geotécnicas da Petrobrás*, 8 (1):9-16
- Gugues M. K., Rasmussen M., Razzi A. 2002. The significance of bioturbated inclined heterolithic stratification in the southern part of the Miocene solimões formation, no acre, Amazonia Brazil. *Palaeos* 17: 591-601.
- Latrubesse H. M., Silva S. A. F., Cozzani M., Abey M. L. 2007. Late Miocene continental sedimentation in southwest Amazonia and its regional significance: Biotic and geological evidence. *Journal of South American Earth sciences*, 23: 61-80
- Latrubesse H. M.; Rancy, A.; Ramonelli, C.; Souza Filho, I. P. 1994. A Formação Solimões: uma formação do Mio-Mioceno da Amazônia sul ocidental. In: Simpósio de Geologia da Amazônia. 4, Belém, Anais. SBG. 204-205
- Radambrasil. 1977. Levantamento de recursos naturais. (geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial do solo). *Folha SB/SC. 18 Juruá/Castanheira. F.13* Rio de Janeiro, DNPM.
- Radambrasil. 1976. Levantamento de recursos naturais. (geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial do solo). *Folha SC. 19 Rio Branco. F. 12*. Rio de Janeiro, DNPM.
- Rasmussen M., Lima A. M., Santos J. C. R., Negri F. R. 1995. Late Miocene tidal deposits in the Amazonian foreland basin. *Science* 269: 386-389.
- Rego, L. P. M. 1930. Notas sobre a geologia do território do Acre e da Bacia do Juruá. 1-45 p

A DINÂMICA DO RIO MADEIRA SEGUNDO UM REGISTRO SEDIMENTAR DO HOLOCENO RECENTE ASSOCIADO AO REGIME FLUVIAL E A FORMAÇÃO DA "TERRA PRETA DO ÍNDIO" (21)

Michelle Mayumi Tizuka (Scientia Consultoria Científica), Renato Kiparis (Scientia Consultoria Científica), Eduardo Goes Neves (Museu de Arqueologia e Etnologia – USP).

RESUMO

O presente trabalho foi desenvolvido no âmbito do Projeto de *Arqueologia Preventiva na Área de Influência Direta do Aproveitamento Hidrelétrico (AHE) de Santo Antônio*, rio Madeira, Porto Velho – Rondônia.

Discutimos aqui a estratigrafia do Sítio Arqueológico do Brejo, com registros de sedimentação fluvial intercaladas por sedimentação antrópica ("Terra Preta Indígena" - TPI), que sugere um fluxo do rio Madeira durante a ocupação humana diferente do atual no local.

A análise do material arqueológico, juntamente com datações absolutas não fornecer subsídios para compreender a ocupação humana no local, e assim entender os processos de formação da TPI e processos deposicionais do rio Madeira. Esses dados servirão também para entender a evolução da paisagem no final do Holoceno segundo uma perspectiva paleoambiental.

Introdução

O presente trabalho foi desenvolvido no âmbito do Projeto de *Arqueologia Preventiva na Área de Influência Direta do Aproveitamento Hidrelétrico (AHE) de Santo Antônio*, rio Madeira, Porto Velho - Rondônia, (Processo IPHAN nº 01410.000024/2008-65, Portaria nº23, 17 de julho de 2008). O rio Madeira é um dos nove maiores rios do mundo (Latrubesse, E, 2006).

A região do alto rio Madeira, apesar de ser arqueologicamente pouco conhecida, apresenta indícios de ocupações antigas, que datam do início do Holoceno, por volta de 9.000 anos antes do presente e inclui o que parecem ser os sítios mais antigos de terras pretas em toda a Amazônia (Miller et al, 1992). É ainda nessa região o suposto centro de domesticação inicial de plantas economicamente importantes na Amazônia, como a mandioca (*Manihot esculenta*) e a pupunha (*Bactris gasipens*). A área pode representar também o centro inicial de dispersão de povos falantes de línguas do tronco Tupi, processo iniciado há mais de 2.000 anos AP (Balée & Moore 1994; Neves, 2006).

A TPI está presente em todos os tipos de ecossistemas e paisagens da Amazônia, mas um grande número de sítios arqueológicos estão situados em terraços aluviais de "rios de águas brancas" (Kem, D. et al apud Sichi,1984), como o rio Madeira, ou seja, rios que carregam grande quantidade de material em suspensão e apresentam alta turbidez. Geralmente são encontrados em locais situados entre 5 e 25m em terras não inundáveis (Kem, D. et al,2003).

O presente trabalho foca dois setores de escavação (Setores 1 e 5) do Sítio Arqueológico do Brejo (Figura 1), localizados sob terraço aluvial, a menos de 50m da margem direita do rio Madeira, que atualmente está em processo de erosão mais intenso que a sedimentação (Figura 2).



Figura 1: Mapa topográfico com setores de escavação



Figura 2: Localização do Sítio do Brejo, próximo a Ilha do Presídio, Vila Santo Antônio - RO

Discutimos aqui a estratigrafia do Sítio do Brejo, que apresenta registros de sedimentação fluvial intercaladas por sedimentação antrópica ("Terra Preta Indígena" - TPI), o que sugere um traçado do rio Madeira diferente do atual no local, assim como grandes cheias que resultaram em um acúmulo muito rápido de sedimento, com formação de espesso horizonte estratigráfico.

Materiais e métodos

As escavações arqueológicas foram realizadas de acordo com técnicas consagradas na arqueologia. Após finos testes segundo uma malha geométrica regular, foram realizadas escavações amplas, nos locais onde se apresentaram maiores densidades de material arqueológico. As escavações foram efetuadas por níveis artificiais (10 em 10 cm); todo o material arqueológico encontrado foi registrado em detalhe, e após o término das escavações foram coletadas amostras de solo/sedimento do perfil desenhado para análises de flotação, sedimentológicas e geoquímicas, além de coleta para análise de micromorfologia. Um mapa topográfico com a localização dos setores de escavações foi gerado, assim como um mapa de densidade de material arqueológico. As interpretações sobre os perfis são essencialmente vindas de dados e registro de campo, com auxílio de registro fotográfico.

Resultados

Em todos os setores de escavação foram identificados vestígios arqueológicos (cerâmica e lítico), além de estruturas de combustão e feições (e.g. TPI). Nos setores localizados nas regiões central e sul, a estratigrafia apresenta mudanças de textura e coloração gradacionais a partir da superfície, com uma camada orgânica (menos de 10cm), uma camada lúmen silte-arenoso arqueológica, seguida por camada bruno escuro acinzentado silte-argiloso, até atingir os níveis arqueologicamente estéreis, mosqueados, silte-argilosos a argilosos, que variam de 80cm (Setor 2) a 290cm (Setor 6). Além disso, foi evidenciado material de origem mais recente, de caráter histórico, como pregos e cápsulas de projéteis em níveis profundos, sugerindo importante atividade biótica, devido a bio perturbações. Em todos os setores, as camadas arqueológicas foram registradas em campo como camadas de TPI, mesmo não apresentando coloração característica.

No Setor 1, a escavação atingiu a profundidade final em 4,40m (Figura 3) com presença de material arqueológico, apesar da baixa densidade de material. Foram reconhecidas treze camadas com características de textura e cor diferenciadas e lentes centimétricas com presença de carvão e material arqueológico, conforme pode ser visualizado no perfil norte da Figura 4.

Identificaram-se cinco camadas arqueológicas "antrópicas" (silte-arenosas a silteosas, coloração bruno escuro), por vezes intercaladas às camadas de sedimentação ("naturais") do próprio rio Madeira. As camadas de TPIs variam em função principalmente do material e espessura. Já as "naturais", variam pouco em função da textura, coloração e estrutura.

Pode-se verificar estratificações cruzadas e plano-paralelas nas camadas VII e VIII. Ocorrem por vezes lentes de carvão e TPI não contínuas nos perfis evidenciados (e.g. camada VII), e que apresentam limites definidos com relação à camada que as hospeda.

As camadas IV e VI representam apenas uma única camada arqueológica, observada quando se atingem níveis mais profundos em direção ao rio, sobre a camada I, e acompanha o desnível de sul para norte de quase 40°. Entretanto, apresentam entre si camada areno-silteosa (Camada V), interpretada como "natural", ou seja, estéril arqueologicamente e produto de sedimentação fluvial. Essas camadas junto à camada X na verdade iniciam-se em uma mesma camada ao sul do perfil. A camada II ocorre em meio a camada de argila acinzentada que apresenta uma lente espessa de matéria orgânica com presença de material arqueológico (cerâmica), carvões (naturais e associados à ocupação humana), fauna e restos vegetais fossilizados.

Na porção mais a norte do perfil, a camada III apresenta leve inclinação em direção ao rio, o que demonstra ser mesmo de fonte aluvionar. As camadas VII, VIII e IX também aparecem como intermediárias e sugerem uma topografia diferenciada; a camada VIII formada por areia depositada pelo rio Madeira nivela o terreno servindo de suporte para que a camada X se prolongue em direção ao rio. A camada IX é uma transição de sedimento aluvionar com terra preta que se formou em cima da camada VIII. A camada XI ocorre apenas mais a norte do perfil, e na extremidade leste do sítio, vemos que a terra preta está totalmente coberta por uma camada de areia.

A camada XII contém número expressivo de cerâmicas, porém não apresenta a mesma coloração das outras. Sendo mais clara (branco), não foi denominada em campo como TPI.



Figura 3: Perfil oeste do sítio do Brejo, evidenciando camadas e lentes arqueológicas (sedimento escuro) e camadas naturais (argila e areia, camadas e lentes claras).



Figura 04: Perfil norte da unidade N1031-E1059, sítio do Brejo, evidenciando 13 camadas naturais e arqueológicas.

O Setor 5 apresentou camadas superficiais muito bioturbadas com mistura de material arqueológico histórico e pré-histórico até 50cm. Apresentou alta densidade de material cerâmico, com diversidade com relação a suas formas e espessuras. O perfil exposto para análise pode ser visto na Figura 5.



Figura 5: Perfil leste do Setor 5, sítio do Brejo, evidenciando quatro camadas distintas, onde a camada IV (apontada na figura) pode ser de "terra preta enterrada". Profundidade atingida das escavações: 230m na N1541-E957.

A camada arqueológica (camada IV) apresentou densidade de material semelhante à camada IV do Setor 1, com cerâmicas estruturadas, associadas a carvões, líticos e blocos, que evidenciam um período de ocupação local. Não se vê neste setor, entretanto, uma sequência longa de intercalações de camadas de TPI com camadas naturais, sendo que a camada I é claramente a mesma camada arqueologicamente estéril do Setor 1.

Até a realização deste resumo as datações e as lâminas de micromorfologia, bem como outras análises químicas e sedimentológicas não estavam disponíveis.

Discussão

Tudo indica que o Setor I era, na época da ocupação pré-histórica, um barranco com ocupação humana na parte mais alta e plana (lado esquerdo da figura 3). Ao longo do tempo, a atividade humana no local resultou na formação de TPI que, à medida que depositava e assim formava camada mais espessa, erodia barranco abaixo em direção ao canal do rio Madeira, gerando as camadas e lentes visíveis atualmente como sedimento escuro com material arqueológico. O rio Madeira, durante eventos de cheias, formava espessos depósitos de sedimento aluvionar, formando as camadas arqueologicamente estéréis. É claro no perfil analisado (Figura 3) o processo de erosão do sedimento associado à TPI. Com o tempo, a deposição de sedimento foi tão intensa que mudou o curso do rio no local.

Apesar da camada de sedimento escuro, com material arqueológico, não ser de coloração preta típica da TPI, sabe-se da existência de terras molatas, coloração humo escuro acinzentada com teor de Espiro mais baixo e número menor de artefatos (Kämpf et al., 2003), registrados por Sombroek (1966) em diversos locais no Pará, com indícios na área de Humaitá. Até o momento, muito pouco se tem descrito e caracterizado dessas terras.

Os processos gengênicos e antropogênicos identificados no Setor I não foram verificados no Setor 5. O rio não deixou evidências de erosão ou sedimentação nesta porção a oeste do sítio (as camadas I, II e III indicam perfil de alteração laterítico, Figura 5), o que indicaria que ele não atingiu essa área, em nenhum momento, antes, durante ou após ocupação humana no local.

Conclusões

O Sítio do Brejo mostrou-se um sítio de ampla complexidade estratigráfica, associada a presença de processos antrópicos (terra preta indígena) e processo aluvionar (sedimentos fluviais). O material arqueológico encontrado é diversificado, com presença de material lítico (lascado e polido) de matérias-primas diversificadas e por vezes associado a material cerâmico. O Setor I apresenta diversas camadas arqueológicas intercaladas com camadas naturais de deposição fluvial, mas deve-se lembrar da dinâmica atual deste rio, que em poucos anos é capaz de acumular pacotes métricos de sedimento (Latrubesse, E, 2008). Atualmente, nesta região, o rio apresenta carga maior de erosão que de deposição, entretanto durante a ocupação humana a configuração local da calha do rio era muito diferente da atual.

A análise do material arqueológico, juntamente com datapões absolutas das camadas antrópicas e naturais irá fornecer subsídios para compreender a ocupação humana no local, como duração e continuidade ou não do assentamento ao longo do tempo, e assim entender os processos de formação da TPI e processos deposicionais do rio Madeira. Esses dados servirão também para entender a evolução da paisagem no final do Holoceno, segundo uma perspectiva paleoambiental.

Referencias Bibliográficas

- Balée, W. & Moore, D. 1994. Language, Culture, and Environment: Tupá-Guaraní Plant Names Over Time. In: *Amazonian Indians from prehistory to the present: anthropological perspectives*. Aron Eisenvelt, ed. Tucson: University of Arizona Press, pp. 363-380.
- Kämpf, N., Wundt, W., Sombroek, W., Kern, D.C., Cunha, T. J. F. 2003. Classification of Amazonian Dark Barths and other ancient antropic soils. In: Johannes Lehman, Dircs Kern, Bruno Glaser, William Woods (Eds.) *Amazonian Dark Earth*.
- Kern, D.C, D'Aquino, G., Rodrigues, T.R., Frazão, P.J.L., Sombroek, W., Myers, T., Neves, R.G. 2003. Distribution of Amazonian Dark Barths in the Brazilian Amazon. In: Johannes Lehman, Dircs Kern, Bruno Glaser, William Woods (Eds.) *Amazonian Dark Earth*.
- Latrubesse, E.M. 2008. Patterns of anabranching channels: The ultimate end-member adjustment of mega rivers. *Geomorphology* 101: 130-145.
- Miller, H.T. et al. 1992. *Arqueologia nos assentamentos hidrelétricos da Eletrobrás: resultados preliminares*. Brasília, DF, Eletrobrás.
- Neves, R.G. 2006. *Arqueologia da Amazônia*. In: J.Zakari (Ed). *Arqueologia da Amazônia*. Rio de Janeiro.
- Sombroek, W. 1966. *Amazon Soil: A Re-examination of the Soils of the Brazilian Amazon Region*. Wageningen: Centre for Agricultural Publications and Documentation.

ASPECTOS PETROGRÁFICOS E DIAGENÉTICOS DOS ARENITOS DA SEQUÊNCIA DEPOSICIONAL ÁGUAS CLARAS, SERRA DOS CARAJÁS, CRÁTON AMAZÔNICO

Marivaldo S. Nascimento, Michel Silva Costa, Antônio A. da Silva Jr. & Elton Tavares D. Viana

Universidade Federal do Pará, Faculdade de Geologia, Campus Universitário de Marabá - meso@ufpa.br

RESUMO

Este trabalho apresenta a caracterização petrográfica e aspectos diagenéticos de arenitos da Sequência Depositional Águas Claras, exposta na Região da Serra de Carajás. O material estudado foi coletado em seis afloramentos de corte de estrada, num trecho de 40 km entre a mina do Azul e o igarapé Bahia. O estudo envolveu a utilização de microscopia óptica e microscopia eletrônica de varredura para descrição e interpretação de seções delgadas. O arcabouço detritico destes arenitos é constituído essencialmente de quartzo e feldspato e, em menor quantidade, líticos e minerais acessórios. São quartzo arenitos, grauvas e arcóseos com fortes evidências de processos diagenéticos cujas principais características observadas foram: precipitação de sílica e material ferruginoso como cimento; formação de illita e caulinita; dissolução de minerais pesados, feldspatos, aluminossilicatos e líticos; e porosidade secundária.

1. INTRODUÇÃO

A composição de arenitos é uma função complexa de fatores que envolvem a geologia da área fonte, clima, tectônica, transporte e deposição, intemperismo e diagênese (Dickinson 1985; Mutton & Hallsworth 1994; 1999). A análise do arcabouço destas rochas sedimentares permite investigar sua proveniência, bem como interpretar a evolução de sucessões estratigráficas, considerando os processos deposicionais pós-deposicionais. A partir da composição modal dos arenitos pode-se determinar o ambiente tectônico de sedimentação de unidades estratigráficas e colaborar com interpretações paleogeográficas (Dickinson 1985; Lihou & Mange-Rajetzky 1996; Weltje & Van Eynatten 2004; Nascimento & Góes 2007).

Na Serra dos Carajás (Província Mineral de Carajás), a Sequência Depositional Águas Claras (Grupo Rio Fresco), representada por arenitos, siltitos e argilitos de ambientes marinho, transicional a continental, permite estudos petrográficos detalhados, mesmo em afloramentos descontínuos e influenciados por forte tectonismo. Apesar dos significativos avanços sobre o reconhecimento geológico da região de Carajás, a organização estratigráfica, interpretação paleoambiental e proveniência das sucessões sedimentares ainda são pouco entendidas. Trata-se de uma área geologicamente complexa inserida no contexto do Sistema de Transcorrência de Carajás, onde afloram as seqüências deposicionais pertencentes à Bacia de Carajás (Fig. 1). O objetivo deste trabalho é apresentar a caracterização petrográfica e os principais aspectos diagenéticos de arenitos da Sequência Depositional Águas Claras para determinação da composição modal, classificação definitiva, avaliação das feições diagenéticas, com a finalidade de contribuir com estudos de proveniência.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

As amostras selecionadas para estudo posicionadas em perfis estratigráficos em afloramentos levantados de ao longo da estrada que dá acesso ao igarapé Bahia, na porção central da Serra dos Carajás (Fig.1). Vinte seções delgadas de arenitos foram confeccionadas para caracterização petrográfica por microscopia óptica convencional no Laboratório de Mineralogia Aplicada do Campus Universitário da UFPA em Marabá, com vista à descrição da composição mineralógica e textural dos arenitos. Os componentes do arcabouço foram definidos segundo os critérios de Dickinson (1985) e a classificação dos arenitos foi estabelecida no diagrama QFL (Pettijohn et al. 1987), a partir do método de contagem de pontos (600 grãos/lamina). A análise de microscopia eletrônica de varredura (MEV-EDS) foi realizada no Museu Emilio Goeldi, com detectores de elétrons secundários e retroespalhados.

para refinamento das feições diagenéticas como: cimento, dissolução e substituição de grãos, dentre outras feições que se julgavam relevantes para os objetivos do trabalho.

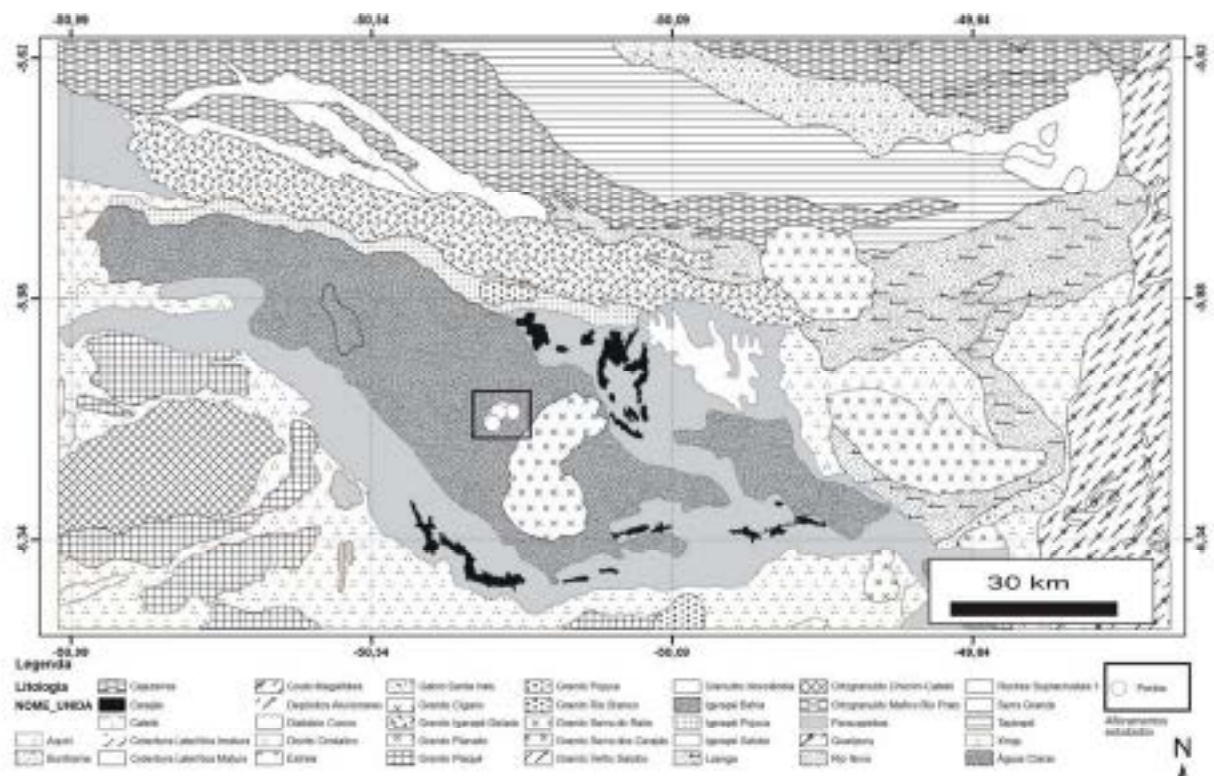


Figura 1. Mapa geológico da região da Serra dos Carajás, com destaque para os depósitos sedimentares da Sequência Depositional Águas Clara, onde se localizam os afloramentos estudados. (baseado no Mapa Geológico do Estado da Pará-CPRM 2008).

3. RESULTADOS

Os arenitos estudados neste trabalho espõem-se na região de Carajás (Fig. 1) num trecho de aproximadamente 40 km ao longo da estrada que liga a mina do Azul ao igarapé Bahia. Fazem parte da Sequência Depositional Águas Clara, que representa um sistema deposicional flúvio-deltaico composto de barras distais, barras de desembocadura e canal fluvial, cujo empilhamento estratigráfico configura uma sucessão prográdote. Os afloramentos estudados são descontínuos e, geralmente, encontram-se tectonicamente perturbados e deslocados da sua posição original por falhas, o que dificulta o registro de superfícies de constatação estratigráfica. Por isso, consideramos os estratos geneticamente relacionados e inseridos em uma mesma sequência deposicional. Arenitos compõem cerca de 85% da sucessão estudada, predominando quartzo arenito e quartzo wackes, seguidos de litarenito. Mostram granulometria com predomínio das classes média a fina, ocasionalmente, grossa, e seleção moderada a boa. O quartzo arenito é constituído de quartzo monocristalino (~ 85%), destes 60% possui extinção reta e 40% extinção indolante. Exibem, por vezes, cutículas de óxido de ferro sobre os grãos e abundantes sobrecrescimento de sílica, que compõem cimento. Ocorrem cristais retos, pontuais e côncavo-convexos entre os grãos. Microfraturamentos transgranulares são frequentes, porém, sem fortes evidências de deformação. Quartzo policristalino constitui cerca de 12% e são irregulares, subarredondados, constituídos de cristais com contatos retos ou saturados. Os fragmentos líticos perfazem 2% do arcabouço e correspondem às vulcânicas e metassedimentos e, embora em pequena quantidade, aparecem nos arenitos finos. Fragmentos de chert representam menos de 1%. A matriz representa em torno de 3% e é constituída de argilominerais (illita e pseudomorfos de caulinita) às vezes fortemente sericitizada. Nas grauvas ocorre quartzo monocristalino (~60%), dos quais 80% têm extinção reta e possuem sobrecrescimento de sílica. O restante, 20%, têm extinção indolante e são levemente deformados. A matriz representa mais de 15% e é caracterizada pela presença de illita e caulinita vermicular. Franjas de illita ocorrem

preferencialmente nos arenitos finos e possivelmente, podem estar relacionada à infiltração de argila ou compactação química. Os minerais diagenéticos incluem illita, cimento de sílica e óxido-hidróxido de ferro. O cimento ferruginoso é composto de goethita e hematita, estando os grãos, por vezes, recobertos por uma fina película de coloração acastanhada. Essa cimentação aparece na maioria dos intervalos estudados, porém menos expressiva quando na presença de matriz. Minerais acessórios incluem: zircão (85%) prismático eoclético ou suboclético, incolores, castanho ou amarelo, com frequente zonamento e inclusões; turmalina (12%) ocorre na forma prismática arredondada a subarredondada, marrom esverdeado; e rutilo (7%) prismático e irregular, avermelhado ou marrom. A compactação mecânica nestes arenitos é de baixa intensidade, uma vez que na análise dos lâminas foram observados, predominantemente, contatos pontuais de grãos e, muito pouco planares ou lineares.

4. CONCLUSÕES

A análise petrográfica dos arenitos da Sequência Depositional Águas Claras na região de Carajás evidenciou forte semelhança entre os intervalos estratigráficos estudados, sendo classificados como quartzu arenitos, grauvazes e arcíseos, que neste estudo, foram coletados em afloramentos. A porosidade intergranular predomina, sendo que a intragranular (secundária) é o produto da dissolução de grãos (acessórios, líticos) e do cimento de sílica. O quartzo é o mineral mais abundante do arcabouço, seguido pelo K-feldspato fortemente alterado. A matriz é constituída predominantemente de argilominerais do tipo illita e caulinita. A sequência diagenética observada compreende: dissolução de minerais, cimentação por sílica, formação de argilominerais, substituição caulinita por illita, geração de porosidade secundária e infiltração de argilas, e precipitação de óxido de ferro. Estes arenitos foram submetidos ao soterramento pouco expressivo, uma vez que o grau de compactação mecânica é baixo. A precipitação de cimento de sílica foi responsável pela perda da porosidade dos arenitos, sendo a porosidade secundária gerada durante a telodiagenese.

Agradecimentos – Os autores agradecem ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) – Projeto CT-Mineral e à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Pará (FAPESPA) – Projeto Universal, pelos recursos financeiros concedidos para execução da presente pesquisa. À VALE pelo apoio logístico durante as campanhas de campo em Carajás.

Referências Bibliográficas

- Dickinson W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In.: Zuffa, G.G. (Ed.), *Provenance of Arenites*. Reidel, Dordrecht.
- Libou J. & Mángs-Rajetzky M.A. 1996. Provenance of the Sardinia Flysch, Eastern Swiss Alps: example of high-resolution heavy mineral analysis applied to an ultrastable assemblage. *Sed. Petrology*, 105: 141-157.
- Morton A.C. & Hallsworth C. 1994. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedim. Geol.*, 90:241-256.
- Morton A.C. & Hallsworth C. 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedim. Geol.*, 124:3-29.
- Nascimento M.S. & Góes A.M. 2007. Petrografia de arenitos e minerais pesados de depósitos cretácicos (Grupo Itapicuru), Bacia de São Luís-Graxiú, Norte do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(1):02-16.
- Nogueira A. C. R., Truckenbrodt W., Pinheiro E. V. L. 1995. Formação águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás. Redescoberta e Redefinição. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi*, 7:177-197.
- Nogueira A.C.R. 1995. *Análise faciológica e aspectos estruturais da Formação Águas Claras, Região Central da Serra dos Carajás* - Pará. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Belém, 167p.
- Pettijohn F.J., Potter P.E., Seiver E. (Eds.) 1987. *Sand and sandstones*. Berlin, Springer-Verlag, 553p.
- Welje G.J. & Van Eyndtzen H. 2004. Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. *Sed. Geology*, 171: 1-11.

FROVENIÊNCIA DE ARENITOS CRETÁCEOS DA BACIA DE SÃO LUIS-GRAJAÚ, NORTE DO BRASIL

Marivaldo S. Nascimento, Pablo J. Leite dos Santos & Airton Barata da Silva

Universidade Federal do Pará, Faculdade de Geologia, Campus Universitário de Marabá – msn@ufpa.br

RESUMO

Química mineral de turmalina, idades de zircão e dados de paleocorrentes foram utilizados na interpretação da proveniência e evolução estratigráfica da Formação Ipixuna, Unidade Albiana e Formação Codó-Grajaú da Bacia de São Luís-Grajaú. A turmalina indica fontes metasedimentares e contribuição secundária de rochas ígneas. Razões $^{207}\text{Pb}/\text{Pb}^{206}$ em zircão detrítico indicam três populações com idades nos intervalos de: 3103-2545 Ma, 2460-1684 Ma e 993-505 Ma, e menos significativas 1570-1006 Ma e 535-441 Ma. O arredondamento dos grãos de turmalina e zircão corrobora com a contribuição de sedimentos reciclados da Bacia do Paranaíba. Idades de zircão da Unidade Albiana se correspondem com a Província Borborema, Cráton São Luís-Faixa Guariçá e Cráton Amazônico-Faixa Araguaia, enquanto que na Formação Ipixuna as idades de zircão se correlacionam com o Cráton São Luís-Faixa Guariçá e Cráton Amazônico-Faixa Araguaia.

1. INTRODUÇÃO

Química mineral de turmalina e idades em zircão detrítico é aplicada na Petrologia Sedimentar para avaliação da proveniência, pois indicam feições petrogenéticas diagnósticas da rocha fonte (Morton et al. 1991; Henry & Guidotti 1985). Turmalina ocorre em rochas metamórficas, granitóides e depósitos hidrotermais e sua composição química reflete as características da rocha fonte (Henry & Guidotti 1985). Zircão se forma em rochas ígneas, metamórficas e em basaltos (Mange & Mauer 1992) e é comum em arenitos, como a turmalina, em função da sua alta estabilidade química e física. Razões de $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$ em zircão fornecem idades da cristalização ou metamorfismo da rocha fonte. Quando sedimentos, a forma da turmalina e zircão pode sugerir reciclagem, mistura de sedimentos, transporte ou retrabalhamento expressivo. Estes minerais são comuns em depósitos sedimentares da Bacia de São Luís-Grajaú e, portanto, seu estudo, aliados a dados sedimentológicos permite avaliar sua proveniência e evolução estratigráfica. A Bacia de São Luís-Grajaú se estabeleceu, durante o Cretáceo, sobre embasamento paleozóico e pré-cambriano. Sua gênese está ligada à abertura do Oceano Atlântico Equatorial, no Mesozóico (Rossetti 2001). O conhecimento geológico desta bacia foi alcançado graças a trabalhos científicos que permitiram estabelecer o seu arcabouço estratigráfico e caracterização petrográfica de alguns depósitos (ver Rossetti 2001; Nascimento & Góes 2005; 2007; Nascimento et al. 2007). A estratigrafia da Bacia de São Luís-Grajaú é interpretada na forma de três seqüências deposicionais: a Formação Codó-Grajaú (Neaptiano-Enalbiano); Unidade Indiferenciada (En-Mesalbiano) e Formação Alcântara; e Formação Ipixuna e Cujupe (Mesalbiano-Neocretáceo). O estudo de proveniência apresentado neste trabalho é baseado na análise de arenitos e minerais pesados da Formação Codó-Grajaú, Unidade Indiferenciada e da Formação Ipixuna que afloram nas porções noroeste e sul desta bacia (Fig. 1).

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Vinte e sete seções delgadas foram examinadas por petrografia convencional. A caracterização dos constituintes do arcabouço e a contagem pontual (300 grãos/lâmina) obedeceram ao método de Gazzi-Dickinson. As feições diagenéticas foram avaliadas com microscópio eletrônico de varredura (MEV-EDS). Os arenitos foram classificados no diagrama de Pettijohn et al. (1987) e a proveniência deduzida no diagrama de Dickinson (1985). A química mineral de turmalina (62-125 μm) foi obtida com microsonda eletrônica modelo CAMBICA SX50 no IGeo da UnB, sob condições operacionais de 20nA e 20kV, feixe de 1 μm de diâmetro e MEV-EDS. Os grãos foram montados em pastilhas de resina epoxy para confecção de seções polidas. Optou-se por locais afastados das bordas dos grãos e regiões sem inclusões ou fraturas para análise. Os resultados foram interpretados em diagrama ternário de Henry & Guidotti (1985). As idades de zircão foram obtidas pelo método de evaporação-ionização de Pb com espectrômetro de massa Finnigan MAT 262 do Laboratório de

Geologia Isotópica do IGeo da UFPA. Para aquisição das idades aparentes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ adotou-se os seguintes critérios: (1) obtenção do sinal de Pb interno, duradouro e estável para definição do platô de idade a partir de 3 blocos de razões isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$; e (2) razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de blocos com valores inferiores a 0,0004 para avaliar a contaminação de ^{206}Pb . Foram datados 256 grãos de zircão em cinco amostras: uma da Formação Codó-Grajaú, três da Unidade Indiferenciada e uma da Formação Ipixuma.

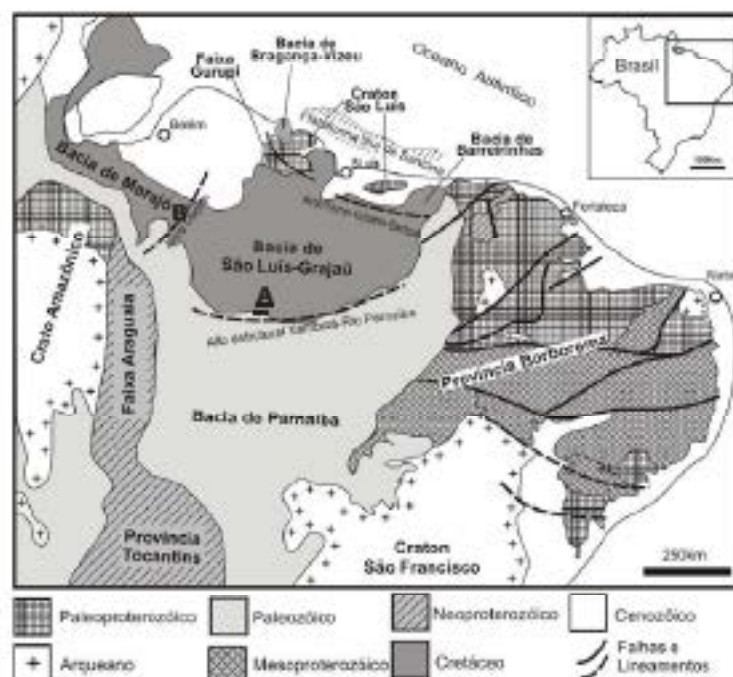


Figura 1. Mapa simplificado com destaque para a Bacia de São Luís-Grajaú e a localização dos afloramentos da Formação Codó-Grajaú e Depósitos Albianos (A) e da Formação Ipixuma (B) (adaptada de Nascimento & Góes 2007).

3. RESULTADOS

Os arenitos são compostos de grãos de quartzo monocristalino com extinção reta (Q_{90}) ou ondulante (Q_{95}), com raros fragmentos líticos e minerais pesados. Quartzo varia entre 55 a 98% do arcabouço, enquanto fragmentos líticos são ausentes na maioria das amostras, mas podendo chegar até 5%. Outros minerais incluindo os pesados variam entre 2 a 10%. Nos arenitos médios a grossos da Formação Codó-Grajaú o quartzo varia de 55 a 65%, o feldspato (potássico e plagioclásio) de 5 a 40% e outros minerais ~ 10%. Os grãos são angulosos a subangulos, sem trama preferencial, com contatos que variam de pontuais a côncavo-convexos. O arcabouço é fechado, não ocorre porosidade primária e secundária. Estes arenitos são classificados como arcóseos e indicam proveniência de embasamento soerguido e crátons estáveis em diagrama de Dickinson. Feições diagenéticas importantes são: cimento carbonático paucicristalino, sobrecrecimento sintaxial de quartzo e substituição do feldspato por calcita. O cimento é responsável pela perda total da porosidade do arenito. Os arenitos da Unidade Indiferenciada são fins a médios, moderado a bem selecionados, onde predomina Q_{90} e Q_{95} , este é mais abundante com 90 a 95%. Feldspato é raro, ocorre apenas em uma amostra (5%). Líticos são ausentes e outros minerais, incluindo os pesados, compõem 3 a 7%. Ocorrem contatos pontuais e raramente côncavo-convexos. A matriz é argilosa e perfaz <5%, pintalgada por óxido de ferro. São quartzos arenitos com proveniência de crátons estáveis e rochas recicladas de orógenos. Feições diagenéticas são alguns feldspatos alterados para caulinita (*boaldes*) e argila infiltrada em poros primários. Estratos cruzados têm *fossils* inclinadas para norte, em arenitos de barras de desembocadura os estratos cruzados são para nordeste e sudeste. Arenitos de praia têm estratos cruzados de baixo ângulo para nordeste e sudeste. Em barras distais os arenitos exibem estratos cruzados para sudoeste e oeste. Todo o padrão de paleocorrentes nestes depósitos indica que o sistema deltaico migrou de sudoeste-sul para norte-nordeste, condizente com o deslocamento da bacia, localizado a nordeste destes depósitos (Rossetti & Góes 2003). Os arenitos da Formação Ipixuma são

grossos, médios a finos, com matriz suportada caulínica, onde os grãos do arcabouço são constituídos de Q_{400} , irregulares angulosos com freqüentes feições de dissolução. Quartzo esférico, bipiramidal, com feições de arredondamentos nas suas bordas fica identificado. A classificação destas rochas com base no arcabouço e a análise de proveniência ficam limitadas em função da forte alteração que sofreram dada a presença de grãos de quartzo, inclusive, de minerais pesados como turmalina e zircão corróidos. São arenitos atribuídos a ambiente estuarino, no topo, e complexo fluvial na base.

Das variedades de turmalina a maioria (>80%) apresenta composição que no diagrama binário $Ca/(Ca+Na) \times Fe/(Fe+Mg)$ plota no campo da dravita. No diagrama $Al-Fe_{wt}-Mg$ (Henry & Guidotti 1985) as composições das turmalinas sugerem fontes metasedimentares (metapelitas e metapsamitos > 50%), fontes graníticas representam de 10-20%. As idades de zircão diminuem entre o Arqueano e Proterozóico: 27% - idades arqueanas; 33% - paleoproterozóicas; 30% - neoproterozóicas; e 10% - mesoproterozóicas. Picos principais ocorrem em torno de 2878 Ma, 2692 Ma, 2165 Ma, 2135 Ma, 1884 Ma e 666 Ma. Idades em torno de 2990 Ma, 1020 Ma e 500 Ma são menos importantes.

4. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

A Bacia de São Luís-Grajaú está localizada na margem norte da Plataforma Sulamericana, norte do Brasil, onde a sedimentação cretácea iniciou a 113 Ma, discordantemente sobre embasamento paleozóico e pré-cambriano. O terreno pré-cambriano constitui parte do Gondwana Ocidental, onde crátons arqueanos se conectavam através de cinturões orogênicos neoproterozóicos formados no Ciclo Brasileiro-Pan-africano. Os crátons São Luís e Amazônico, as faixas Araguaia e Gurupi e a Província Borborema representam estes segmentos mais importantes do Gondwana. Entre o Neoproterozóico e o Paleozóico Inferior, com a separação de Laurentia e Placa Báltica, formaram-se várias bacias sedimentares intracratônicas, a exemplo da Bacia do Paranaíba, onde se acumularam espessas sucessões de sedimentos miúdos dos crátons e faixas orogênicas. No Jurássico Superior-Cretáceo Inferior, com o riftamento do Oceano Atlântico Equatorial e a separação da África e América do Sul, inicia-se um novo ciclo de sedimentação que se processou na Bacia de São Luís-Grajaú, desenvolvida sobre a porção mais ao norte da Bacia do Paranaíba. Durante este evento, os sedimentos na Bacia de São Luís-Grajaú foram fornecidos do embasamento e depositados numa grande variedade de sistemas deposicionais continentais, transiçiais e marinhos. O padrão de paleocorrente, a análise petrográfica dos arenitos, os dados de química mineral em turmalina e idades de zircão detrítico, permitem reconhecer feições das fontes potenciais para estes depósitos cretáceos. O Cráton Amazônico-Faixa Araguaia, o Cráton São Luís-Faixa Gurupi, a Província Borborema e, inclusive, os sedimentos paleozóicos reciclados da Bacia do Paranaíba foram fontes potenciais. Na interpretação das áreas fontes potenciais foram considerados diversos fatores, como: o fato de que as sucessões sedimentares estudadas foram acumuladas em uma ampla variedade de ambientes deposicionais desenvolvidos em diferentes estágios evolutivos da Bacia de São Luís-Grajaú. Os arenitos fluvio lacustre da Formação Codó-Grajaú representam os primeiros estágios de sedimentação, acumulados sob clima seco a semiárido, como sugere a abundância de grãos de feldspatos. Fontes orogênicas e graníticas foram importantes. Os arenitos da Unidade Albiana representam um estágio mais avançado de ampliação da bacia, com a instalação de ambientes deltaicos. Nestas condições, áreas ao sul e sudoeste foram fontes, incluindo o nordeste do Cráton Amazônico, Faixa Araguaia, Província Borborema e a Bacia do Paranaíba. Zircão de rochas metasedimentares e ígneas com idades semelhantes são descritos no Cráton Amazônico, Faixa Araguaia e Província Borborema (Brito Neves et al. 2001; Tassinari & Macambira 2004). Ao noroeste da bacia, no Cretáceo Superior, foram depositados os sedimentos estuarinos de vales incisos da Formação Ipixuma, encerrando a sedimentação cretácea nesta região. O padrão de paleocorrentes não descarta a contribuição significativa da Faixa Gurupi e Cráton São Luís, em função da proximidade geográfica com os depósitos da Formação Ipixuma. Porém, com base em datação de zircão detrítico nota-se que, nem todas as áreas adjacentes a bacia tiveram papel relevante na fonte de seus sedimentos. As idades sugerem contribuição do Cráton Amazônico. Fontes meso-neoproterozóicas para a Formação Ipixuma são registradas. A composição modal destes arenitos indica proveniência de orógenos reciclados e blocos continentais (Nascimento et al. 2007). Orógenos reciclados incluem predominantemente as rochas metasedimentares e elevados estratos expostos em diversas faixas de dobramento. Blocos continentais são regiões tectonicamente estáveis que contêm faixas orogênicas

antigas amalgamadas. Fontes metasedimentares para estes depósitos são indicadas por composições de turmalina, que sugerem proveniência principalmente de metapsamitos e metapelitos em diagrama $Al-Mg_{90}Al_{10}-Fe_{100}Al_{90}$, com uma baixa contribuição de rochas graníticas. Rochas metasedimentares ocorrem nas faixas Araguaia e Gurupi, terrenos adjacentes à Bacia de São Luís-Grajaú. A maturidade textural do zircão e turmalina sugere reciclagem dos sedimentos da Bacia do Paraúba. Dados de química mineral de turmalina juntamente com idades de zircão detrítico indicam que os depósitos sedimentares da unidade referida foram derivados das regiões norte e nordeste, incluindo o Cratão São Luís e Faixa Gurupi e a porção ocidental da Província Borborema. Zircão paleoproterozoicos e neoproterozoicos são comuns nestas regiões (Klein et al. 2002; 2005), com picos em torno de 2153 Ma e 587 Ma. Idades em torno de 1,0 Ga se correlacionam ao Evento Cairns Velhos, na Província Borborema, onde são descritas idades similares (Van Schmus et al. 1995).

Agradecimentos – Ao CNPq, Museu Paraense Emílio Goeldi, à Dra. Dilce Rossetti pela concessão das amostras geológicas, ao Dr. Moacir J. Buzassari Macambira e Dr. Afonso Brud pelas discussões sobre a interpretação dos dados.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Brito Neves B.B., Santos R.I., Van Schmus W.R. 2001. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, R.I., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds), *Tectonic Evolution of South America*. Int. Geol. Congr., 31, Rio de Janeiro, p.151-182.
- Dickinson W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G. (ed.), *Provenance of Sediments*. Reidel, Dordrecht: 333-361.
- Henry D.J. & Guidotti C.V. 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *Am. Mineral.*, 70: 1-15.
- Klein B.L., Koppe J.C., Moura C.A.V. 2002. Geology and geochemistry of the Cairns gold deposit, and geochronology of the gold-hosting Cairns Microtonalite, São Luís Craton, northern Brazil. *Jour. of South Am. Earth Sc.*, 14, 837-849.
- Klein B.L., Moura C.A.V., Pinheiro R.L.S. 2005. Paleoproterozoic crustal evolution of the São Luís Craton, Brazil: evidence from zircon geochronology and Sm-Nd isotopes. *Geochimica Et.* 8, 177-186.
- Munge M.A., Mauer H.F.W. 1992. *Heavy mineral in colour*. Chapman & Hall. 147p.
- Morton A.C., 1991. Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance research. In: Morton, A.C., Todd, S.P., Houghton, P.D.W. (Eds.). *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. *Geol. Soc.*, 31-45.
- Nascimento M. S., Góes, A. M. 2005. Distribuição estratigráfica e proveniência de minerais das formações Ipiranga e Barreiras, região do Rio Capim, Sub-Bacia de Carneté, Estado do Pará. *Revista Brasileira de Geociências* 35, 49-58.
- Nascimento M.S., Góes A.M. 2007. Petrografia de arenitos e minerais pesados de depósitos cretáceos (Grupo Itapicuru), Bacia de São Luís-Grajaú, norte do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(1): 2-15.
- Nascimento M.S., Góes A.M., Brud J.A., Macambira M.J.R. 2007. Provenance of Albian sandstones in the São Luís-Grajaú Basin (northern Brazil) from evidence of Pb-Pb zircon ages, mineral chemistry of tourmaline and paleocurrent data. *Sedimentary Geology* (201): 21-42.
- Rossetti D.F. 2001. Arquitetura deposicional da Bacia de São Luís-Grajaú, Meio-Norte do Brasil. In: Rossetti, D.F.; Góes, A.M. & Truckenbrodt, W. (Eds.). *O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*, Belém, p. 31-46.
- Rossetti D.F., Góes A.M. 2003. Caracterização paleoambiental de depósitos albianos na Bacia Sal da Bacia de São Luís-Grajaú: modelo de delta fluvial influenciado por tempestade. *Revista Brasileira de Geociências*, 33 (3): 299-312.
- Tassinari C.C.G., Macambira M.J.R. 2004. A evolução do Cratão Amazônico. In: Montenegro-Neto, V.; Bortolli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito-Neves, R.B. *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução de uma de Fernando Flávio Marques de Abreu*. São Paulo, Becc. P.471-485.
- Van Schmus W.R., Brito Neves R.B., Hackspacher P.C., Bahrschi M., 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. *Jour. South Am. Earth Sci.*, 8(3-4), 287-288.

XI Simpósio de Geologia da Amazônia, 2 a 5 de agosto de 2009, Manaus - AM
ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA E ESTRATIGRÁFICA DE TERRAÇOS
FLUVIAIS QUATERNÁRIOS DO RIO SOLIMÕES NA REGIÃO DO
CAREIRO DA VÁRZEA, SUL DE MANAUS.

Pedro Afonso Cardoso Gais Campos ¹; Emília Alberto Amaral Soares ²

(1) Universidade Federal do Amazonas. Departamento de Geociências

(2) Universidade Federal do Amazonas. Departamento de Geociências. Programa de Pós – Graduação em Geociências

RESUMO

Terraços fluviais forneceram os registros das incisões dos rios e o tempo de perturbações climáticas para o sistema fluvial. Na região do Careiro da Várzea, a sul de Manaus, foram identificados e diferenciados três níveis de terraços fluviais quaternários quanto a sua posição altimétrica, características sedimentológicas e idades. Os terraços estão sobrepostos discordantemente a rochas do embasamento (Neógeno) e paleossolos lateríticos. Os níveis de terraços fluviais ocorrem em quase toda a extensão da área estudada, situam-se nas cotas entre 25 e 48 metros de altitude e dispõem-se como faixas paralelas que acompanham o canal atual do Rio Solimões. O terraço superior (TS), mais antigo, ocupa a porção sudoeste e sudeste e situa-se nas cotas mais elevadas, enquanto os terraços intermediário (TI) e inferior (TIi) ocupam as porções nordeste e noroeste da área e situam-se em cotas mais baixas.

INTRODUÇÃO

O presente trabalho tem como foco principal o estudo sedimentológico e estratigráfico dos depósitos sedimentares quaternários que compõem a planície aluvial do Rio Solimões nas regiões do Careiro da Várzea e Careiro Castanho, a Sul de Manaus. Nestas regiões, a planície aluvial é composta por três níveis de terraços fluviais, de distribuição assimétrica, que se estendem por mais de 100 km, sendo bem expostos ao longo da BR-319 (Manaus-Porto Velho) e nas margens de rios da região. Estes três níveis de terraços fluviais foram inicialmente individualizados por Soares (2007) na região do Careiro da Várzea, até o km 50 da BR-319, sob a denominação informal de TS1, TS2 e TS3. Em estudos anteriores, estas unidades de terraços foram englobadas de forma generalizada nas unidades quaternárias "impeded flood plain" e "older scroll-dominated plain" de Latrubesse & Franzinelli (2002) e depósitos Q3 e Q4 de Rossetti *et al.* (2004). No mapa de Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas (escala 1:1.000.000) do Serviço Geológico do Brasil (2006) o terraço fluvial mais antigo do Rio Solimões é associado à Formação Alter do Chão, enquanto os terraços mais novos são associados a depósitos aluvinares. As diversas nomenclaturas estratigráficas e correlações utilizadas para as unidades quaternárias da Amazônia Central mostram a falta de detalhamento nos estudos sedimentológicos e estratigráficos propostos.

Os depósitos de terraços fluviais individualizados neste estudo estão sobrepostos discordantemente as rochas siliciclásticas do embasamento cretáceo e/ou mioceno. Esta relação estratigráfica é melhor observada em afloramentos do município do Careiro Castanho, na porção sul da área estudada. Nesta região, o embasamento é constituído principalmente de quartzosarenites com pelitas subordinadas e geralmente mostram-se recobertos por paleossolos lateríticos. As unidades do embasamento têm sido associadas e confundidas com os depósitos de terraços fluviais mais antigos do Rio Solimões, devido à coloração avermelhada e feições de intemperismo exibidas pelas unidades. Este trabalho vem dar continuidade e em parte reconsiderar as informações obtidas no trabalho de Soares (2007) e, com isso, tentar reconstituir os principais eventos que influenciaram a dinâmica fluvial do Rio Solimões no Quaternário.

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo localiza-se na planície aluvial do Rio Solimões, regiões do Careiro da Várzea e do Careiro Castanho, ao Sul de Manaus. O acesso à região foi feito principalmente por carro, ao longo da BR -319 e estradas secundárias. O acesso por barco foi feito principalmente no Lago Castanho e Paraná do Castanho Mirim. O trabalho de campo teve o apoio logístico do Serviço Geológico do Brasil (CPRM).

MATERIAIS E MÉTODOS

As unidades sedimentares foram individualizadas no campo por meio de análises de produtos de sensores remotos, do tipo Radarsat, Banda L, 6 resoluções - aerotransportados/SIVAM R-99 (2004) e cartas topográficas (escalas 1:100.000 e 1:50.000). As imagens foram cedidas do arquivo do Laboratório de Sensoriamento Remoto do Departamento de Geociências da UFAM. Os aspectos sedimentológico das unidades estudadas se basearam na confecção e análise de seções panorâmicas (fotomontagens) e colunares, associados a dados petrográficos de lâminas delgadas. Para a mapeação estratigráfica dos depósitos estudados foi necessário o reconhecimento de campo das feições geomorfológicas, litológicas e de intemperismo. Nas etapas de laboratório foram utilizadas a infraestrutura do Departamento de Geociências - Degeo (UFAM) e Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Este trabalho é parte integrante do Programa Institucional de Bolsas de Iniciação Científica - PIBIC, financiado pelo CNPq.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

No mapa geológico da área de estudo (Figura 1A) foram definidas unidades sedimentares do embasamento e quaternárias, diferenciadas principalmente quanto aos aspectos geomorfológicos, posição altimétrica e características sedimentológicas. O embasamento é composto por mechas siliciclásticas de coloração rosada a avermelhada, constituídas principalmente de arenitos finos a médios, por vezes conglomeráticos, geralmente friáveis, com estratificação plano-paralela e cruzada tabular (Figura 1B). Em menor proporção, ocorrem camadas de pelitos, exibindo aspecto maciço e laminado, com feições tabulares de bioturbação. Os arenitos são constituídos principalmente de grãos de quartzo e, raramente, exibem grãos de minerais pesados, sendo classificados como quartzo-arenitos (Figura 1C). Os grãos de quartzo são principalmente monocristalinos, com raras grãos policristalinos, e geralmente exibem extinção modulante forte a moderada e apresentam inclusões aciculares. Variam de arredondados a subarredondados, com seleção boa a moderada e exibem cimento ferruginoso. Em quase todos os locais visitados, o embasamento mostra-se delimitado no topo por paleossolos lateríticos, com espessura variando de 2,5 até 5,0 metros e latossolo amarelo. Em geral, os paleossolos são predominantemente ferruginosos e imaturos, segundo a classificação de Costa (1991) e, quando bem mapeados, podem ser utilizados como guias estratigráficos na Amazônia Central. São compostos por crosta marça e cavernosa, colunar a pisolítica, de coloração amarronzada a avermelhada. Na parte inferior de algumas crostas, as estruturas sedimentares primárias da rocha original ainda estão preservadas.

As unidades quaternárias, datadas pelo método da luminescência de cristais por Soares (2007), são constituídas por três níveis de terraços fluviais, de distribuição assimétrica, que se dispõe em faixas paralelas ao atual canal do rio Solimões. O terraço mais antigo, denominado informalmente neste estudo de TS, se localiza mais afastado do atual canal do Rio Solimões e o topo desta unidade situa-se em cotas de 30 a 48 metros, não sendo atingido pelas enchentes anuais. É a unidade mais expressiva da área de estudo, se estende por mais 50 km, ocupando as porções sudeste e sudoeste. Apresenta relevo moderadamente dissecado, com montes e colinas arredondados e exibe tênues feições da morfologia deposicional preservada, marcada por linhas de acreção lateral. Sobre esta unidade, que exibe vegetação de grande porte, se desenvolvem um padrão de drenagem do tipo dendrítico a subdendrítico, com expressivos trechos retilíneos. Os terraços intermediário e inferior, denominados respectivamente de TI e TIF, localizam-se como faixas estreitas e alongadas nas margens do Rio Solimões. Sitam-se em cotas de 25 a 29 metros, exibem relevo relativamente plano, com suaves cristas e depressões e são inundados periodicamente pelas enchentes sazonais, representando a planície aluvial ativa. Na superfície exibem feições nítidas da morfologia deposicional de barras de acreção lateral, com lagos de vários tamanhos e formas.

Os depósitos sedimentares que compõem o terraço TS apresentam coloração rosada a avermelhada e apresentam pedogênese acentuada, com desenvolvimento de solo no topo. Os depósitos que compõem os terraços TI e TIF, apresentam coloração acinzentada, com pedogênese incipiente no terraço TI. Internamente, estas unidades são constituídas

principalmente de areias e lamias (silte e argila), que compõem os pares de estratificação heterulítica inclinada de barras em pontal e depósitos de inundação.

CONCLUSÃO

Nas regiões do Careiro da Várzea e Careiro Castanho, a dinâmica fluvial quaternária do Rio Solimões pode ser compreendida por meio da análise dos três níveis de terraçãs fluviais, que se estendem por mais de 100 km. Os aspectos da morfologia deposicional de barras de acreção lateral e a estratificação heterulítica inclinada dos terraçãs estudados são indicativos do padrão meandrante do rio Solimões, que predominou no Pleistoceno, diferente do atual padrão fluvial anastomosado. Os aspectos litológicos dos arenitos que compõem o embasamento da área de estudo foram associados aos arenitos da unidade neógena descrita nas regiões de Itacoatiara e Manacapuru, por Rozo (2004) e Soares (2007), respectivamente. Portanto, o paleossolo laterítico desenvolvido no topo da unidade neógena pode ser associado a superfície SD3, descrita por Soares (2007) na região de Manacapuru, oeste de Manaus.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CARTA GEOLÓGICA DO BRASIL AO MILIONÉSIMO. 2006. Geologia e Recursos minerais do Estado do Amazonas, Programa Geologia do Brasil. Brasília: Ministério de Minas e Energia/CPRM/Serviço Geológico do Brasil.
- COSTA ML. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(2) 146-160.
- LATKUBHSSSE, R.M. & FRANZINELLI, E. 2002. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil. *Geomorphology*, v. 44, n. 3, p. 241-257.
- ROSSETTI, D.P.; TOBILO, P.M.; GORS, A.M. 2005. New geological framework for Western Amazonia (Brazil) and implications for biogeography and evolution. *Quaternary Research*, v. 63, n. 1, p. 78-89.
- ROZO, I.M.G. 2004. Evolução holocênica do rio Amazonas entre a ilha do Careiro e a foz do rio Madeira. Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas.
- SOARES, E.A.A. 2007. Depósitos pleistocenos da região de confluência dos rios Negro e Solimões, porção oeste da Bacia do Amazonas. 2007. 205 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

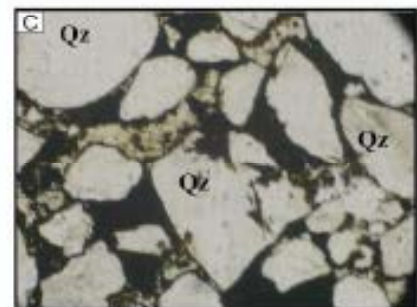
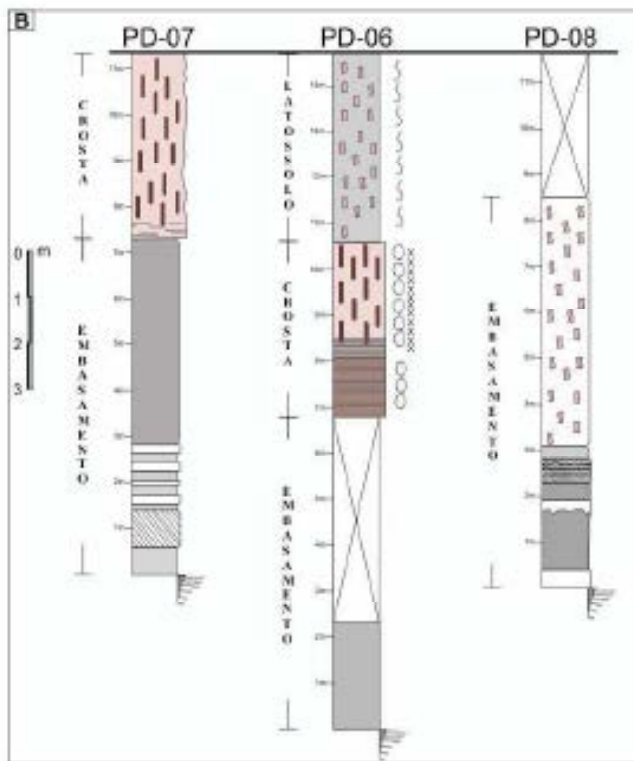
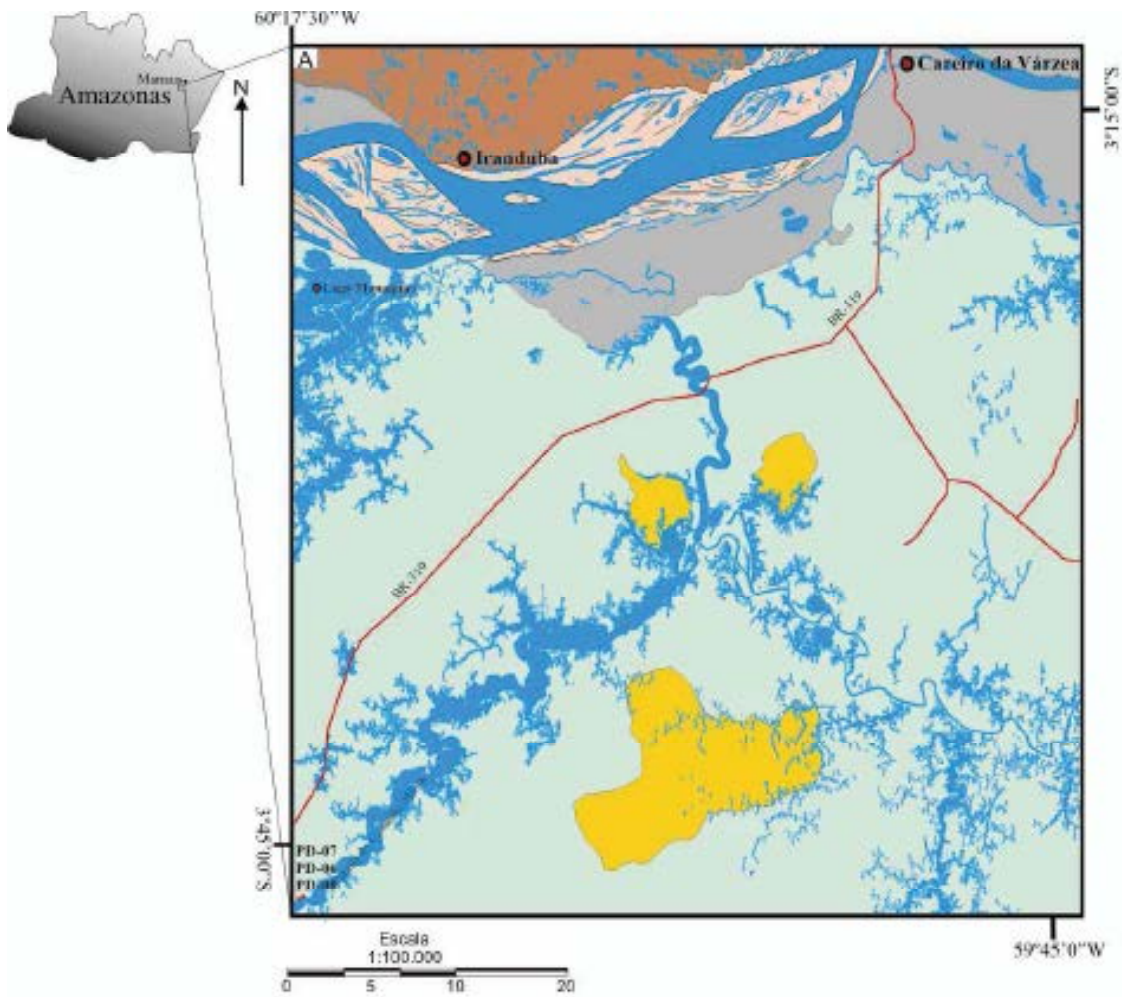


Figura. 1 – Mapa geológico da área de estudo (A). Aspectos sedimentológicos e estratigráficos das unidades do embasamento Neógeno (locais PD-06, PD-07 e PD-08) (B). O detalhe (C) ilustra os aspectos petrográficos do quartzito do embasamento (Qz – quartzo).

ESTRATIGRAFIA DE SUBSUPERFÍCIE DA SEQUÊNCIA SEDIMENTAR CRETÁCEA E NEÓGENA NA CIDADE DE MANAUS

Luiz Saturnino de Andrade¹ & Emília Alberto Amaral Soares²

¹Universidade Federal do Amazonas, Departamento de Geociências

²Universidade Federal do Amazonas, Programa de Pós-graduação em Geociências, Departamento de Geociências

Resumo

Este estudo é baseado na análise de sete perfis geofísicos de subsuperfície, com parâmetros de Raios Gama (RG), Resistividade (RR) e Potencial Espontâneo (PE), associadas a dados litológicos de amostras de calhas de poços tubulares. Estes poços, com até 300 metros de profundidade, foram perfurados na área urbana da cidade de Manaus pela empresa Só Poços S/A. A análise da seção estudada (A - A'), de direção geral NE-SW, permitiu estabelecer os limites estratigráficos e a correlação de três unidades sedimentares distintas, associadas às seqüências sedimentares carbonífera, cretácica e neógena da Bacia do Amazonas. A unidade inferior, definida a partir de 200 metros de profundidade, se caracteriza por valores elevados de RG e baixos de RR e foi associada à Formação Nova Olinda (Carbonífera). A unidade intermediária, definida no intervalo de 50 a 200 metros, apresenta valores médias a altos de RG e RR e foi associada à Formação Alter do Chão (Cretácica). A unidade superior, definida entre a profundidade de 50 metros e a superfície, se caracteriza por elevados valores de RR e baixos de RG e foi associada à Formação Novo Remanso (Mioceno).

INTRODUÇÃO

A história sedimentar cenozóica da região amazônica ainda é pouco conhecida. Este fato deve-se a carência de estudos sedimentológicos e/ou estratigráficos sistemáticos, quanto pela falta de indicações mais seguras de idade, principalmente utilizando o método palinológico (Dino *et al.* 2006). Nas últimas décadas, a identificação de unidades sedimentares neógenas na região tem sido motivo para controvérsias. A presença de depósitos desta idade, aflorante nas regiões de Maracápurú e Itacatiara, a oeste e leste de Manaus, respectivamente, abre a perspectiva para novas interpretações paleogeográficas e paleoambientais para a região norte brasileira. Estes depósitos, informalmente designados de Formação Novo Remanso (Rozen 2004, Soares 2007), foram posicionados por palinologia no Mioceno (Dino *et al.* 2006) e ocorrem sobrepostos discordantemente a Formação Alter do Chão (Cretácica). Esta formação consiste de arenitos e pelitos, com conglomerados intercalados (Caputo 1984), além de níveis silificados descontínuos, designados de Arenito Manaus por Albuquerque (1922). A Formação Novo Remanso apresenta cerca de 15 a 20 metros de espessura aflorante, é constituída principalmente de arenitos com pelitos e conglomerados subordinados, sendo delimitada na base e no topo, por superfícies de descontinuidades, como paleossolos lateríticos (Soares 2007). Entretanto, a escassez de estudos detalhados das unidades cretácicas e miocenas na região de Manaus têm dificultado a correlação estratigráfica regional. Portanto, visando aumentar o conhecimento geológico desta região, este estudo utilizou perfis geofísicos e dados litológicos de poços tubulares de água subterrânea para definir as espessuras e limites estratigráficos das unidades sedimentares mais superiores da bacia nesta região. Os perfis de sondagem foram gentilmente cedidos pela empresa de perfuração Só Poços S/A, com o apoio do Geólogo Carlos Augusto.

MATERIAIS E MÉTODOS

Foram analisados perfis geofísicos e litológicos de sete poços tubulares, com até 300 metros de profundidade. Os perfis contêm os parâmetros de Raios Gama (RG), Resistividade (RR) e Potencial Espontâneo (PE), além de dados litológicos de amostragem de calha. A seção geológica A-A', de direção geral NE-SW, estende-se por uma distância de 23 km (Figura 1). Os perfis foram digitalizados no programa Corel DRAW (versão 13) para realçar as curvas dos parâmetros geofísicos analisados e aspectos litológicos. A correlação diagráfica entre unidades litostratigráficas baseou-se no fato dos parâmetros geofísicos refletirem diferentes propriedades físicas e químicas das rochas, expressos pelo caráter das curvas registradas em resposta as suas variações litológicas.

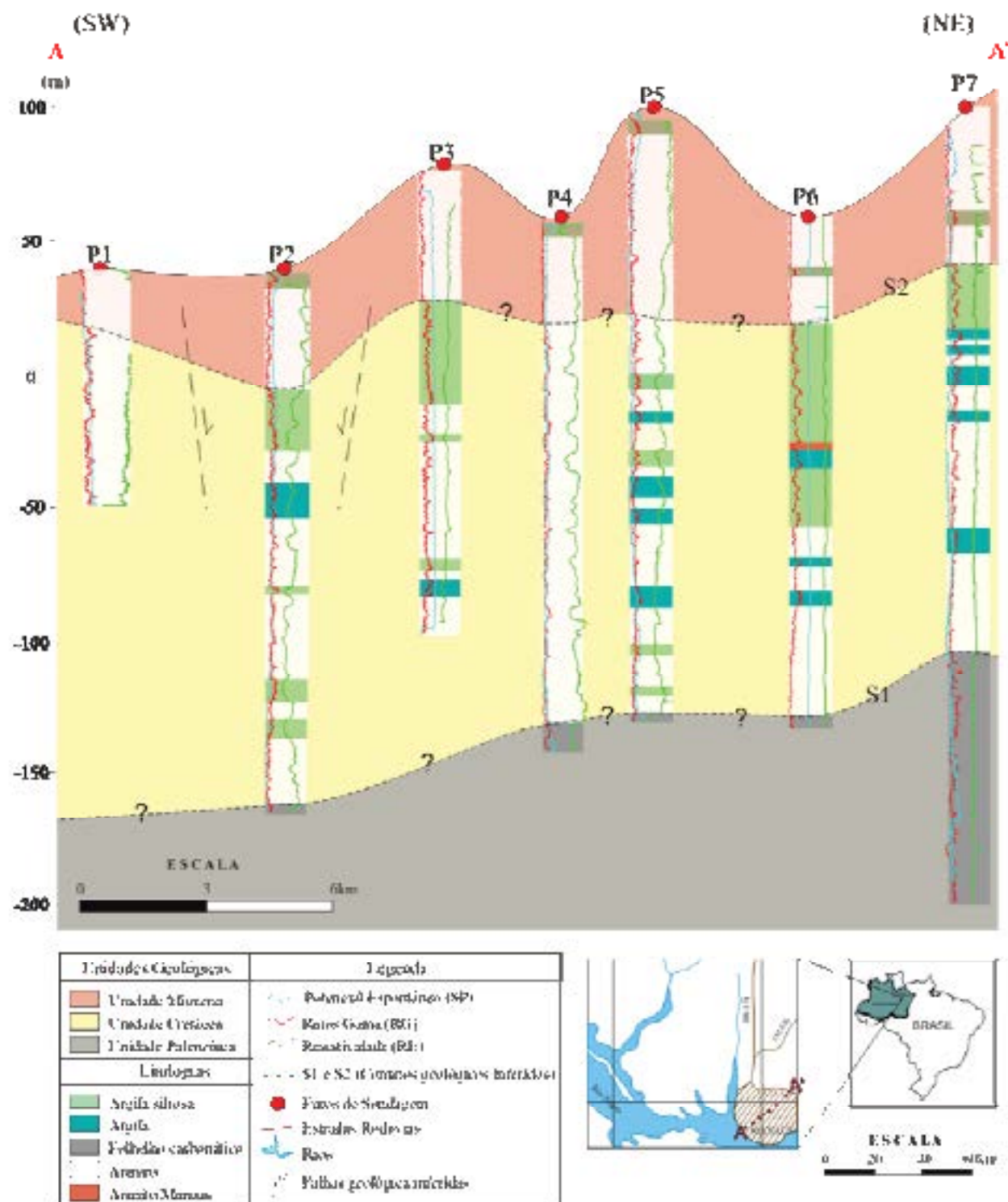


Figura 01 – Seção geológica (A-A) de poços tubulares da região urbana de Manaus a partir de dados geofísicos, mostrando o arranjo estratigráfico das unidades sedimentares paleozóica, cretácea e miocena.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Apesar dos estudos mais recentes de análises de fácies, estratigráficas e paleontológicas, em afloramentos de superfície nas regiões de Manacapuru, Iranduba e Itacoatiara, enfatizarem a presença de depósitos neógenos na região amazônica (Ruvo 2004; Dias *et al.* 2006; Soares 2007; Soares & Riccamini 2008; Abinader 2008), sobrepostos à unidade cretácea, os trabalhos de investigação de subsuperfície para determinação de aquíferos (Agniar *et al.* 2002; Souza & Verma 2006; Silva & Silva 2007) não fazem citação a esta nova unidade estratigráfica.

Neste estudo, a integralização dos dados de poços tubulares com perfilagens geofísicas (RG, RE e PE) e dados litológicos de amostras de calha da região de Manaus, permitiu definir as espessuras e os limites estratigráficos de três unidades sedimentares distintas, que pelos aspectos litológicos e posicionamento estratigráfico, foram associadas, da base para o topo, às formações Nova Olinda (Carbonífero Superior), Alter do Chão (Cretáceo) e Novo Remanso (Mioceno) (Figura 1).

A unidade miocena é constituída predominantemente de arenitos com poucas intercalações de pelitos (Figura 1). Estas variações litológicas são refletidas nos perfis geofísicos pelos baixos valores de RG e PE e elevados valores de RE. Aumentos esporádicos dos valores RG indicam intercalações lenticulares argilosas no interior do pacote arenoso. Na seção analisada, esta unidade apresenta espessura variável, entre 20 a 80 metros nos poços P1 e P5, respectivamente. A unidade cretácea é constituída principalmente por intercalações de arenitos e pelitos (camadas argilosas a areno-argilosas), distribuídas quase na mesma proporção, além da presença da fácies silicificada do Arenito Manaus (Poço P6, intervalo de 85 a 90 metros). Nos perfis geofísicos, as variações litológicas desta unidade refletem os valores médios a altos de RG e médios a baixos de RE. No trecho analisado, a unidade cretácea apresenta espessura regular, em torno de 150 metros, com suave espessamento para sudoeste. A unidade paleozóica é constituída principalmente de folhelho cinza carbonático com laminação plano-paralela. Este aspecto litológico, observado no poço P7, pode ser inferido nos demais perfis geofísicos e refletem os valores mais elevados de RG e PE e diminuição dos valores de RE. O aspecto carbonático desta unidade permite associá-la a Formação Nova Olinda, Carbonífero Superior da Bacia do Amazonas. A presença desta unidade paleozóica, constituída de evaporitos, carbonatos e folhelhos (Scomazon 2004), é constatada por meio dos elevados teores de cálcio, magnésio, sódio, potássio e cloro de águas subterâneas de poços da região de Iranduba, a sul de Manaus, conforme dados químicos de Silva & Silva (2007).

Aparentemente, as unidades individualizadas nesse estudo, da base para o topo, Formações Nova Olinda, Alter do Chão e Novo Remanso, podem ser associadas às unidades paleozóica, cretácea e terciária definidas por sísmica 2D na região de Manaus e Uruará por Costa (2002).

O limites estratigráfico (S1 e S2) definidos entre as unidades sedimentares carbonífera, cretácea e miocena são levemente irregulares, ondulados, e mostram suave caimento para SW, em direção as bacias dos rios Negro e Solimões (Figura 1). A superfície S1, identificada em cinco poços analisados neste estudo (P2, P4, P5, P6 e P7), sempre em profundidades superiores a 190 m, pode ser associada a discordância pré-cretácea da Bacia do Amazonas, descrita por Cunha *et al.* (2007) e ao limite inferior do aquífero Alter do Chão, posicionado acerca de 200 metros de profundidade em Manaus por Aguiar *et al.* (2002). A superfície S2, desenvolvida sobre a Formação Alter do Chão, pode ser associada à superfície SA1 de Horbe *et al.* (2001), do Paleógeno (Paleoceno) ou Eoceno-Oligoceno, conforme Costa (1991). Esta idade é consistente com os dados de paleomagnetismo obtidos de crostas lateríticas ao norte de Manaus por Trindade *et al.* (2006), os quais forneceram idades entre 70 e 50 Ma.

CONCLUSÕES

A integração dos dados geofísicos (RG, RE e PE) e litológicos de poços tubulares permitiu a individualização das formações Nova Olinda (Carbonífero Superior), Alter do Chão (Cretáceo Superior) e Novo Remanso (Mioceno Superior) na região de Manaus (Figura 1). As unidades cretácea e miocena podem ser respectivamente correlacionadas as zonas 1 e 2 descritas por Souza & Verma (2006). Estas zonas foram referenciadas unicamente com base no aspecto permeoporoso das unidades sedimentares para investigação do potencial aquífero da cidade de Manaus. Na seção geológica apresentada foi possível inferir, com dados de subsuperfície, o limite geológico entre as unidades cretácea e miocena, assim como as espessuras destas unidades. Os dados geofísicos e litológicos também permitiram associar os depósitos neógenos de Manaus aos depósitos de mesma idade aflorantes nas regiões de Itacoatiara e Manacapuru.

AGRADECIMENTOS

Os autores deste trabalho agradecem a empresa Só Poços S/A, em especial ao geólogo Carlos Augusto de Azevedo, pelos perfis geofísicos cedidos para a execução deste trabalho.

REFERÊNCIAS

- Abimael H.D. 2002. Depósitos cenozóicos da porção oeste da Bacia do Amazonas. Dissertação (Mestrado). Instituto de Ciências Exatas - Universidade Federal do Amazonas, Manaus. 83 p.
- Albuquerque O.R. 1922. Reconhecimentos geológicos no vale do Amazonas. Rio de Janeiro: DNPM, Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil 3, p. 84.
- Aguiar C.J.R., Horbe M.A., Rosa Filho S.F., Lopes R.S., Moura U.F., Andrade N.M., Diógenes H.S., 2002. Carta hidrogeológica da cidade de Manaus. CPRM-AM Manaus, Relatório Interno, 1-4.
- Caputo M.V. 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil. Tese (Doutorado) - Universidade da Califórnia, Santa Bárbara, CA. 583 p.
- Costa A.R.A. 2002. Tectônica cenozóica e movimentação salifera na Bacia do Amazonas e suas relações com a geotectônica das placas da América do Sul, Caribe, Cocos e Nazca. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geociências - Universidade Federal do Pará, Belém. 238 p.
- Costa M.L. 1991. Aspectos geológicos dos laterites da Amazônia. Revista Brasileira de Geociências, 21(2): 148-160.
- Dino E., Soares R.A.A., Riccomini C., Antoniosi L., Nogueira A.C.R. 2006. Caracterização paleoestratigráfica de depósitos miocenos da Bacia do Amazonas, região de Maracápara, AM. In: SIMPOSIO DO CRETACEO DO BRASIL, 7.; SIMPOSIO DO TERCIÁRIO DO BRASIL, 1., 2006, Serra Negra. Boletim de Resumos. Serra Negra: IGCE/UNESP. 43 p.
- Horbe A.M.C., Nogueira A.C.R., Horbe M.A., Costa M.L., Sogrin K. 2001. A laterização na gênese das superfícies de aplainamento da região de Presidente Figueiredo-Balkema, nordeste do Amazonas. In: Reis N.I. & Monteiro M.A.S. Contribuição a Geologia da Amazônia. Manaus: SBG, v. 2.
- Rizzo J.M.G. 2004. Evolução holocena do Rio Amazonas entre a ilha do Careim e a foz do Rio Madeira. Dissertação (Mestrado). Instituto de Ciências Exatas - Universidade Federal do Amazonas, Manaus. 93 p.
- Schmoezer A.K. 2004. Batólito de granodioritos em carbonatos azuis do Grupo Tapajós, Fenestraniano Inferior a Médio da Bacia do Amazonas com aplicação de isótopos de Sr e Nd neste intervalo. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, RS. 288 p.
- Silva M.L. & Silva M.S.R. 2007. Hidrogeoquímica das águas subterrâneas da cidade de Iranduba (AM), Brasil. Caminhos da Geografia - revista av. Esc., 22 (8): 87-96.
- Soares R.A.A. 2007. Depósitos pleistocenos da região de confluência dos rios Negro e Solimões, porção oeste da Bacia do Amazonas. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo, SP. 205 p.
- Soares R.A.A. & Riccomini C. 2008. O registro sedimentar pleistoceno nas depressões tectônicas da região de confluência dos rios Negro e Solimões, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44, Curitiba, 2008. Anais Curitiba: SBG, 1016 p.
- Souza L.S.B. & Verina O.P. 2006. Mapeamento de aquíferos na cidade de Manaus / AM (zonas norte e leste) através de perfisagem geofísica de poço e sondagem elétrica vertical. Revista de Geologia, 19 (1): 111-127.
- Trindade R.L.F., Horbe A.M.C., Peizoto S.F. 2006. Paleomagnetismo de crostas lateríticas da região amazônica: dados preliminares e implicações cronológicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23, Aracaju, 2006. Anais. Aracaju: SBG, 136 p.

ANÁLISE DE PALEOCORRENTES DA FORMAÇÃO MONTE ALEGRE (BACIA DO AMAZONAS) E IMPLICAÇÕES PALEOAMBIENTAIS.

Kathian Frederico Virmond Juk – kathianjuk@gmail.com – Programa de Pós Graduação em Geologia – UFPR – Fernando Marini – Departamento de Geologia UFPR; João Filipe Sues – Iniciação científica - UFPR

Resumo

As rochas da Formação Monte Alegre foram depositadas durante o Carbonífero da Bacia do Amazonas e constituem-se principalmente por arenitos e, localmente, camadas centimétricas de argilito e folhelho. As rochas foram depositadas em ambiente litorâneo com contribuição flúvio-deltaica e retrabalhamento eólico. Foram identificadas 6 fácies principais que compõem a formação e analisados dados de paleocorrentes. Além da análise total dos dados de paleocorrentes, foram confeccionados diagramas de rosetas de paleocorrentes para regiões dentro da área de estudo, e específicos para as fácies mais representativas. Os dados de paleocorrentes obtidos demonstram dispersão, que pode ser explicada pela variação de ambiente interpretados para a Formação Monte Alegre em reflexo a diferentes contextos paleogeográficos locais.

Palavras-chave: Neocarbonífero, Bacia do Amazonas, Estratigrafia

1 – Introdução

A Formação Monte Alegre representa o registro da sedimentação atuante no Carbonífero, na Bacia do Amazonas, onde foram depositados arenitos médios a grossos com intercalações de siltitos e folhelhos. As rochas apresentam uma gama de estruturas sedimentares, entre elas, diferentes tipos de estratificações cruzadas como: tabulares, acanaladas e cruzadas de baixo ângulo, as quais refletem a variação dos ambientes de sedimentação. Este trabalho apresenta a análise de dados de superfície destas estruturas visando avaliar a variação das paleocorrentes da Formação Monte Alegre, ao longo das bordas sul e nordeste da Bacia do Amazonas. A Formação Monte Alegre é interpretada como depositada em ambiente litorâneo com forte contribuição flúvio-deltaica e retrabalhamento eólico (Costa 1983). Os dados analisados neste trabalho relacionam principalmente as fácies flúvias e eólicas descritas nas regiões de Itaituba, ao longo do Rio Tapajós, na Rodovia Transamazônica (entre Itaituba e Altamira) na borda sul da bacia e no Alto de Monte Alegre (Pastana 1989), na porção nordeste da bacia.

2 – Materiais e métodos

Os dados de paleocorrente foram obtidos a partir de medidas de diferentes tipos de estratificações cruzadas nos afloramentos ao longo do Rio Tapajós (mediações de Itaituba), da rodovia Transamazônica (BR-230) entre Itaituba e Altamira e, nos arredores da cidade de Monte Alegre. As medidas de paleocorrentes foram analisadas após a interpretação faciológica visando à integração com os sistemas deposicionais referidos a cada conjunto de estruturas. Também foram confeccionados diagramas de rosetas para análise da distribuição das paleocorrentes por região (Itaituba, Transamazônica e Monte Alegre, Figura 1).

Segundo Miall (1999) quatro aspectos principais de uma bacia podem ser avaliados a partir da análise de paleocorrentes: 1- direção de paleotabules, o que reflete na subsidência tectônica, 2- sentido do suprimento sedimentar, 3- geometria de unidades geológicas, e 4- natureza dos ambientes de sedimentação.

A análise da facilogia presente baseou-se na técnica tradicional de levantamento de perfis estratigráficos verticais, descrição de fácies sedimentares, suas relações de contato e geometria. Com o intuito de facilitar a análise faciológica, foi adaptada a proposta de Miall (1978) para ambiente flúvias, onde a primeira letra representa o aspecto textural da rocha e a segunda letra define a anisotropia granulométrica vertical ou a estrutura sedimentar presente. As duas classes principais são S = arenitos e F = finos.

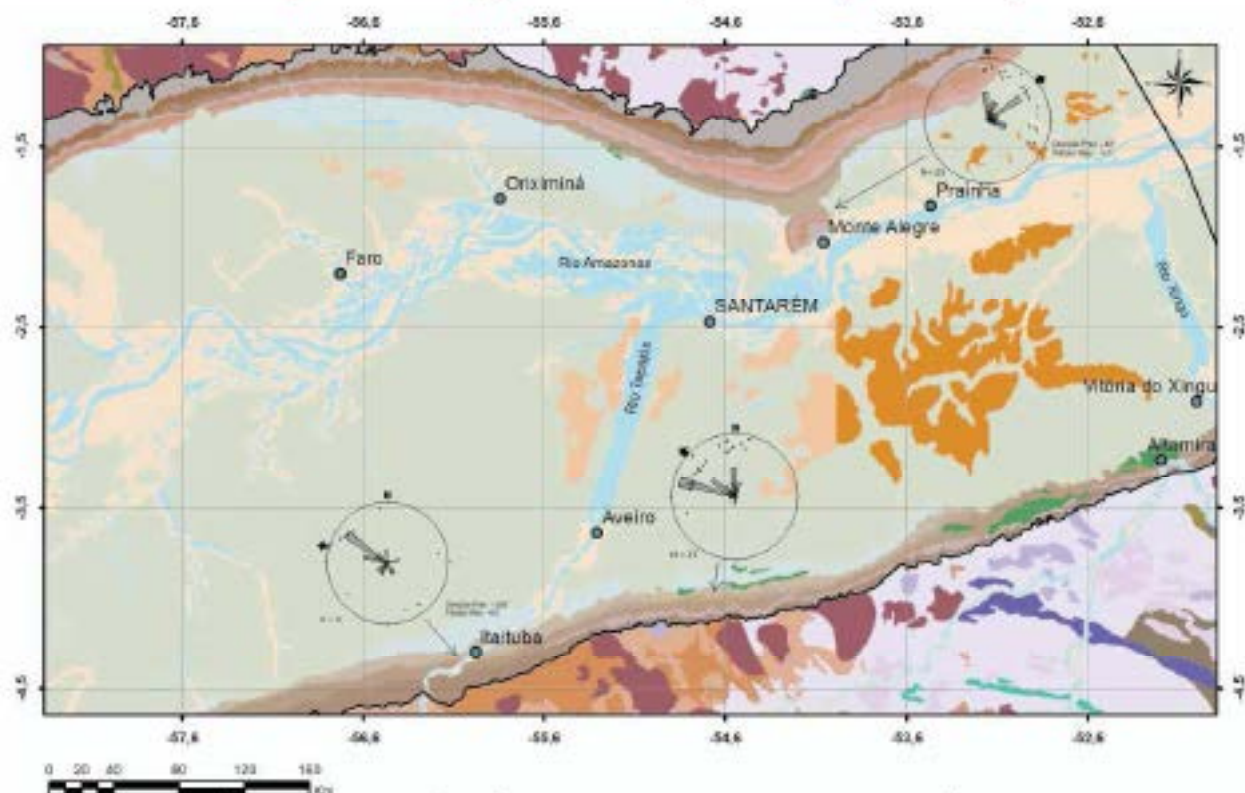


Figura 1: Mapa geológico com a localização da área estudada diagramas obtidos para cada região. (Modificado de CPRM, 2004)

3 – Resultados

As rochas mais representativas são arenitos médios a grossos, de cor castanha amarelado a amarelo esbranquiçado. Localmente ocorrem níveis conglomeráticos, geralmente na base das seqüências marcando as estratificações. Os grãos são arredondados a subangulosos, com presença de matriz siltito-argilosa. O grau de seleção varia de bem selecionado à moderadamente selecionado. As estruturas sedimentares mais representativas são estratificações cruzadas tabular e acanaladas de médio porte (até 2 metros). Em alguns níveis observa-se estratificação cruzada festonada e cruzadas de baixo ângulo. As estratificações cruzadas relacionadas a dunas de médio porte são delimitadas por superfícies plano-paralelas de baixo ângulo, denotando possíveis superfícies de reativação em arenitos finos a médios bem selecionados, localmente com inversão granulométrica.

A parte aflorante da Formação Monte Alegre, na área estudada, é composta por 6 fácies principais: A fácies St é composta por arenitos médios com estratificação cruzada de médio porte. A fácies Sp é composta por arenitos finos com estratificação plano paralela. A fácies Sc é composta por arenitos finos a médios com estratificação cruzada acanalada de baixo ângulo. A fácies Sa é composta por arenito grosso com estratificação cruzada acanalada de médio porte. A fácies Sn é composta por arenito médio com estratificação cruzada acanalada e gradação normal. A fácies Fp é composta por siltitos e argilitos com estratificação plano paralela. (Figura 2, Tabela 1).



Figura 3: Exemplos das fácies com estratificações cruzadas

Fácies	Descrição
St	Arenitos médios com estratificação cruzada de médio porte
Sp	Arenitos finos com estratificação plano paralela
Sc	Arenitos finos a médios com estratificação cruzada de baixo ângulo
Sa	Arenitos grossos com estratificação cruzada acanalada de médio porte
Su	Arenitos médios com estratificação cruzada acanalada e graduação normal
Fp	Siltitos e argilitos com estratificação plano paralela tênue

Tabela 1: fácies descritas para a Formação Monte Alegre.

Com o intuito de analisar se as direções de paleocorrente estão relacionadas com as diferentes condições ambientais de deposição foram construídos diagramas de rosetas específicos para cada fácies. Devido à característica litológica de cada fácies e a facilidade para identificar estruturas sedimentares características, só foi possível a correlação adequada dos dados de paleocorrentes para as fácies Sc, Su e St (Figura 3).

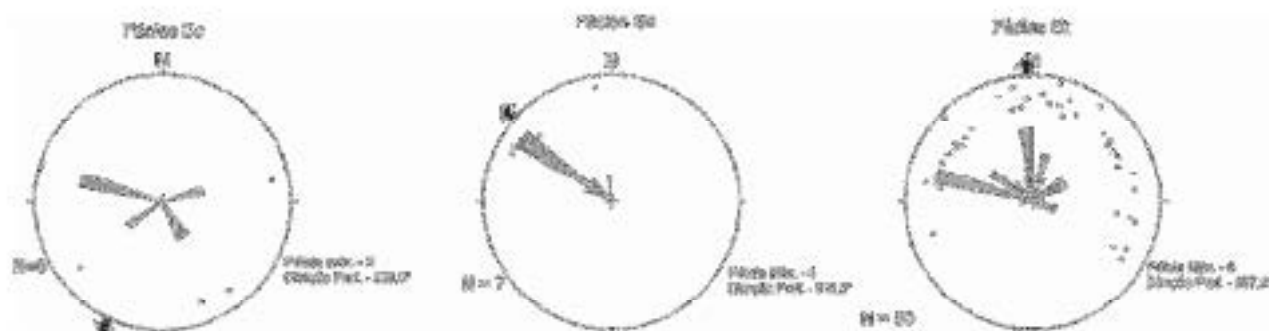


Figura 3: Histogramas das fácies Sc, Su e St.

Observa-se no diagrama para a fácies Sc uma grande dispersão que pode estar associada à baixa quantidade de dados, devido à maior dificuldade de correlação das paleocorrentes com esta fácies. Já para a fácies Su o predomínio é de paleocorrentes com direção média N49W e há pouca dispersão nos dados. O diagrama obtido com as medidas de paleocorrentes para a fácies St indica uma direção média aproximadamente NS, entretanto há uma grande dispersão nos dados com concentração WNW. A variação observada pode ser explicada devido ao diferente ambiente deposicional interpretado para cada fácies. A fácies Sc foi depositada em ambiente marinho raso e a discrepância de direção observada em relação aos demais diagramas para fácies, está relacionado ao retrabalhamento do sedimento que pode ocorrer neste tipo de ambiente. A fácies Su foi depositada em ambiente fluvial, portanto a baixa dispersão observada indica uma direção principal de transporte dos rios durante o Neocarbonífero na Bacia do Amazonas. O diagrama da fácies St é o que apresenta a maior dispersão de dados, isto ocorre pois esta fácies foi depositada em condições eólicas e as variações estão relacionadas a mudanças na direção do vento que transportou os sedimentos.

A análise dos dados totais (Figura 4) mostra um predomínio de paleocorrentes com média para N21W, com modas principais em N50-70W e N10W e dispersão para NE e ESE. Já a análise por regiões mostra diferenças nas distribuições das paleocorrentes, com direção preferencial a N60W na região de

Itaituba (Rio Tapajós), N70W na região de Altamira, mas com moda também a N10W e, padrão azimutal para a região de Monte Alegre com concentração principal a N48E, mas dispersão em todo o quadrante NE.

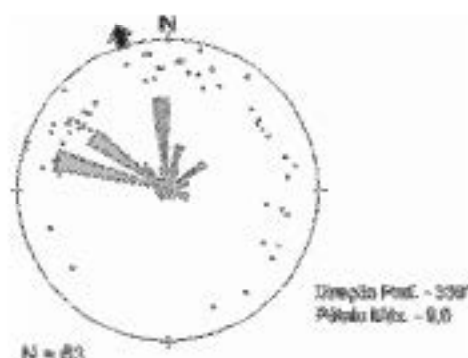


Figura 4: Estereograma geral da área estudada.

4 – Discussão e Conclusão

A dispersão observada nos dados de paleocorrentes está provavelmente relacionada a variação de processos sedimentares intrínsecos ao ambiente de deposição da Formação Monte Alegre, onde misturam-se processos tipicamente marinhos rasos, intercalados com épocas de influxos de terrígenos associados a canais (até mesmo de possíveis canais de marés) e retrabalhamento eólico.

A direção azimutal das paleocorrentes na região do Monte Alegre, poderia estar condicionada pelos eventos tectônicos (Wanderley Filho 1991) responsáveis pelo domeamento da área (Domo de Monte Alegre). Contudo, os dados obtidos na região de Monte Alegre não estavam próximos a zonas de falhas que afetassem os acamamentos de forma a modificar as paleocorrentes, o que não sustenta a ideia anterior.

Esta distribuição local, pode estar relacionada ao controle do antigo relevo na região e fortemente condicionada pelo retrabalhamento eólico ou, ainda, ser efeito de uma época de conexão da Bacia do Amazonas com maior influência dos oceanos adjacentes a norte, associados às bacias do norte da África.

Referências Bibliográficas

- COSTA, M. G. F., 1983 *Fácies deposicionais e ambiente de sedimentação da Formação Monte Alegre (Neocarbonífero), na área de Antas-Mirim e adjacências – Bacia do Médio Amazonas*. 90p. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal de Pernambuco, Recife
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2004 *Mapa geológico do Brasil*. Brasília: CPRM, 2004. Escala 1:1.000.000
- MIALL, A. D. 1999 *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. Springer-Verlag, New York, 668p.
- MIALL, A.D. 1978 *Lithofacies types and vertical profile models of braided river deposits, a summary*. In: Miall, A.D. (Ed.) *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, pp. 597-604.
- PASTANA, S. M. N 1999 *Síntese geológica e favorabilidade para tipos de jazidas minerais do Município de Monte Alegre-PA*. Belém, CPRM/PRIMAZ. 34p. Relatório Técnico.
- WANDERLEY FILHO, J.R. 1991 *Avaliação Estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embocamento*. 125p. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Pará, Belém.

CONSIDERAÇÕES CRONOESTRATIGRÁFICA E PALEOAMBIENTAL DOS DEPÓSITOS NEÓGENOS DA REGIÃO DE BARCELLOS, AMAZONAS*

SILVEIRA, Rosemary Rocha

Laboratório de Paleontologia, Departamento de Geociências, Instituto de Ciências Exatas Universidade Federal do Amazonas, rsilveira@ufam.edu.br

*Financiado pelo projeto PIFT/FAPEAM

RESUMO A análise palinológica, aliada a levantamento estratigráfico, desenvolvidos em afloramentos as margens do rio Negro, região de Barcellos permitiu o reconhecimento de duas fácies sedimentares, representativas de ambiente flúvio-lacustre. A idade miocena é atribuída a esses depósitos, dada a associação das formas *Kapfisporetis walterholkii*, *Vermicatasporetis acuminis*, *Leiotrilites adriensis*, *Psilotrilites parvus*, *Dalmanispora adriensis*, *Polypodiaceisporites cf. pratensis*, *Magnatrielites grandisus*, *Cicatricosisporites* sp. Estes dados confirmam o contexto continental efetivo na porção central da Amazônia, a partir da exclusiva ocorrência de elementos continentais, como polens, esporos e folhas.

INTRODUÇÃO A grande demanda por recursos energéticos a partir da década de 70, desencadeou um melhor entendimento das bacias sedimentares no Brasil e no mundo. No Brasil, em função das grandes reservas estarem relacionadas a estratos paleozóicos e cretáceos, os últimos períodos de evolução geológica não foram bem compreendidos. A partir de estudos realizados, na década de 80, no extremo oeste e parte Ocidental da Amazônia, o Neógeno começou a ser melhor entendido, em particular o Mioceno (Cruz, 1988; Hourm, 1993; Silveira, 2005; Rossetti *et al.*, 2005; Latrubesse *et al.* 2006; Dino *et al.*, 2006; Almader, 2008). Grande discussão na comunidade geológica gira em torno de como evoluiu a paisagem amazônica. Uma corrente defende a influência marinha na porção ocidental da Amazônia (Hourm 1993 e 1994; Gingras, 2000), enquanto outra vertente defende a exclusiva ocorrência de um paleoambiente continental, em particular na Amazônia central a influência marinha não é confirmada por levantamentos estratigráficos/cronoestratigráficos desenvolvidos (Rossetti *et al.*, 2005; Silveira, 2005; Vega, 2006; Dino *et al.*, 2006; Almader, 2008). Este trabalho aborda o levantamento estratigráfico realizado na região de Barcellos, em fevereiro do corrente ano, com enfoque na análise palinológica, com intuito de atribuir uma idade e interpretar o paleoambiente relacionado aos depósitos aflorantes a margem direita do rio Negro. Trabalhos desta natureza são importantes, pois ainda não se tem um claro entendimento da distribuição das unidades neógenas na região de estudo, que se integrado a outros dados, fornecerá subsídios para esboçar parte da evolução geológica da região central da Amazônia.

PALINOLOGIA As amostras de pelitos laminadas foram retiradas da porção inferior dos afloramentos analisados, localizadas a margem direita do rio Negro, nas proximidades do município de Barcellos (Fig. 1A.), de onde foram confeccionados perfis estratigráficos. Foram coletadas amostras de pelito cinza claro e escuro, típicos de ambiente redutor, favoráveis a preservação de matéria orgânica. As mesmas foram acondicionadas em sacos plásticos com devida identificação, e seguiram para o Laboratório de Paleontologia da UFAM, onde passaram para a fase de secagem e pesagem em alíquotas de 15g para os pelitos cinza escuro e 30g para pelitos cinza claro. Estas foram enviadas o CENPES/RJ, onde foram submetidas ao tratamento químico, que consistiu de ataque por vários ácidos, como HCl (ácido clorídrico), HF (ácido fluorídrico), ZnCl₂ (cloreto de zinco) e com KOH (hidróxido de potássio), para a concentração da matéria orgânica. Após a concentração dos palinomorfos, preparou-se as lâminas para análise palinológica, que consiste em identificação e contagem dos grãos de polens e esporos associados.

CONSIDERAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS Na região de Barcelos é possível identificar duas associações de fácies, pertencentes a unidade aqui nomeada como Formação Solimões, e que se encontra recoberta por sedimentos quaternários, não nomeada: a) *pelito*, consiste de camadas de pelito cinza claro ou escuro, que variam de 90 cm a 2 metros de espessura, que internamente podem apresentar estruturas como laminação plano-paralela, que variam de 2mm a 1 cm de espessura, porém o mais freqüente é ocorrência maciça. Fragmentos vegetais são documentados nesta fácies, em particular folhas, restritos aos níveis cinza escuro, onde os palmomorfos são ocorrentes; b) *arenitos e pelitos*, representados por camadas de pelito e arenito fino a médio, que se alternam em pares regularmente espaçados em estratificação inclinada heterolítica e subordinadas estratificações cruzadas (tabular, acanalada), que são interpretados como um canal fluvial meandrante. Os pelitos cinza claro desta associação de fácies não foram investigados para análise palinológica.

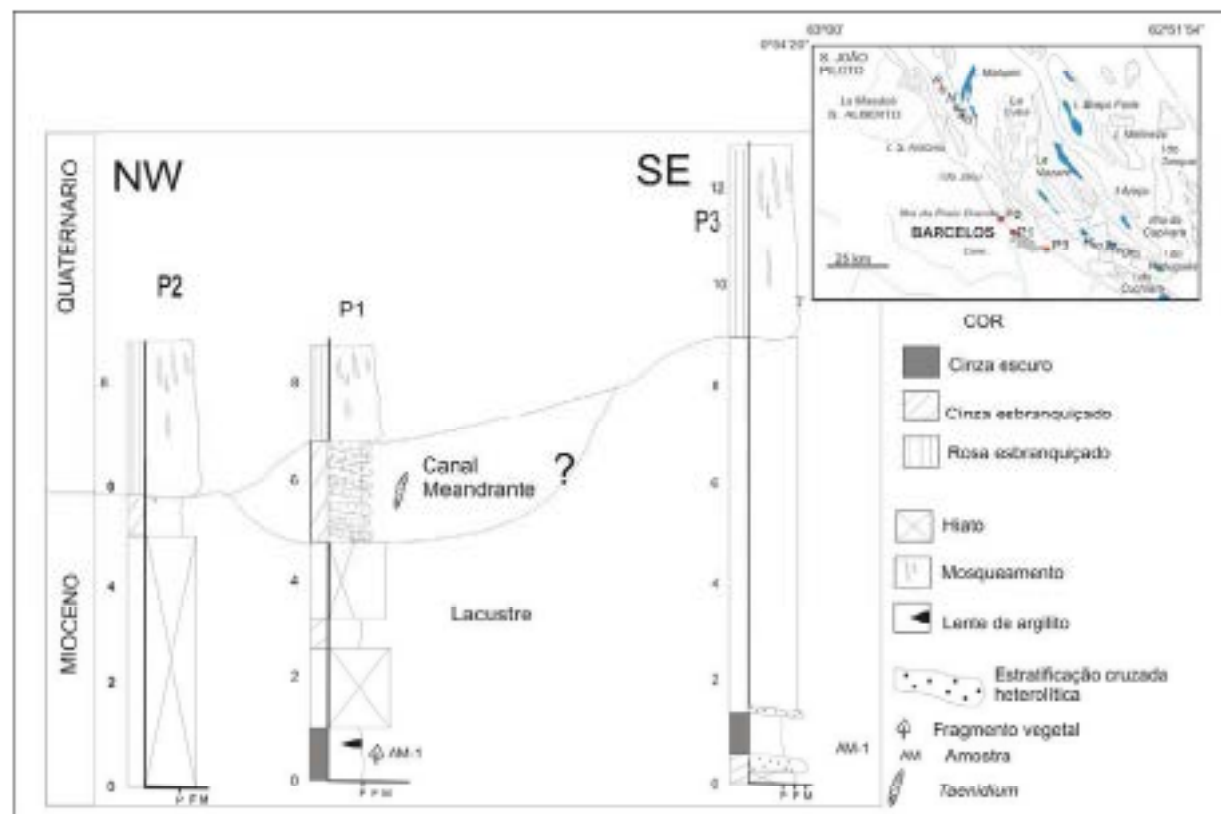


Figura 1. Perfil estratigráfico e mapa de situação dos afloramentos, margem direita do Rio Negro, Barcelos, Amazonas.

ASSOCIAÇÃO PALINOLÓGICA E INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL A região de Barcelos apresenta pouco potencial a investigação de micropaleontologia, pois grande parte dos pelitos e argila são cinza claro. Dos três afloramentos investigados, apenas dois permitiram o levantamento palinológico, P1 e P3 (Tabela 1). Em ambos afloramentos é possível constatar uma diversificada flora, representada por pólen e esporos, além de grande abundância de fitoclastos não-lenhosos (cutícula). Pode-se constatar a presença expressiva de esporos monoletes lisos e verrugosos (*Laevigatosporites*, *Monoletes* sp.1, *Monoletes* sp.2, *Kaplisporites westerhollii*, *Verrucatosporites scannensis*), triletes lisos, verrugosos e cicatriciais (*Loistriolites adriensis*, *Prilatriolites parvus*, *Deltasporea adriensis*, *Polypodaccolporites* cf. *potzina*, *Verrutriolites* sp.1, *Verrutriolites* sp.2, *Magnastriolites grandiosus*, *Cicatricolporites* sp.), diversificados porém pouco abundantes pólenes de angiospermas (*Prilemonocolpites* sp.1, *Prilemonocolpites* sp.2, *Monoletes aculeatus*, *Echitricolpites irregularis*,

Monilidites francisci, *Echiperiporites akantos*, *Bombacacidites bellus*, *Bombacacidites* sp., *Retitricolporites irregularis*, *Retistephanocolpites* sp., *Psilastephanocolporites* sp., entre outros), raras gimnospermas (*Podocarpidites* sp.1, *Podocarpidites* sp.2) e algas de água-doce como *Ovoidites* sp.

Tabela 1. Palinomorfo da Formação Solimões, região de Barcelos. Abreviatura P1 e P3 = perfis analisados, E=espore, P=grão de pólen, A=alga.

	P1	P3		P1	P3
<i>Laevigatosporites</i> (E)	X	X	<i>Echitricolpites irregularis</i> (P)	X	X
<i>Monolites</i> sp.1(E)	X	X	<i>Echiperiporites akantos</i> (P)		X
<i>Monolites</i> sp.2 (E)	X	X	<i>Bombacacidites bellus</i> (P)		X
<i>Kuydisporites waterbolkii</i>	X	X	<i>Bombacacidites</i> sp (P)	X	
<i>Verrucatosporites usmensis</i> (E)	X	X	<i>Retitricolporites irregularis</i> (P)	X	X
<i>Leiotriletes adriennis</i> (E)		X	<i>Retistephanocolpites</i> sp (P)	X	X
<i>Psilatriteles peruanus</i> (E)	X	X	<i>Psilastephanocolporites</i> sp (P)	X	X
<i>Deltospora adriennis</i> (E)	X	X	<i>Podocarpidites</i> sp.1 (P)	X	X
<i>Polypodiaceoisporites</i> cf. <i>potonii</i> (E)	X	X	<i>Podocarpidites</i> sp.2 (P)	X	X
<i>Polypodiaceoisporites</i> sp.1 (E)		X	<i>Psilamonocolpites tibui</i> (P)		X
<i>Verritriteles</i> sp.1 (E)	X	X	<i>Ovoidites</i> liso (A)	X	X
<i>Verritriteles</i> sp.2 (E)	X	X	Esporo de fungo	X	X
<i>Verritriteles</i> sp.3 (E)		X	<i>Retitricolpites simplex</i> (P)	X	X
<i>Magnastriatites grandiosus</i> (E)			<i>Perisynporites pokornyi</i> (P)	X	X
<i>Cicatricosisporites</i> sp. 1 (E)	X	X	<i>Monoporites annulatus</i> (P)	X	X
<i>Cicatricosisporites</i> sp. 2 (E)			<i>Chomotriletes circulus</i> (A)	X	
<i>Maunitiidites franciscoi</i> (E)	X	X	<i>Psilamonocolpites</i> sp.2 (P)	X	X

A idade Miocena é atribuída a esses depósitos em função da ocorrência de *Echiperiporites akantos*, que não atinge o Plioceno, a ausência de forma-guia como *Grimaldosia magdalenata* e *Crassotriteles rubrorubescens* não permite até o momento afirmar a que intervalo do Mioceno esta unidade pertença. A influência marinha não foi confirmada na região de Barcelos, e confirma os dados já estabelecidos sobre o fraco influxo continental na Amazônia central.

CONCLUSÕES A fácies pelito da Formação Solimões, na região de Barcelos, representa o intervalo mioceno, identificado pela associação de palinomorfos, bem como presença de *Echiperiporites akantos*, que não atinge o Mioceno. Todos os palinomorfos encontrados são representativos de ambiente continental, compatível ao estabelecido para a porção central da Amazônia.

REFERÊNCIAS

Abadez, H.D. 2004. Depósitos Cenozóicos da Bacia da Amazônia. *Dissertação de Mestrado*. Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 127p.

Cruz, N.M.C. 1984. Palinologia do Limbo do Solimões no Estado do Amazonas. *Simpósio de Geologia da Amazônia Manaus*. V. 2, p. 473-480.

Dino, R., Soares, E. A. A., Riccioni, C., Antonioli, L., Nogueira, A. C. R. 2006. Caracterização Palinestratigráfica de Depósitos Miocênicos na Bacia do Amazonas, região de Manaus, AM. In: *7 Simpósio de Geologia do Brasil e 1 Simpósio do Terciário do Brasil, Serra Negra. Boletim do 7 Simpósio de Geologia do Brasil e 1 Simpósio do Terciário do Brasil, Rio Claro : UNESP*, v. 1. p. 43-43.

Gargas, M. K.; Räsänen, M. H. & Pemberton, S. G. 2000. Ichthyological evidence for marine and marginal marine deposition in the Miocene Pebas Formation, Peru. *International Association of Sedimentologists. Regional Meeting, Mar del Plata, Argentina, Abstracts*.

- Hoorn, C. 1993. Marine incursions and the influence of Andean tectonics on the Miocene deposital history of northwestern Amazonia: results of a palynostratigraphic study. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, v. 105:277-309.
- Rossetti, D.F.; Toledo, P.M. de; Góes, A.M. 2005. New geological framework for Western Amazonia (Brazil) and implications for biogeography and evolution. *Geobary Research* 63. 78-89.
- Silveira, R.R. 2005. Cronostratigrafia e Interpretação Paleoclimatológica dos Depósitos Miocenos da Formação Solimões, Região de Coari, AM. Dissertação de Mestrado *Dissertação de Mestrado*. Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 111p.
- Vega, A.M.L. 2004. Reconstrução Paleoclimatológica dos Depósitos Miocenos na Região Centro Oriental da Bacia do Solimões. Dissertação de Mestrado. *Dissertação de Mestrado*. Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 92p.

OCORRÊNCIA DE MICROFÓSSEIS SILICOSOS (RADIOLÁRIOS) NA BACIA PARÁ-MARANHÃO, MARGEM EQUATORIAL BRASILEIRA¹ SOUZA, V.²

1- Este projeto conta com o apoio do Programa Petrolinas Ambiental com o patrocínio da
Petrubras

2 Departamento de Geologia-IGEO-UFRR-
viadisaouza@yahoo.com.br

RESUMO

A bacia do Pará-Maranhão se insere na margem Equatorial brasileira. Apesar de seus aspectos geológicos terem sido estudados principalmente nas décadas de 60, 70 e início dos anos 80, esta carece de pesquisa. A pesquisa paleontológica na bacia é escassa e quanto aos microfósseis silicosos, estes são ausentes. No entanto, em estudos das seções dos poços 1 MAS 12 e 1 MAS 16 em pacotes sedimentares relacionados ao Cretáceo médio, foram encontrados um número expressivo de radiolários em bom estado de preservação. A importância deste registro leva a novas inferências paleoceanográficas, e paleoecológicas e paleobiogeográficas para a região.

INTRODUÇÃO

A bacia do Pará-Maranhão está localizada na margem equatorial brasileira, entre os meridianos 47° e 44° Oeste, estando inteiramente submersa. A estratigrafia da bacia Pará-Maranhão é composta por depósitos sedimentares inteiramente submersos. Estes estão representados por três grupos. Grupo Canárias caracterizado por um arenito cinza claro, fino a grosso e siltitos cinza a castanho avermelhados. Ojeda (1981) relaciona o grupo à fase de fraturamento da bacia no período Cretáceo, Grupo Cajá caracterizado por arenitos quartzosos médios a grossos, com presença de folhelhos escuros e localmente calcarenitos bioclasticos, este grupo é relacionado a condições oceânicas do período Albiano-Cenomaniano e o Grupo Humberto de Campos representado por depósitos sedimentares de idade Cenomaniana até o recente. Com base no sistema classificatório de Kleme (1971 apud Assis & Pinto 1972), a bacia do Pará-Maranhão é classificada como bacia do tipo *rifts pull apart*. Pampalona (1969), com base em perfurações, foi o primeiro a definir a coluna estratigráfica da bacia. Posteriormente Figueiredo et al. (1982 apud Brandão & Feijó 1994) introduziram modificações na coluna, e juntamente com as revisões posteriores de Brandão (1990 apud Brandão & Feijó 1994) permitiram relacionar os primeiros registros da bacia à depósitos sedimentares do Eocretáceo, andar Alagoas Superior, dado por Regali et al. (1985) com base em palinomorfos. Koutsoukos & Brito (1987) relacionam a bacia a uma idade Eomeseniana com base em foraminíferos e à um ambiente marinho raso.

O entendimento da evolução geológica das bacias da margem Atlântica brasileira, em especial as da margem equatorial brasileira, na qual se insere a bacia do Pará-Maranhão, passa obrigatoriamente pela pesquisa bioestratigráfica. Estas estão principalmente relacionadas ao estudo de microfósseis, como foraminíferos e ostracodes. As pesquisas de radiolários no Atlântico Sul, baseia-se nos trabalhos de Kotizian & Eilert (1985, 1987), Kotizian et al. (1987), Eilert (1985, 1988), Koutsoukos & Hart (1990), Baecker (1994), Souza (1995) e Baecker-Fanth & Koutsoukos (2002).

De um modo geral as citações de ocorrências de radiolários na bacia do Pará-Maranhão estão associadas a estudos de outros microfósseis como foraminíferos e calciferulídeos como Pampalona (1969), Dias Brito (1994, 1995) e Rodrigues (1996). No entanto Souza (2006) menciona expressiva ocorrência de radiolários em depósitos sedimentares do Cretáceo médio-superior.

MATERIAL E MÉTODOS

Na presente pesquisa foi empregada a metodologia usual para a análise de radiolários. Deste modo 71 amostras de calha com controle litológico foram submetidas ao processamento mecânico e químico. O processamento mecânico envolve basicamente a secagem do material em estufa a uma temperatura de 70°. Posteriormente as amostras foram quarteadas e padronizado 20 gr para a análise química; na seqüência a fração fina submetida ao processamento químico, para tanto foi utilizado H₂O₂ 30V a 10% para a desagregação do material. As amostras foram aquecidas para acelerar a reação e logo após foram lavadas em água corrente. O material foi então tratado com o defloculante hexametáfósfato de cálcio e submetido ao tratamento de ultrassom. Posteriormente as amostras foram lavadas utilizando-se as peneiras de malha 0,125, 0,063 e 0,044mm. As amostras foram quarteadas utilizando-se, dependendo da riqueza das mesmas, as frações ¼, 1/8 e 1/16, sucessivamente, até adquirir uma amostra representativa. Os exemplares selecionados foram submetidos à microscopia óptica e eletrônica no laboratório de microscopia eletrônica da UFRGS, para obtenção de fotomicrografias que auxiliaram na análise taxonômica do material.

RESULTADOS

A análise paleontológica das seções dos poços 1 MAS 12 e 1 MAS 16 da bacia do Pará-Maranhão mostrou um número expressivo de microfósseis silicosos. No poço 1 MAS 12 foram registradas três picos de microfósseis silicosos (radiolários). No entanto a distribuição destes elementos nas seções analisadas não se mostrou homogênea apresentando vários níveis estéreis e outros extremamente pobres. Grande parte dos radiolários encontrados estão substituídos por pirita, o que mostra condições redutoras nas seções analisadas. Outro fato importante é que grande parte dos radiolários ficaram retidos na peneira de malha 0,044mm, mostrando uma redução das dimensões da fauna, uma vez que comumente estes se concentram na peneira 0,063. Nas seções do poço 1 MAS 16, foram registrados um pico expressivo de radiolários em apenas um nível. Assim como no caso anterior a distribuição da biota nas seções analisadas não se mostrou homogênea, sendo que foram observados vários níveis estéreis. Neste poço, a biota silicea também se concentrou na peneira de malha 0,044mm.

DISCUSSÕES

As pesquisas paleontológicas na bacia do Pará-Maranhão são escassas e raras. Os primeiros trabalhos paleontológicos da bacia foram através de estudos palinológicos Regali et al. (1985). Posteriormente, Koutsoukos & Brito (1987) e Viviers & Bertlem (1987), mencionaram a presença de foraminíferos planctônicos na mesma, Zanoto & Szatmari (1987) observaram a presença de folhelhos carbonosos com presença de calcíferas; Souza (2006) registrou expressiva biota silicea na área representada em grande parte por radiolários. O autor mostrou que as ocorrências de radiolários estão diretamente relacionadas aos grupos Caju e Humberto de Campos.

Os picos de abundância de radiolários relacionados a alguns níveis dos poços analisados sugerem eventos de elevada bioproductividade orgânica na bacia. Os níveis ainda mostram grande quantidade de radiolários pirritizados (Fe₂SO₃) apontam condições ambientais com deficiência de O₂ em determinados níveis das seções analisadas. A pequena dimensão da fauna sugere ainda elevado stress ambiental levando ao fechamento de maré. Os picos de abundância podem ser relacionados a eventos oceânicos locais de grande importância bioestratigráfica para a bacia.

CONCLUSÕES

O estudo das bacias da Margem Equatorial brasileira, a qual se insere a bacia do Pará-Maranhão, são importantes para o entendimento da evolução do Atlântico Sul, no entanto a pesquisa micropaleontológica na região é carente. Os recentes registros em dois poços da bacia do Pará-Maranhão mostraram a presença expressiva da fauna de microfósseis silicosos. No entanto a distribuição destes elementos não é uniforme nas amostras analisadas, se concentrando em poucos níveis. Assim os picos destes microfósseis silicosos sugerem eventos

XI Simpósio de Geologia da Amazônia, 2 a 5 de agosto de 2009, Manaus - AM

paleoecológicos associados a eventos paleoclimatológicos, através de intensa atividade orgânica nas seqüências analisadas. As pesquisas estão em fase inicial, e, portanto para obter-se resultados mais precisos estas devem se intensificar nos trazendo mais informações para o entendimento da mesma como para a evolução do Atlântico Sul.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS:

- ASMUS, H. E. & PORTO, R. 1972. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. In: XXVI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Anais, Belém, vol. (2); 67-90.
- BABCKER, S. 1994. *Estudo do gênero Stylotriacus Haackel, 1887. (Radiolaria) em sedimentos da Margem Continental do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre. Curso de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Dissertação de mestrado. 98p.
- BABCKER-FAUTH, S & KOUTSOUKOS, E. A. M. 2002. Os fósseis da Bacia de Sergipe-Alagoas? Os radiolários. *Phosnix*, 37; 1-2.
- BRANDÃO, J. A. S. L. & FEIJÓ, F. J. 1994. Bacia do Pará-Maranhão. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, 8(1), 101-102.
- DIAS-BRITO, D. 1994. Comparação dos carbonatos pelágicos do Cretáceo médio da Margem Atlântica Brasileira, com os do Golfo do México: Novas evidências do Tétis Sul-Atlântico. *Boletim do 3º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*: UNESP, Rio Claro, 11-18.
- DIAS-BRITO, D. 1995. *Colchiferas e microfósseis em rochas carbonáticas pelágicas mesocretácicas*. Tese de Doutorado Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 688p.
- EILERT, V. P. 1985. Ocorrência de Polycystina (Protozoa, Radiolaria antárticos e subantárticos em sedimentos superficiais do Atlântico Sudoeste (31°- 35° S; 45°-54° W). *Pesquisas*, Instituto de Geociências, UFRGS. Porto Alegre, 17, 151-167.
- EILERT, V. P. 1988. *Radiolários Polycystina (Família Collosphaeridae) em sedimentos pleistó-holocenos da Margem Continental Sul-brasileira. Sistemática, Considerações gerais sobre Ecologia, Paleocologia, Distribuição Geográfica e Geológica*. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 219p.
- EILERT, V. P. 2001. Polycystine radiolarians in Brazilian sedimentary basins; a synthesis on the current status. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 2; 7-19.
- KOTZIAN, S. C. B. & EILERT, V. P. 1985. Radiolários (Polycystina, Spumellaria; Spanguridae Spangodiscidae) cenozóicos em testemunhos da Margem Continental Sul-brasileira. In: DNPM. *Colômbia de Trabalhos Paleontológicos*. Brasília, 343-353.
- KOTZIAN, S. C. B. & EILERT, V. P. 1987. Radiolários do Cretáceo médio na Bacia de Campos-Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 10, Rio de Janeiro, SBG, Anais, p.783-796.
- KOTZIAN, S. C. B.; EILERT, V. P. & RUTHNER, M. P. 1987. Nova contribuição sobre a ocorrência de radiolários Polycystina na Margem Continental do Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas*, 20; 85-102.
- KOUTSOUKOS, E. A. M. & DIAS-BRITO, D. 1987. Paleobatimetria da margem continental do Brasil durante o Albiano. *Revista Brasileira de Geociências*, 17 (2); 86-91.
- KOUTSOUKOS, E. A. M. & HART, M. B. 1990. Radiolarians and diatoms from the mid-Cretaceous successions of the Sergipe Basin, Northeastern Brazil. *Journal of Micropaleontology*, 9 (1); 45-64.
- KOUTSOUKOS, E. A. M.; LEARY, P. N. & HART, M. B. 1990. Latest Cenomanian- earliest Turonian low-oxygen benthonic foraminifera; a case-study from the Sergipe Basin (NE Brazil) and the western Anglo-Paris basin (Southern England). *Paleogeography, paleoclimatology, paleoecology*, 77;145-177.
- OJEDA, H. A. O. 1981. Estrutura, Estratigrafia e evolução das bacias marginais brasileiras. *Revista Brasileira de Geociências*, 11(4); 257-273.
- PAMPLONA, H. R. P. 1969. Litoestratigrafia da Bacia Cretácea de Barreirinhas. *Boletim Técnico da PETROBRÁS*, 12 (3); 261-290.
- REGALI, M. S. P.; UESUGUI, N. & LIMA, E. E. C. 1985. Paleoestratigrafia e paleoambiente

XI Simpósio de Geologia da Amazônia, 2 a 5 de agosto de 2009, Manaus - AM

- da Bacia de Barreirinhas Maranhão-Brasil. In: *Coletânea de trabalhos paleontológicos*, DNPM; Rio de Janeiro, 461-470.
- RODRIGUES, R. 1996. O evento anóxico Cenomaniano-Turoniano e os marcos estratigráficos do Cretáceo Superior das Bacias do Espírito Santo e Campos sudeste do Brasil. *Boletim do 4º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*. UNESP- Campus de Rio Claro SP; 51-53
- SOUZA, V. 1995. *Radiolários do Cretáceo médio da Margem Equatorial Brasileira, Bacia do Ceará (Sub-bacias Acaraú e Munduá) como indicadores de possíveis eventos paleoclimatológicos e paleoecológicos*. Dissertação de mestrado, Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 226p.
- SOUZA, V. 2006. *Radiolários do Cretáceo médio das bacias do Pará-Maranhão e Barreirinhas, Margem Equatorial Brasileira*. Tese de doutorado, Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 546p.
- VIVIERS, M. C. & HEURLÉN, G. 1987. Sobre alguns níveis de Correlação Bioestratigráfica Regional (Foraminíferos Planctônicos) *Revista Brasileira de Geociências*, 17, (2); 106-110.
- ZANOTO, O; SZATMARLP. 1987. Mecanismo de riftamento da porção ocidental da Margem Norte Brasileira, Bacia do Pará-Maranhão. *Revista Brasileira de Geociências*, 17, (2); 189-195.

REGISTRO DE PEGADAS FÓSSEIS (VERTEBRADOS) NA FORMAÇÃO SERRA DO TUCANO, BACIA DO TACUTU RORAIMA

SOUZA, V. ²; SOARES, V. M. A.;

1- Este projeto conta com o apoio do Programa Petrobras Ambiental com o patrocínio da Petrobras

2 Departamento de Geologia-IGEO-UFRR-vladisouza@ufrr.br

RESUMO

A Formação Serra do Tucano, bacia do Tacutu está localizada na região noroeste do estado de Roraima e se encontra preenchida por uma cobertura sedimentar mesozóica. Esta é relacionada a uma idade Cretáceo Superior, e se caracteriza por pacotes areníticos de médio a fino, intercalados por camadas de lamitos. Nos afloramentos pesquisados na referida formação foram encontrados inúmeros registros de pequenas pegadas medindo entorno de cinco a sete cm de diâmetro. Estas se encontram em bom estado de preservação. O registro mostra que estas ocorrem principalmente nos camadas de sedimentação mais fina da formação. As dimensões das pegadas sugerem ainda que possam ser de pequenos dinossauros ou de outros vertebrados de pequeno porte. As mais recentes pesquisas tem demonstrado grande diversidade destes vestígios fósseis sugerindo que diversos animais transitavam na área.

INTRODUÇÃO

A presente pesquisa teve como foco a Formação Serra do Tucano. A formação se encontra na porção superior da bacia do Tacutu, sendo caracterizada por arenitos intercalados por sedimentos finos, como lamitos e siltitos castanho escuros a avermelhados apresentando fraca cimentação por óxido de ferro. Souza & Sampaio (2007), mencionam a presença de vestígios fósseis (icnofósseis) para os sedimentos desta formação. As primeiras pesquisas deste modo encontram principalmente vestígios de possíveis artrópodes, representados por rastros e por vestígios de habitação, tais como tocas escavadas em sedimentos finos e arenosos.

As recentes pesquisas do projeto Hydrus tem encontrado vestígios constituídos por inúmeras depressões semi-circulares com profundidade entre 1,5 a 2 cm apresentando em torno de cinco cm de diâmetro. A impressão deixada nos sedimentos sugere que estes sejam de vertebrados de pequeno porte, talvez de pequenos dinossauros. A pesquisa se encontra em fase inicial e os registros mostram ainda outros tipos de pegadas mostrando uma certa diversidade na área da pesquisa.

MATERIAL E MÉTODOS

A presente pesquisa na bacia do Tacutu foi realizada em depósitos sedimentares da Formação Serra do Tucano. Na etapa de campo foi realizada a coleta de amostras nos afloramentos representados por lamitos misturados a arenitos de granulação fina. Algumas amostras puderam ser retiradas dos afloramentos e transportadas para o laboratório onde se procederam as etapas de lavagem do material sem a utilização de qualquer produto químico. A limpeza do material foi realizada sem nenhum material abrasivo. Após estas etapas foi realizado o registro fotográfico das amostras. Cabe salientar que o material será tratado na coleção paleontológica da UFRR.

RESULTADOS

Os pacotes sedimentares relacionados a formação Serra do Tucano (Cretáceo Superior) na porção brasileira, tem se mostrado profícuo em termos de registros fósseis, principalmente icnofósseis. As recentes pesquisas realizadas pelo projeto Hydrus, registrou novas ocorrências de icnofósseis nos sedimentos da formação. Estes são caracterizados por inúmeras pegadas de vertebrados. Os sedimentos estão cimentados por óxido de ferro e nestes são encontrados os

vestígios em bom estado de preservação. Os registros mostram o contramolde nos sedimentos mais grossos.

A descoberta incentivou novas pesquisas, quando foram encontradas mais evidências de icnofósseis (pegadas), apresentando características morfológicas distintas. Desta forma os resultados apesar de iniciais, demonstram a grande riqueza paleontológica na referida formação, outra considerada afossilífera.

DISCUSSÕES

A ocorrência de vestígios de pegadas de vertebrados na Formação Serra do Tucano é inédita para a região. A formação de idade Cretácea superior, com a descoberta de novas ocorrências coloca a bacia do Tucano, como um dos mais novos sítios de vertebrados mesozóicos do país. Os vestígios podem ser relacionados a dinossauros de pequeno porte, o fato mais relevante é que a ocorrência é inédita para bacias sedimentares da região amazônica. Na porção guineense da bacia Gibbs e Barron (1993) mencionam relatos de pegadas de pequenos dinossauros ou mesmo aves de idade Cretácea. No entanto estas informações foram apenas de relatos em estudos geológicos realizados em depósitos sedimentares da bacia. Os vários registros de icnofósseis registrados anteriormente nos afloramentos da porção brasileira são de Souza e Sampaio (2007) os quais mencionam inúmeros registros de icnofósseis, possivelmente relacionados a artrópodes. Estes sugerem um paleoambiente com grande diversidade de artrópodes ou de organismos menores como vermes que poderiam servir de alimento para organismos maiores. Assim as pegadas podem ser relacionadas a pequenos dinossauros ou outros vertebrados que podem ter ocupado esta área no passado.

Com o sucesso das pesquisas paleontológicas na área espera-se intensificar as pesquisas e com isto se encontrar novas evidências de pegadas fósseis de vertebrados ou até mesmo partes do esqueleto destes organismos fato que traria grande contribuição a evolução geológica e ambiental da bacia.

CONCLUSÕES

A Formação Serra do Tucano na bacia do Tucano, é constituída por pacotes sedimentares de idade Cretácea superior, sendo esta anteriormente considerada como afossilífera. No entanto as pesquisas paleontológicas na área tem registrado inúmeros vestígios fósseis. Estes se caracterizam por vestígios de locomoção e habitação de pequenos artrópodes ou vermes. As recentes pesquisas na área, no entanto, tem revelado outros elementos, diversas depressões semicirculares foram encontradas em sedimentos de granulação fina semelhante a lamitas. Análises de laboratório revelaram que algum elemento exerceu pressão sobre este sedimento ocasionando o contramolde nos sedimentos abaixo da camada. Nestas depressões foram encontrados outros elementos morfológicos como protuberâncias que podem evidenciar espaçamento entre os membros das patas. Estes vestígios sugerem pegadas de vertebrados de pequeno porte possivelmente de dinossauros ou outros animais do período Cretáceo. As recentes descobertas colocam a Formação Serra do Tucano como uma das áreas de grande potencial na pesquisa paleontológica. Esta afirmação se deve ao fato de as pesquisas estarem em fase inicial na referida formação. Cabe salientar que a área pesquisada foi muito pequena. Assim a formação se mostra promissora para a pesquisa paleontológica no extremo norte do Brasil, outra considerada pouco promissora para este tipo de pesquisa.

BIBLIOGRAFIA

- CPRM- 1999. Programa 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, Em CD rom.
- HIRAS, J. F.; KINOSHITA, E. M. & FEDÓ, F. J. 1994. Bacia do Tucano. In: Feijó, F. J. (ed.). Cartas estratigráficas das bacias sedimentares brasileiras. Rio de Janeiro, Bol. Geoc. Petrobrás, 8(2): 83-89.
- GIBBS, A. K. & BARRON, C. N. 1993. *Geology of the Guinea Shield*. New York. Oxford University Press, 246p.

XI Simpósio de Geologia da Amazônia, 2 a 5 de agosto de 2009, Manaus - AM

- KINOSHITA, E. M. & EIRAS, J. F.** 1990. Geologia e Perspectivas Petrolíferas da Bacia do Tacutu. In: Raja-Gobaglia, G. P.; Milani, J.M. (Org.). *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro, 1990, v. 1, p. 197-220.
- KINOSHITA, E. M. ; EIRAS, J. F. .** 1987. Evidências de Movimentos Transcorrentes da Bacia do Tacutu. In: *Seminário de Rifts Intracratônicos, 1987, Rio de Janeiro. Anais do Seminário de Rifts Intracratônicos*. Rio de Janeiro: Petrolbras/Depex, 1987. v. 1. p. 106-139.
- PROJETO RADAMBRASIL.** 1975. Folha NA.20 Boa Vista e parte das folhas NA.21 Tucuruí, NB. 20 Roraima e NB. 21. 1ª. Ed., Brasília: DNPM, 426 p.
- REIS, N. J.;NUNES, N.S. de V.; PINHEIRO, S. da S.** 1994. A cobertura mesozóica do Hemigraben Tacutu – Estado de Roraima. Uma abordagem ao paleoambiente da Formação Serra do Tucano. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38** Camboriú, Anais...Camboriú, SBG. V.3 p. 234-235.
- SANTOS, J. O. S.** 1984. A parte Setentrional do Cráton Amazônico (Escudo das Guianas) e a Bacia Amazônica. In: **SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R. & ASMUS, H. E.** *Geologia do Brasil*. 1984. 1ª. Ed., Brasília: DNPM, p. 57-91
- SOUZA, V. & SAMPAIO, B. M.** 2007. Primeiro registro fósil (amóebas) da Formação Serra do Tucano (Bacia do Tacutu, Roraima): uma ferramenta no estudo da evolução da paisagem de Roraima. In: *Acta Geográfica*, V. 1 p. 105-112.

POSSÍVEL OCORRÊNCIA DE BOLHAS FÓSSEIS EM SEDIMENTOS DA FORMAÇÃO SERRA DO TUCANO BACIA DO TACUTU –RORAIMA

SOUZA, V. ¹; SOARES, V. M. A;

Este projeto conta com o apoio do Programa Petrobras Ambiental com o patrocínio da Petrobras

1 Departamento de Geologia-IGEO-UFRR- vladisouza@yahoo.com.br

RESUMO

A bacia do Tacutu está localizada na região noroeste do estado de Roraima e está preenchida por uma cobertura sedimentar mesozóica. A Formação Serra do Tucano de idade Cretáceo Superior se caracteriza por pacotes areníticos de médio a fino, intercalados por camadas de lamitas. Nos afloramentos pesquisados na referida formação foram encontrados inúmeros registros de estruturas circulares que possam ser relacionadas a bolhas fósseis. Os sedimentos característicos destas estruturas são extremamente finos e de coloração negra, mostrando evidências de um ambiente rico em matéria orgânica. A ocorrência destas estruturas semelhantes a bolhas é encontrada em outros afloramentos na área pesquisada, mostrando deste modo, que na bacia pode ter havido um nível rico em gases. Os estudos se encontram em fase preliminar, no entanto as pesquisas prometem ser promissoras e contribuir para o entendimento do paleoambiente da região.

INTRODUÇÃO

A Formação Serra do Tucano faz parte da seqüência superior do hemigraben do Tacutu. Esta é composta por arenitos de granulação média a fina intercalados por siltitos a lamitas, fortemente cimentados por óxido de ferro. Reis et al. (1994) utilizaram a denominação Formação Serra do Tucano, para esta seqüência arenosa. A pesquisa paleontológica tem se intensificado nos últimos anos, realizada pelo projeto Hydros do Departamento de Geologia da UFRR. Neste período vários registros fósseis foram encontrados na referida formação. Souza & Sampaio (2007) encontraram inúmeras evidências de vestígios fósseis. No entanto as novas estruturas sedimentares encontradas são pouco comuns, e se encontram bem evidenciadas na área da bacia. As estruturas encontradas estão registradas em sedimentos de coloração negra fortemente cimentada por íxido de ferro. As características destas estruturas sugerem que as mesmas possam ser bolhas fósseis, possivelmente relacionadas à ambientes de águas paradas e ricas em matéria orgânica evidenciando grande processo de eutrofização o que pode ter favorecido o surgimento de gases. O registro deste modo vem a acrescentar mais evidências para o entendimento do paleoambiente que ocorreu na região e que deste modo possa contribuir para o entendimento da evolução geológica da bacia.

MATERIAL E MÉTODOS

A pesquisa paleontológica na bacia do Tacutu foi realizada nos depósitos sedimentares da Formação Serra do Tucano. Estes são constituídos em grande parte por arenitos de granulação média a fina com intercalação de lamitas e siltitos, fortemente cimentados por óxido de ferro. Nesta pesquisa se procedeu a coleta de amostras em campo. As amostras foram coletadas, sendo transportadas para o laboratório onde se procederam as etapas de lavagem e limpeza bem como o registro fotográfico das amostras. Após o material será tombado na coleção paleontológica da UFRR.

RESULTADOS

As pesquisas realizadas em pacotes sedimentares relacionados à Formação Serra do Tucano (Cretáceo Superior) na porção brasileira, identificaram inúmeras estruturas circulares medindo externamente de seis cm de diâmetro compostas de sedimentos de granulação fina e coloração negra. O material encontrado se caracteriza por estruturas por vezes esfoliadas,

distribuídos nos sedimentos da bacia. Os registros estão representados em blocos de rochas com mais de um metro de espessura, sendo que o material se encontra fortemente cimentado por sílica. Os registros destas estruturas circulares que possam ser relacionadas a bolhas fósseis, são inéditos para a área da bacia. O material se encontra por vezes esfoliado e aparenta que algumas "bolhas" não puderam ter estourado, outras se apresentam de forma circular a dômica. Em outros afloramentos da região foram encontrados outras estruturas semelhantes embora com dimensões maiores. Estas apresentam diâmetros de até 15 cm. Estima-se que possa haver mais afloramentos com estas estruturas circulares e com a presença de camadas esferoidais.

DISCUSSÕES

O registro de estruturas circulares que possam ser relacionadas a bolhas fósseis, em depósitos sedimentares da Formação Serra do Tucano pode trazer uma série de inferências paleoambientais para a área da pesquisa. Os estudos ainda estão em fase preliminar, no entanto novas ocorrências tem sido registradas nos afloramentos na Formação Serra do Tucano bacia do Tacutu. O que entra em discussão deste modo é que em se confirmando a presença destas "bolhas" fósseis, a qual evento estas poderia estar relacionado. Assim podem ser sugeridas varias hipóteses como áreas de grande deposição de matéria orgânica se configurando um possivelmente ambiente redutor. Estes ambientes muito comuns em pântanos atuais ricos em gás sulfídrico, o que poderia ter levado a um grande nível de bolhas, salienta-se o grande volume de gases que, em sedimentos lamosos, ajudariam na preservação destes registros. Outra hipótese seria que eventos vulcânicos próximos, exalariam gases em ambientes aquosos originando grande número de bolhas, que misturadas a sedimentos finos auxiliariam na sua preservação.

CONCLUSÕES

As pesquisas realizadas na Formação Serra do Tucano na bacia do Tacutu, tem revelado inúmeras descobertas tanto de cunho geológico como paleontológico. Estas têm auxiliado no entendimento de eventos ambientais e geológicos que ocorreram na área. As recentes descobertas nas seqüências sedimentares de idade Cretácea superior, mostrando estruturas circulares com camadas esferoidais sugerem que estas sejam de "bolhas" fósseis. Assim estas descobertas podem trazer novas inferências para o entendimento de eventos paleoambientais e paleoecológicos para a bacia do Tacutu. O estudo da área se encontra em fase inicial, assim sugere-se um aprofundamento nas pesquisas geológicas na região. Deste modo, espera-se que se eleve o número de ocorrências, já que apenas um afloramento da região foi até o momento pesquisado. Assim a bacia do Tacutu em demonstrado ser uma área extremamente importante para a pesquisa geológica na região.

BIBLIOGRAFIA

- CPRM- 1999. Programa 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, Em CD rom.
- EIRAS, J. F.; KINOSHITA, E. M. & PELÚ, F. J. 1994. Bacia do Tacutu. In: Feijó, F. J. (ed.). Cartas estratigráficas das bacias sedimentares brasileiras. Rio de Janeiro, Bol. Geoc. Petróbrás, 8(2): 83-89.
- KINOSHITA, E. M. & EIRAS, J. F. 1990. Geologia e Perspectivas Petrolíferas da Bacia do Tacutu. In: Raja-Gabaglia, G. P.; Milani, J.M. (Org.). Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Rio de Janeiro, 1990, v. 1, p. 197-220.
- KINOSHITA, E. M. ; EIRAS, J. F. . 1987. Evidências de Movimentos Transcorrentes da Bacia do Tacutu. In: Seminário de Rifles Intracontinentais, 1987, Rio de Janeiro. Anais do Seminário de Rifles Intracontinentais. Rio de Janeiro : Petróbrás/Depex, 1987. v. 1. p. 106-139.
- PROJETO RADAMBRASIL. 1975. Folha NA.20 Boa Vista e parte das folhas NA.21 Tucumaque, NB. 20 Roraima e NB. 21. 1ª. Ed., Brasília: DNPM, 426 p.

XI Simpósio de Geologia da Amazônia, 2 a 5 de agosto de 2009, Manaus - AM

- REIS, N. J.; NUNES, N.S. de V.; PINHEIRO, S. da S. 1994. A cobertura mesozóica do Hemigraben Tucuru – Estado de Roraima. Uma abordagem ao paleoambiente da Formação Serra do Tucano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Camboriú, Anais...Camboriú, SBG. V.3 p. 234-235.
- SANTOS, J. O. S. 1984. A parte Setentrional do Cráton Amazônico (Escudo das Guianas) e a Bacia Amazônica. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R. & ASMUS, H. E. *Geologia do Brasil*. 1984. 1ª. Ed., Brasília: DNPM, p. 57-91
- SOUZA, V. & SAMPAIO, B. M. 2007. Primeiro registro fóssil (irmofossils) da Formação Serra do Tucano (Bacia do Tucuru, Roraima): uma ferramenta no estudo da evolução da paisagem de Roraima. In: *Acta Geográfica*, V. 1 p. 105-112.

DISCUSSÃO SOBRE A FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO E O ALTO DE MONTE ALEGRE

Maria Vicente Caputo

Faculdade de Geologia - Instituto de Geologia - UFPA

SUMÁRIO

Esta discussão tem a finalidade principal de tratar da controvérsia sobre a idade da Formação Alter do Chão, analisar o Alto de Monte Alegre e propor uma nova unidade litostratigráfica para a Bacia do Amazonas. A Formação Alter do Chão tem sido considerada de idade cretácea, cretácea-terciária ou terciária pelos investigadores que trataram e tratam desta unidade. Portanto, esta ambigüidade é discutida na tentativa de esclarecer o problema.

INTRODUÇÃO

A discussão surge porque nos mapas geológicos do Brasil mais antigos, a cobertura sedimentar da Bacia do Amazonas era representada por camadas terciárias como também no último mapa geológico da América do Sul (Schobbenhaus & Belluscia 2000). Entretanto, nos mapas geológicos do Brasil mais recentes a Formação Alter do Chão, ou foi posicionada no topo do Cretáceo / base do Terciário Inferior (Schobbenhaus *et al.* 1981) ou no Cretáceo Superior (Schobbenhaus *et al.* 2004). Da mesma forma, nos recentes mapas geológicos dos estados do Pará (Vasquez & Rosa-Costa 2008) e do Amazonas (CPRM 2006), a Formação Alter do Chão também foi colocada no Cretáceo. Além disso, é discutida a existência ou inexistência do Arco de Monte Alegre.

DISCUSSÃO

Foi feito um estudo palinológico de testemunhos de poços ao longo de um perfil das bacias do norte do Brasil (Acre, Solimões, Amazonas e Marajó) por Daemen e Contreras (1971). Estes autores detectaram sedimentos de idade terciária na parte superior da seção estratigráfica das bacias mencionadas. Entretanto, eles consideraram apenas a existência de Cretáceo (andares Eocenomaniano a Maestrichtiano) até a superfície (Figura 1), na região entre os poços NO-1 (Nova Olinda) e MA-1 (Monte Alegre). O poço Alter do Chão, onde se situa a seção-tipo da unidade de mesmo nome, não foi estudado na ocasião. A seção da figura 2 daqueles investigadores é aqui apresentada parcialmente, correspondendo apenas à parte da Bacia do Amazonas, na figura 1 deste resumo.

Daemen e Contreras (1971) concluíram que, quando da deposição de espessa seção do Terciário nos poços Almeirim (AL-1) e Gurupá (GU-1), região do Baixo Amazonas, ocorria surgimento no suposto Alto de Monte Alegre onde estão os poços MA-1 (Monte Alegre) e MM-1 (Manaus), o que teria inibido a deposição de sedimentos terciários na área entre os rios Madeira e Tapajós.

Posteriormente, Daemen (1975) retornou ao estudo da seção discutida com a finalidade de determinar melhor a idade da Formação Alter do Chão. Nesse novo trabalho foi incluído o testemunho nº 23 do poço AC-1 (Alter do Chão). Com base nas novas análises foram usadas nove espécies-guia, levando Daemen (1975) a atribuir idade mesalbioma/neo-albiana a eocenomaniana para a parte inferior da seção e neocenomaniana a tunuziana para a parte média, de acordo com as Zonas K-400 a K-600, estabelecidas anteriormente por Lima (1971) para a Bacia de Barreirinhas. A parte superior da seção ficou sem datação, mas foi considerada também cretácea.

Lima (1985) analisou testemunhos e também amostras de calha da parte superior da seção do poço Alter do Chão (AC-1), no intervalo da superfície (elevação de 18m) até 545m de profundidade, onde detectou várias amostras produtivas, determinando a presença de Terciário até cerca de 423m de profundidade e Cretáceo com cerca de 122m de espessura na porção inferior daquele intervalo. Deve ser observado que, próximo à locação do poço AC-1, existe a elevação da Serra Piroca com cerca de 130 m de altitude, deduzindo-se que exista na região, pelo menos 535 m de Terciário. Os resultados do trabalho do palinólogo Lima, infelizmente, não foram relatados e nem publicados. As fichas de leituras palinológicas de Lima foram confirmadas como de idade cretácea e terciária, também pela palinóloga Marília Regali (informação escrita) em uma visita à Petruzas em Belém.

Sedimentos situados 66m acima da base da Formação Alter do Chão, com espessura total de 1266 m no poço AL-1 (Almeirim), produziram os palinomas, identificados por Daemen e Contreras

(1971), *Spinizonocleites schizites* Muller e *Bombacocleites* sp., indicadores de idade paleocena.

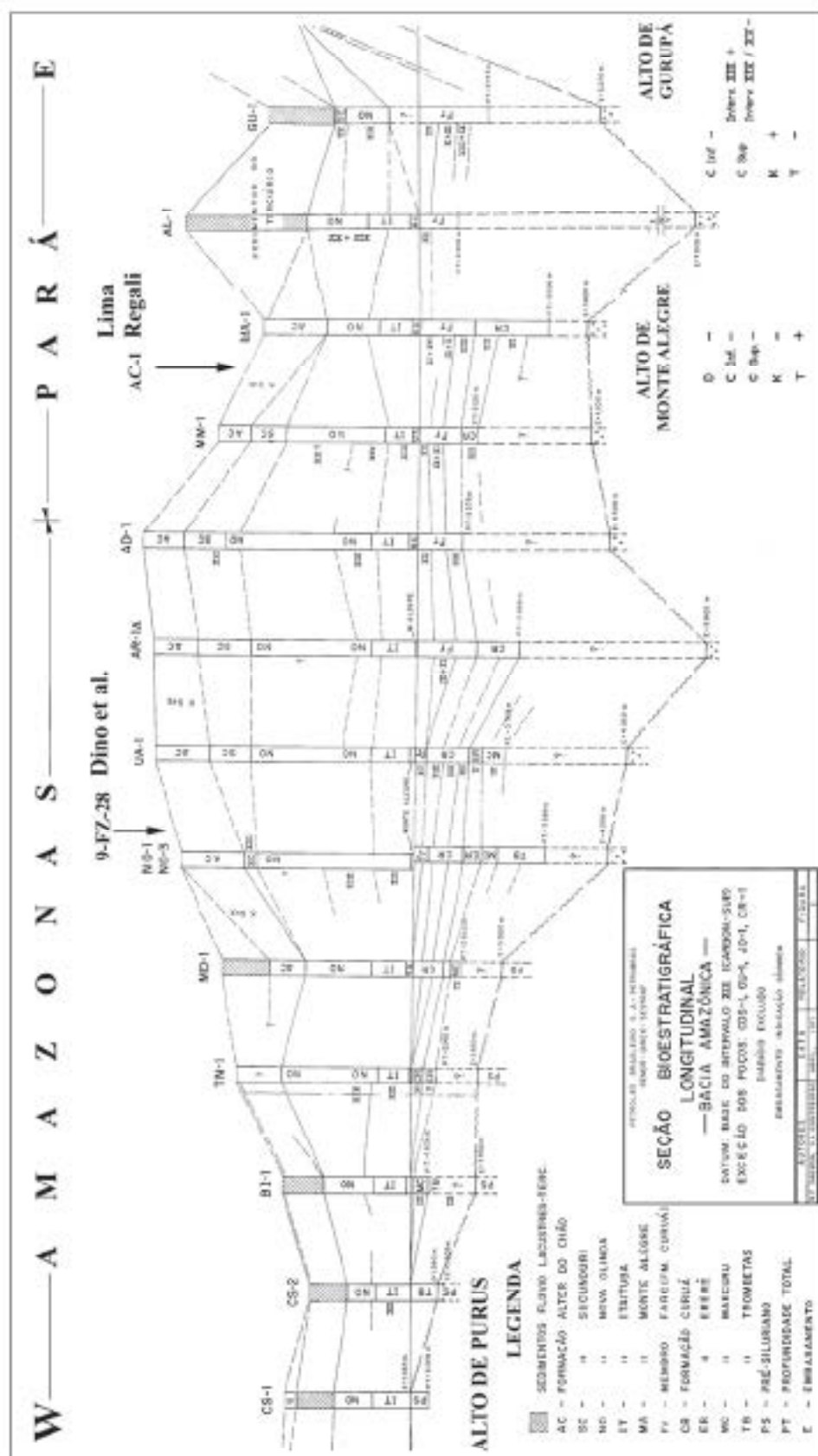


Figura 1. Correlação estratigráfica dos diversos poços da Bacia do Amazonas. As posições dos poços 9-FZ-28-AM e 1-AC-PA, estabelecidas por Lima e por Dino et al. (2000) estão indicadas por setas na seção. Baseada na Figura 2 modificada de Dawson & Contreras (1971).

No poço Alter do Chão (AC-1), Lima (informação escrita em 1985) identificou os seguintes esporófitos: *Retitriolites scammovi*, *Cyathocidites aculeatus*, *Cicatricosisporites cristatus*, *Foveotriolites ornatus*, *Magnastriolites howard*, *Verrucatusporites scammovii*, *Polypodiaceoecisporites potowii*, *Cicatricosisporites lacunatus* e *Echitriolites smallii* e os polens: *Psilatricolporites operculatus*, *P. rizeri*, *Zonocostites ramonae* de idade miocena. Não foram encontrados palinófitos marinhos.

Folhas físseis da região de Monte Alegre encontradas na meia encosta da Serra de Patúna (200m de elevação) também indicam idade eocena (Duarte, 1987) para o intervalo próximo à base da Formação Alter do Chão.

Dino *et al.* (2000) estudaram os testemunhos dos poços NO-1-AM (Nova Olinda 1) e 9-FZ-28-AM (Fazendinha nº 28) no Rio Madeira, cujos esporos posicionaram os depósitos da parte inferior (1ª seqüência) da seção no Andar Alagoas Superior (Aptiano Superior)-Alliani, dentro das palinozonas P-270/P-280, zonas estas também encontradas nas margens leste e equatorial brasileiras. O intervalo inferior da segunda seqüência, que foi dividida em quatro intervalos, indicou idade neocenozoica no testemunho B8, dentro da palinozona P-380.

Do topo do quarto intervalo de Dino *et al.* (2000) do poço Fazendinha nº 28 até a superfície há cerca de 200m de seção não datada, mas da posição do testemunho B8 até a superfície, a seção não datada alcança cerca de 300m, grande parte da qual deve ser terciária.

No poço NO-1 (Nova Olinda) ocorre uma seção superior pouco consolidada com 175m de espessura, também não datada que pode ser terciária, conforme opinião Setembrino Petri e Price (1960). Nesse poço, na profundidade de 193-196 m, no testemunho 33, foi encontrado um dente de dinossauro Theropoda que indica idade cretácea (Price, 1960). Portanto, conforme evidenciado nos poços da Bacia do Amazonas, eles mostram uma seção cretácea nas partes centrais da bacia e uma seção terciária capeadora distribuída desde o Alto de Purus até o Arco de Gurupá (Figura 1).

Quanto ao Alto de Monte Alegre, as linhas de contorno estrutural do embasamento ou de qualquer formação geológica não mostram erosão indicativa de soerguimento entre a bacia ocidental (Médio Amazonas) e oriental (Baixo Amazonas). A grande inflexão para sul visível na faixa de afloramentos das unidades paleozóicas do flanco norte reflete a estrutura em *dog leg* do rift precursor, formador da Bacia do Amazonas. Esta inflexão ocorre também no eixo da bacia, nas suas charneiras e nas curvas de isópacas das diversas formações, significando uma feição tectônica herdada durante a gênese do rift precursor da Bacia do Amazonas.

Um argumento definitivo contra a presença do Alto de Monte Alegre é a ocorrência de Terciário espesso (535m) encontrado no poço AC-1, situado entre os poços MM-1 e MA-1, usados como evidência da existência do suposto alto, representado na citada figura 1. Esta situação geológica invalida a ideia de um soerguimento diferencial ou formação de um arco durante o Terciário nessa área. A configuração da Plataforma de Alenquer e a inflexão da faixa de afloramentos visíveis nos mapas geológicos foram usadas no passado para dividir a bacia em Alto e Baixo Amazonas.

Portanto, em função dos dados paleontológicos, a idade da Formação Alter do Chão é paleocenamiocena. A seção inferior, de idade cretácea é outra formação, cuja denominação eu proponho que seja Jazida da Fazendinha. Este nome se refere ao poço 9-FZ-28-AM da jazida de silvinita, onde ele foi mais bem descrito e amostrado, localizado nas coordenadas UTM -3.66649200 de latitude e -58.94921200 de longitude, na elevação de 27m, no intervalo de 490 e 295 m de profundidade.

CONCLUSÕES

Parte da controvérsia sobre a idade da Formação Alter do Chão parece ter sido elucidada, mas falta detalhar o zonedamento completo da formação dentro do Terciário. Muitas conclusões sobre a geologia das bacias do norte do Brasil, a luz desta discussão, devem ser reformuladas de modo a adequá-las ao novo conhecimento aqui discutido.

Os dados paleontológicos levam à ilação de que a cobertura da Bacia do Amazonas é de idade terciária, pois onde se obtiveram leituras palinológicas e paleontológicas, os resultados foram Terciário confirmado, e onde não se conseguiram leituras, na parte superior da seção foi inferido Cretáceo.

O que se deduz, é que foi estendida a idade cretácea das seções inferiores do intervalo sob discussão até a superfície nos poços sem leituras palinológicas. Então a parte superior dos *rad books* dos poços estudados por Daemum e Coutreiras (1971), Daemum (1975) e Dino *et al.* (2000) seria de idade terciária, mostrando consistência estratigráfica com os demais poços de toda a região.

Foi possível separar a sedimentação pós-jurássica em dois pacotes, separados por discordâncias,

onde se evidenciou uma formação cretácea, relativamente bastante fossilífera (Formação Jazida da Fazendinha) e uma formação terciária pobremente fossilífera (Formação Alter do Chão).

Com um melhor conhecimento da idade da Formação Alter do Chão, as feições tectônicas e morfológicas do relevo e superfícies de aplainamento, podem ser datadas dentro de melhor contexto geocronológico.

A discordância entre as formações Solimões e Alter do Chão que Santos *et al.* (1974) supuseram ser entre Terciário e Cretáceo deve ser uma discordância intracenozoica.

Não foi comprovada a presença do Alto de Monte com caráter regional. A feição do domo de Monte Alegre é uma estrutura local multifásica estabelecida na Plataforma de Alenquer, que posteriormente a sua formação, sofreu perturbação em função da tectônica terciária (Travassos & Barbosa Filho 1990) que atingiu a bacia em toda sua extensão. As serras terciárias, em torno do domo, mostram mergulhos elevados e falhas, indicando a ação de intensa neotectônica na bacia.

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos paleontólogos Eglenar Conde Lima e Marília Regali pela composição deste trabalho, pois sem o conhecimento paleontológico e trabalho deles sobre o assunto, este artigo não seria feito.

BIBLIOGRAFIA

- Costa, A.R.A. 2002. Tectônica cenozoica e movimentação salifera na Bacia do Amazonas e suas relações com a geodinâmica das placas da América do Sul, Caribe, Cocos e Nazca. UFPA, Pará, Belém, Tese de Mestrado, 237 p.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil 2004. Carta Geológica do Brasil ao milionésimo: Sistema de Informações Geográficas – SIG; Escala 1:1.000.000. Brasília, 2004. 46 folhas em 41 CD-ROM. ISBN 85-7499-099-4.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil 2006. Geologia e recursos minerais do Estado do Amazonas: Sistema de Informações Geográficas - SIG. Manaus: CPRM, 2006. Escala 1:1.000.000. 1 CD-ROM. Programa Geologia do Brasil - Integração, atualização e difusão dos dados da geologia do Brasil.
- Dawson, R.F. 1975. Contribuição à datação da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. *Revista Brasileira de Geociências*, 5: 78-84.
- Dawson, R.F. & Coimbra, J. A. 1971. Zoneamento paleontológico da Bacia do Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25, Anais, São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, V.3, pp. 79-88.
- Dino, R., da Silva, O.B., Abrasão, D. 2000. Palynostratigraphic characterization of the Cretaceous strata from the Alter do Chão Formation, Amazonas Basin. In: International Geological Congress, 31. Rio de Janeiro, Technic. Evolution of South America. Rio de Janeiro, SBG. CD Room.
- Duarte, L. 1987. Restos foliares de angiospermas da Serra de Patama, Pa. In: Congresso Brasileiro de Paleontologia, 10, Rio de Janeiro. Anais da Sociedade Brasileira de Paleontologia, v. 2, p.859-877.
- Lima, B.C. 1971. Bioestratigrafia da Bacia de Roraima. Petrópolis, RINOR, Relatório Interno-381.
- Price, L.I., 1960. Dentes de Therapsida com Testemunhos de South, no Estado do Amazonas. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 32(1): 79-84.
- Santos, J.O.S. 1974. Considerações sobre a bacia Cenozoica Solimões. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre. Anais do Congresso de Geologia da SBG. v. 3, p. 3-11.
- Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abrasão, M. B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.R., Jesus, J.D.A. de (eds.) 2004. Carta geológica do Brasil ao milionésimo: Sistema de Informações Geográficas – SIG; Serviço Geológico do Brasil, Escala 1:1.000.000. Brasília, 46 folhas em 41 CD-ROM. ISBN 85-7499-099-4.
- Schobbenhaus, C. & Bellizze, A. (coord.) 2000. Mapa Geológico da América do Sul. Rio de Janeiro: CPRM/DICART, 1 mapa, color., 82,5cm x 118,5cm. Escala 1:5.000.000. Apresentado em duas partes.
- Schobbenhaus, C. et al. (Coord.) 1981. Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Brasília: DNPM, 1 mapa, color., 115cm x 100cm. Escala 1:2.500.000. Apresentado em quatro partes.
- Vazquez, M.L.; Rosa-Costa, L.T. da (coord.) 2008. Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG; texto explicativo da mapa geológico e de recursos minerais do Estado do Pará. Belém: CPRM. Escala 1:1.000.000. 1 CD-ROM. Programa Geologia do Brasil - Integração, atualização e difusão dos dados da geologia do Brasil.
- Travassos, W.A.S. & Barbosa Filho, C.M. 1990. Tectonismo terciário na área do Rio Tapajós, Bacia do Amazonas.

ANÁLISE DE FÁCIES DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO, KM 46, BR-174

Inclom D. S. Pitz, Depto de Recursos Minerais/UFMT (includsm@ufmt.br)
Rimer F. da S. Costa, Mestrado Geologia MB (rimercfranciscr@yahoo.com.br)

Resumo

Três associações de fácies foram descritas na Formação Alter do Chão na altura do km 46 da BR-174: 1) Fácies arenito maciço, com lentilhas de conglomerado, e arenito com estratificação cruzada tabular, com abundante cimento de caulim (até 40% da rocha); 2) Fácies arenito grosso com geometria côncava grandecrescente e estratificação cruzada acanalada e espessura de até 2 m, cimentação de caulim (até 40%); 3) Fácies de pelito e argilito maciços, vermelhos e brancos, empalidecidos, com até 1 m de espessura, com marcas de raízes, gretados e quebradiços. Assim, interpretam-se condições muito energéticas de deposição (dada a granulometria predominantemente arenosa grossa dos depósitos), sob fluxo unidirecional (exclusividade de estruturas 2D e 3D com base reta e com truncamentos de alto ângulo), que, aliadas ao caráter grandecrescente e geometria côncava (em canal), leva-nos a propor um modelo deposicional fluvial com predomínio de carga mista para este ponto da Formação Alter do Chão.

Introdução

Este resumo apresenta os resultados obtidos (até o momento de seu preceito encerramento) do projeto *análise faciológica e estratigráfica de depósitos cretáceo-terciários nas regiões do Manaus e Maracápurã, Bacia do Amazonas*, de Desenvolvimento Científico Regional/FAPPEAM, e visa à viabilização de estudos de reconstrução ambiental e análise estratigráfica daqueles depósitos (Fig. 1). Neste resumo, serão discutidos os resultados obtidos que permitiram a reconstrução paleoambiental destes depósitos por meio de um modelo deposicional.

Materiais e métodos

Este resumo se propõe a estabelecer as fácies deposicionais da Formação Alter do Chão, mediante atividades de campo que incluíram: a) o mapeamento vertical e horizontal de fácies deposicionais tanto em afloramento quanto em testemunhos de sondagem; b) o mapeamento de superfícies-chaves; c) a elaboração de perfis litoestratigráficos; e d) o registro fotográfico dos afloramentos e fácies da Formação Alter do Chão.

Estas atividades permitiram abordar a evolução do ambiente deposicional da Formação Alter do Chão por meio de análise de fácies. Tal análise consiste no mapeamento de fácies deposicionais por meio da montagem de perfis estratigráficos que representassem esquematicamente o empilhamento original das camadas observadas nos afloramentos estudados. Esta etapa ocorreu em campanhas de campo, em que foram observadas, medidas, registradas e coletadas amostras das camadas que formavam o empilhamento sedimentar das áreas estudadas. Nestas camadas, atentava-se para características mensuráveis e passíveis de verificação representadas pela espessura, litologia e textura, estruturas sedimentares, geometria, conteúdo fóssil, direção do paleofluxo e, eventualmente, a cor (cf. Tucker, 2003). Algumas destas características são verificáveis apenas no campo (p.e., espessura, estruturas sedimentares, direção do paleofluxo e, geralmente, a cor). A geometria e continuidade lateral das camadas, o conteúdo fóssil, a litologia e a textura são, grosso modo, identificadas na etapa de campo, mas seu detalhamento ocorre melhor sob observação posterior de laboratório no gabinete (cf. Miall, 1990, cap.1). A combinação de camadas com estas características iguais ou muito semelhantes entre si define uma fácies deposicional. As fácies permitem acessar informações do processo sedimentar que deu origem àquelas camadas (i.e., condições hidrodinâmicas, paleoclimáticas, físico-químicas e/ou biológicas). A documentação destas características ocorre, além da elaboração do próprio perfil em caderneta de campo, por meio de fotografias. Foram seguidas as principais recomendações quanto à técnica de fotografar objetos para estudos de Estratigrafia e Sedimentologia (cf. Wizevir, 1991; Tucker, 2003).

Resultados

A Formação Alter do Chão ocorre numa área extensa que abrange praticamente toda a região de Manaus e de Manacapuru. Seus melhores afloramentos ocorrem ao longo das margens de rios e alguns igarapés da região. Eventualmente, voçorocas e cortes de estrada podem se constituir em afloramentos bons, o que depende do grau de preservação das estruturas sedimentares e do acesso a estes. Tais afloramentos podem atingir até 12 m de espessura, sendo mais comuns espessuras da ordem de 5 m.

Na área de estudo, foram identificadas três associações de fácies:

Fácies 1. Esta associação constitui-se de arenito maciço, com lentes de conglomerado, e arenito com estratificação cruzada tabular. A mineralogia predominante é representada por grãos de quartzo e cimento de caulim, o qual perfaz até 40% da rocha, o que foi determinado por elutriação. O arenito maciço apresenta até 5 m de espessura, textura média a grossa, com grãos e seixos de quartzo disseminados e colmidos diversamente (p.e., amarelo, vermelho, ríseo e branco). Apesar de maciço, uma estruturação cruzada incipiente pode ser observada semelhante à tabular. As cores são variegadas desde amarelo até laranja avermelhado. Micro-falhas são observadas localmente. O arenito com estratificação cruzada tabular apresenta até 2m de espessura, de granulometria média a grossa, com estratificação cruzada tabular, tangencial e com estratificação plano-paralela ou cruzada de baixo ângulo (tipo *swath*). Nesta intercalação, a estratificação plano paralela é marcada por superfícies enriquecidas de minerais pesados. Além disso, há um caráter gradocrescente observado no perfil com lentes de conglomerados à base e arenito fino ao topo. As lentes de conglomerado constituem-se de conglomerado intrafornamental, de arcabouço aberto, com até 40 cm de espessura. Tubos ramificados horizontalmente de irnofóseis do icnogênero *Thalassinoides* são observados na base dos perfis, dentro desta associação de fácies.

Fácies 2. Arenito grosso com estratificação cruzada acanalada de até 2 m de espessura com superfície erosiva marcada por grãos e seixos a sua base, e os quais também ocorrem disseminados por toda a fácies. A estratificação cruzada acanalada possui sets centimétricos com tendência à diminuição em direção ao topo da fácies. A mineralogia é predominantemente quartzosa e a cimentação de caulim é igualmente alta, proporcional a da associação anterior. Esta fácies tem ocorrência local e apresenta uma geometria côncava, escavada sobre as fácies da outra associação.

Fácies 3. Pelito e argilito maciços, vermelhos e brancos, com até 1 m de espessura, apresentando em seu interior marcas de raízes, gretados e quebrações, especialmente ao topo das fácies nos perfis 2 do km 40 na BR-174. O topo é também mais arenoso e localmente empalidecido. Apesar de maciços, nota-se uma estruturação colunar e alguma laterização quando estas fácies estão ao topo do perfil. A geometria tende a lenticular.

Interpretação das fácies e discussão do modelo deposicional

Os depósitos da área de estudo foram depositados em condições muito energéticas dada a granulometria predominantemente arenosa grossa dos depósitos. Contudo, sob condições de fluxo unidirecional, sugerido pela exclusividade de estruturas 2D e 3D com base reta e com truncamentos de alto ângulo. A presença de superfícies erosivas marcando a base da associação de fácies 2 e com uma geometria côncava em forma de canal é condizente com este ambiente energético. Aliados estes pontos ao caráter gradocrescente observado nos perfis estudados, um modelo deposicional fluvial com predomínio de carga mista parece mais apropriado para a área estudada. Além disso, a Fm Alter do Chão tem sido historicamente interpretada como depósitos de canais fluviais (p.e., Cayotto et al. 1972; Cunha et al., 1994; Vieira, 1999).

A associação de fácies 1 representa depósitos de crescimento lateral interpretados como barra em pontal na presença de estratificação cruzada tabular intercalada a estratificação plano paralela e/ou cruzada de baixo ângulo, estes marcados por superfícies de minerais pesados (i.e., *placow*). Esta interpretação é condizente com depósitos de barra em pontal atuais em que estratificações 2D e acúmulos de minerais pesados são comuns ao topo destas barras na região de lavagem. A associação de fácies 2, dada a geometria em canal, a feição de escavação da base do depósito e a presença de depósitos residuais de grãos e seixos marcando esta superfície passando ascendente a arenito com estratificação cruzada acanalada e com a diminuição do calibre granulométrico está perfeitamente de acordo com depósitos clássicos gerados pelo preenchimento do canal (p.e., Leeder, 1982; Miall, 1990). A associação de fácies 3 caracterizada pelo granulometria fina e presença de marcas de raízes e de gretação apontam para um ambiente de baixa energia, provavelmente associado com uma planície

de inundação. Como esta associação se repete ao longo do perfil revelando uma recorrência do processo ao longo do tempo, não é descartável que este depósito registre a presença de mesadros abandonados (i.e., *swal flats*). Depósitos de carga mista comumente formam mesadros e sua carga sedimentar inclui tanto grãos finos quanto algum cascalho (cf. Leeder, 1982).

Revisões recentes a respeito do ambiente deposicional da Fm Alter do Chão tem sugerido a influência de maré nestes depósitos (Rossatti & Netto, 2006), a qual tem sido evocada pela presença de *foveats* de estratificação cruzada com recobrimentos de argila, retrabalhamentos por atividade de onda e principalmente pela presença de traços fósseis atribuídos a ambiente de estuário, tais como *Thalassinoids*, *Platolites* e *Diplocraterians*. Recobrimentos de argila e estruturas geradas por atividade de onda não estão presentes nos depósitos estudados neste trabalho, o que pode representar uma continentalidade maior em relação àqueles. Descritos pela primeira vez por Rossatti & Netto (2006), os traços fósseis tem sido cada vez mais observados em depósitos da Fm Alter do Chão, uma variedade grande e complexa que ainda não foi resumizada em uma publicação formal pelo grupo de pesquisa em geologia sedimentar da Universidade Federal do Amazonas. Contudo, a associação descrita acima também tem sido observada em depósitos eminentemente continentais ao redor do mundo, especialmente no Cretáceo (Kim et al., 2002).

A definição de um sistema fluvial com carga mista para a Fm Alter do Chão proporcionalmente ser tratada como exemplo antigo do atualmente descrito sistema fluvial *anabranching* (cf. Nanson & Knighton, 1996) e que, atualmente, tem predominado no sistema hidrológico da Amazônia central (cf. Rozo et al., 2004).

Referências

- CAPUTO, M. V. ; RODRIGUES, R. ; VASCONCELOS, D. N. N. 1972. Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas - Histórico e atualização. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 26, Belém. Anis... v. 3. p. 35-46.
- CUNHA, P.R.C., GONZAGA, P.G., COUTINHO, L.P.C., FEIJÓ, F.I. 1994. Bacia do Amazonas. Boletim de Geociências da Petrobrás, 8: 47-55.
- KIM, I.Y., KIM, E-S., PICKERILL, R.K. 2002. Cretaceous nonmarine trace fossils from the Hwangdong and Jinju Formation of the Namhae area, Kyongsangprovd, Southeast Korea. *Ichnos*, 9: 41-60.
- Leeder, 1982
- MIALL, A. D. 1990. Principles of sedimentary basin analysis. 2ª edição, Springer Verlag, 668p.
- NANSON, G.C.; KNIGHTON, A.D. 1996. Anabranching river: their cause, character and classification. *Earth Surface Processes Landforms*, 21: 217-239.
- ROSSATTI, D. F.; NETTO, R. G. 2006. First evidence of marine influence in the cretaceous of the Amazonas Basin, Brazil. *Cretaceous Research*, 27: 513-528.
- ROZO, M., NOGUEIRA, A.C.R., TRUCKENBRODT, W. 2006. anabranching pattern of the middle Amazon river.
- VIEIRA, L. C. 1999. Depósitos Fluviais da Formação Alter do Chão, Cretáceo – Terciário da Bacia do Amazonas, Ponta Negra, Manaus. UFAM, Trabalho Final de Graduação, 53p.
- WIZEVIC, M.C. 1991. Photomosaics of Outcrop: Useful Photographic Techniques. In: A.D Miall; N. Tyler (Eds.), *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. Society for Sedimentary Geology/SEPM (Concepts in Sedimentology and Paleontology, 3)*, Tulsa, p. 22-24.

ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA DOS DELTAS LACUSTRES DOS LAGOS CABALIANA E DO PADRE, AMAZÔNIA CENTRAL

Írilia de Lima Feitosa¹ & Babilio Alberto Amaral Soares²

¹Universidade Federal do Amazonas, Departamento de Geociências, Belém, PIRAC - FAPEAM

²Universidade Federal do Amazonas, Programa de Pós-graduação em Geociências, Departamento de Geociências

Resumo

Deltas lacustres formam-se na desembocadura de rios, onde os sedimentos são fornecidos para um lago numa taxa mais elevada do que as correntes podem erodi-los. Apesar de representarem feições de pequena escala quando comparados aos deltas desenvolvidos em oceanos, estas feições geomorfológicas apresentam implicações para o meio ambiente. Na Amazônia Central, os deltas lacustres são feições notáveis e frequentes nos lagos Cabaliana e do Padre, na margem esquerda da planície aluvial do rio Solimões. Os deltas analisados são estreitos, alongados e aqueados e se desenvolvem ao longo de um único canal e, por vezes, apresentam ramificações secundárias, formadas pelo rompimento de diques marginais, desenvolvendo a forma geométrica tipo "pé-de-piçarra". Apesar da importância dos deltas na configuração morfológica do relevo da planície Amazônica, principalmente nos processos de colmatção e divisão dos lagos, os aspectos relacionados à sedimentação destes corpos nunca foram estudados em detalhe.

Introdução

Deltas desenvolvem-se onde o suprimento de sedimentos fornecidos pelos rios excede a habilidade do sistema receptor, seja marinho ou de água doce, de retrabalhá-los por correntes ou ondas, facilitando, com isso, o desenvolvimento de feições progradantes. Na planície aluvial ativa do rio Solimões, que sofre a influência da sazonalidade do nível de água dos rios, ocorrem lagos de diversos tamanhos e formas, sendo que os mais expressivos atingem cerca de 25 km de comprimento (Figura 1A). Esta planície é retrabalhada por canais secundários denominados de "furos e parais", que conectam os lagos entre si e aos principais rios e, ao desembocar nos lagos, constroem verdadeiros deltas lacustres, denominados informalmente de "microdeltas", devido ao tamanho reduzido (Soares 2007). Nos lagos Cabaliana e do Padre, situados na margem esquerda da planície aluvial do rio Solimões (município de Manacapuru), as feições deltaicas são notáveis e apresentam mais de 10 km de extensão. Em geral, os microdeltas são estreitos e alongados, retinecos e curvados, com diques marginais vegetados e desenvolvem-se ao longo de um único canal, com algumas ramificações secundárias, formadas pelo rompimento de diques marginais e, desta forma, se assemelham a forma geométrica tipo "pé-de-piçarra", descrita nos deltas do Mississippi por Fisk & McParlan Jr. (1954) e Gould (1970). O desenvolvimento de deltas alongados é associado ao crescimento das barras de desembocadura, acompanhado de diques marginais, em ambientes onde predominam processos fluviais (Sugno 1998).

A presença de deltas lacustres na Amazônia tem sido citada de forma generalizada na literatura geológica há várias décadas e seu desenvolvimento tem sido associado a transbordamento e ruptura de diques marginais (Goren 1949; Triest 1975; 1977; 1979; Klammer 1984; Costa *et al.* 1978). Em trabalho recente, Soares (2007) associou o desenvolvimento e sedimentação dos corpos deltaicos da Amazônia Central, à sazonalidade do nível de água dos rios da Amazônia, que varia anualmente de 10 a 15 metros. Este trabalho vem dar continuidade e em parte reconsiderar as informações obtidas no trabalho de Soares (2007) e, com isso, entender os processos de sedimentação dos corpos deltaicos por meio da integração de dados de imagens Landsat, fotografias aéreas, seções panorâmicas e colonares, testemunhos de sondagens e radiografias.

Localização e Acesso

Os microdeltas lacustres analisados neste estudo localizam-se nos lagos Cabaliana e do Padre, à oeste da cidade de Manacapuru (Figura 1A). O trabalho de campo foi realizado no período de vazante dos rios (novembro e dezembro) e o acesso foi principalmente por via fluvial. Este trabalho, que teve duração de 7 dias, teve o apoio logístico do projeto "Dinâmica Fluvial do Sistema Negro-Solimões e Rio Amazonas", desenvolvido pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM).

Materiais e Métodos

Este trabalho foi realizado com base em análise geomorfológica obtida da interpretação de fotografias aéreas (escala 1:100.000, ano 1976) e cartas topográficas (1:100.000 e 1:250.000). Incorpora resultados anteriores de Soares (2007), complementados por dados sedimentológicos de campo, sondagens (vibracore) e traço manual. No trabalho de sondagem foi utilizado o vibratestemunhador (*vibracore*) do Departamento de Ciências da UFAM, que permite a obtenção de amostras indeformadas em tubos de alumínio de até 6 metros de comprimento. Os furos de traço manual foram efetuados com equipamento do DNPM e alcançaram profundidades de até 7 metros. Na descrição macroscópica dos testemunhos de sondagens foram considerados vários aspectos, como a cor, granulometria, textura e estruturas sedimentares. Em vários testemunhos, a análise das estruturas sedimentares foi auxiliada por radiografias de Raios-X.

Resultados e Discussões

Os corpos deltaicos são feições constantes e atuais que se desenvolvem em grande parte dos lagos da Amazônia Central. Os microdeltas dos lagos Cabalana e do Padre são construídos pela ação de canais secundários, com cerca de 50 a 100 metros de largura, que são alimentados pela carga sedimentar do Rio Solimões. Esses corpos progradantes desenvolvem-se ao longo de um único canal e apresentam algumas ramificações secundárias formadas pelo rompimento de diques marginais. Neste estudo, foram subdivididos em duas unidades geomorfológicas distintas, denominadas de diques marginais e planície deltaica. Os diques marginais situam-se em cotas mais elevadas, que variam de 27 a 29 metros e, em toda a sua extensão, apresentam flancos proeminentes recobertos por vegetação de médio porte. São constituídos predominantemente de material argilo-silte-arenoso, intensamente bioturbado, exibindo aspecto maciço e laminado. A planície deltaica ocorre em cotas mais rebaixadas que os diques e, nos períodos de nível baixo dos rios, mostra-se recoberta por gramíneas. É constituída predominantemente por material argiloso, apresenta aspecto maciço, intensamente bioturbado. Na área de desembocadura do canal, os lobos progradantes da frente deltaica são constituídos de camadas e lâminas de areia e silte-argila, que foram paves rítmicos de espessura centimétrica a decimétrica, com suave inclinação na direção a parte mais profunda do lago (Figura 1B). Internamente, as camadas de areia apresentam laminação inclinada e as de silte-argila mostram-se maciças.

Soares (2007) associou o desenvolvimento dos corpos deltaicos da Amazônia Central a variação sazonal anual do nível de água dos rios, que em média varia de 10 a 15 metros entre os períodos de enchente e vazante. Durante o período de nível alto dos rios, ocorre o aumento do fluxo dos canais e do aporte sedimentar e, conseqüentemente, material mais grosseiro é depositado nas margens e desembocadura dos canais, permitindo o desenvolvimento dos diques marginais e corpos progradantes, respectivamente. No estágio de máxima inundaçã, as águas dos lagos ficam estagnadas e ocorre a desaceleração do fluxo, permitindo a deposição dos sedimentos fins de suspensão. A sazonalidade (enchente-vazante) anual dos rios é evidente no registro sedimentar dos testemunhos de sondagens analisados (Figura 1B), onde as camadas e lâminas de areia e silte-argila apresentam um padrão rítmico, com espessuras mais ou menos constantes. Neste contexto, as camadas arenosas refletem os períodos de maior fluxo dos canais e, conseqüentemente, maior desenvolvimento de barras de desembocadura, enquanto as camadas mais finas, de silte-argila, refletem o decréscimo deste fluxo e do aporte sedimentar. A granulometria predominantemente fina dos depósitos deltaicos estudados está diretamente relacionada à intensa carga de suspensão que os canais secundários transportam e depositam nos lagos.

Os deltas lacustres atuais da Amazônia Central são importantes agentes modificadores do relevo da planície de inundaçã, principalmente nos processos de colmatãçã e divisã dos lagos. Feiçõs deltaicas semelhantes, que definem um padrã geométrico complexo, foram estudadas no sistema fluvial do rio Paraná por Pestov *et al.* (2008). Entretanto, esses autores não enfatizam os processos responsáveis pela formaçã desses corpos deltaicos. Nos lagunas das planícies costeiras dos rios Doce e Paraíba do Sul, deltas intralagunares alongados são considerados como deltas típicos, por serem construídos a partir dos aportes sedimentares fluviais (Dominguez *et al.* 1981).

Referências

COSTA, R.C. R.; NATALI FILHO; DE OLIVEIRA A.A.R.; GARCIA M G.L.; BARBOSA, G.V. Geomorfologia. In: Projeto Radambrasil. Folha AS. 2D Manaus. Rio de Janeiro: DNPM/ Ministério de Minas e Energia, 1978. p. 173-244. (Levantamento de recursos naturais, 18).

DOMÍNGUEZ, J.; BITTENCOURT, A.; MARTIN, L. Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltaicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (EA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, 1981. p. 227-237.

FISK, H.N.; MCFARLAN Jr.; R. Sedimentary framework of the modern Mississippi delta. *Journal of sedimentary Petrology*, v. 24, n.2, p.76-99, 1954.

GOULD, H. R. The Mississippi delta complex. In: MORGAN, J.P.; SHAVER, R. H. (Ed.) *Deltaic sedimentation modern and ancient*. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1970. p.1-30 (Special Publication, 15).

GEROU, P. Observações geográficas na Amazônia. *Revista Brasileira de Geografia*, v. 11, n.3, p. 355-408, 1949.

KLAMMER, G. The relief of the extra - Andean Amazon basin. In: SIOLI, H. *The Amazon: Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin*. Boston: Kluwer Academic Publishers, 1984. p. 47-83. (Monographiae Biologicae, 56).

PERTOVY, L.; RAMONELLI, C.; AMSLER, M.; GARCIA, M. *The Leyes Delta: A major inland delta of the middle paraná fluvial system*, 2008.

SOARES, R. A.A. Depósitos pleistocenos da região de confluência dos rios Negro e Solimões, porção oeste da Bacia do Amazonas. 2007. 205 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

SUGUIO, K. *Dicionário de Geologia Sedimentar e áreas afins*. v.1, pág 203. Editora Bertrand Brasil. Rio de Janeiro, 1998.

TRECCART, J.L.F. Influences des oscillations climatiques récentes sur le modèle en Amazonie Orientale (Région de Santarém) d'après les images radar lateral. *Zeitschrift Für Geomorphologie*, v.19, p. 140-169, 1975.

TRECCART, J.L.F. Tipos de planícies aluviais e de leitos fluviais na Amazônia Brasileira. *Revista Brasileira de Geografia*, v.39, n.2, p 3-40, 1977.

TRECCART, J.L.F. Conhecimentos sobre o quaternário Amazônico. *Paleoclimas*, v.6, p.1-18, 1979.

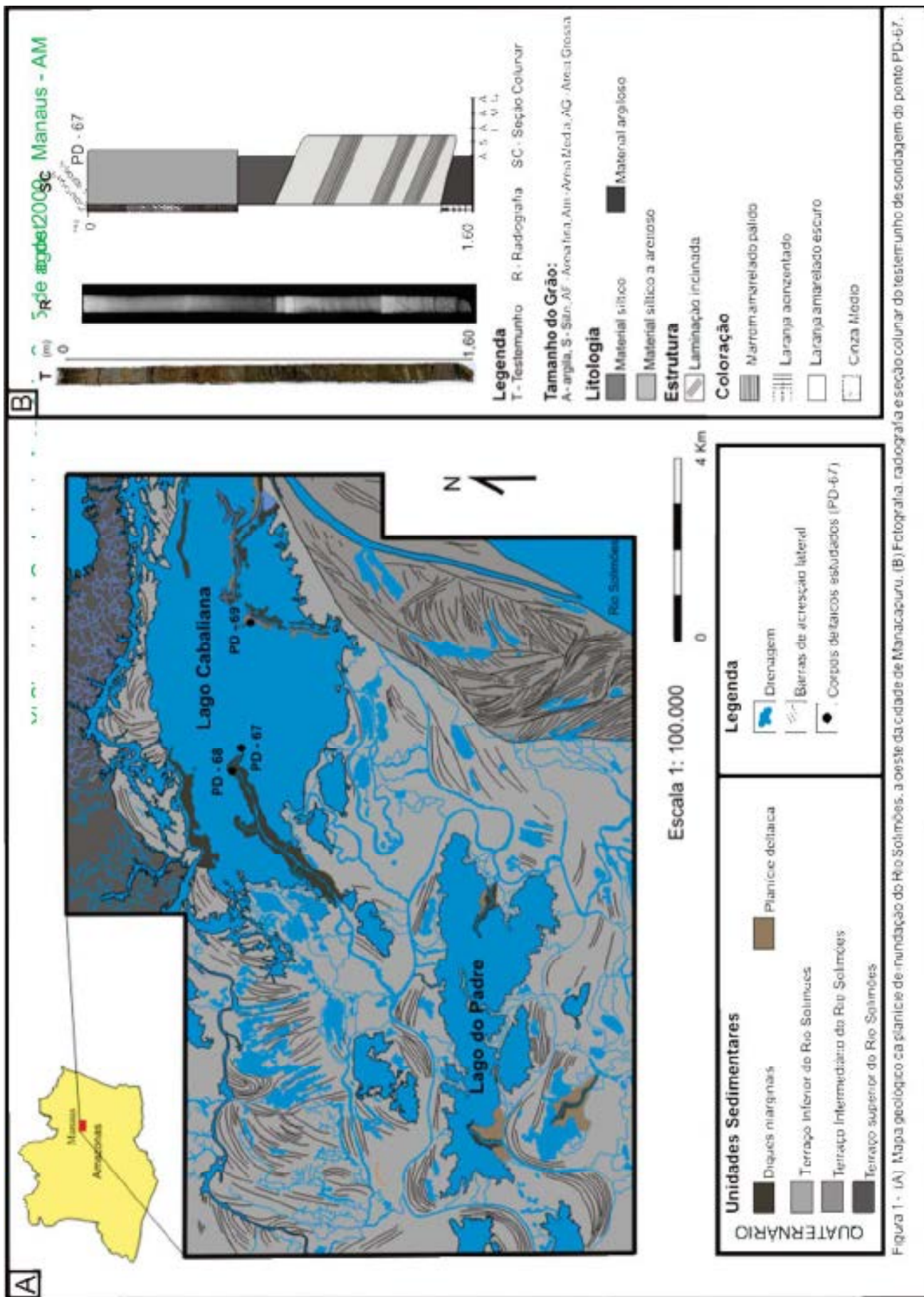


Figura 1 - (A) Mapa geológico da planície de inundação do Rio Solimões, a oeste da cidade de Manaus, AM. (B) Fotografia, radiografia e seção colunar do testemunho de sondagem do ponto PD-67.

TRANSPORTE DE SEDIMENTOS DA PRAIA DO PESQUEIRO, ILHA DE MARAJÓ, PARÁ, ATRAVÉS DO EMPREGO DE PARÂMETROS ESTATÍSTICOS GRANULOMÉTRICOS

Ranieri, L.A.¹; Máximo El-Robier²; Alves, I.C.C.¹

¹Estudante de Pós-graduação em Geologia e Geopirânica da Universidade Federal do Pará – UFPA,

leilante_ranieri@ufpa.com.br¹; isacchardes@ufpa.com.br²

²Professor da Universidade Federal do Pará – UFPA, robini@ufpa.com.br

RESUMO

Este trabalho foi desenvolvido na praia do Pesqueiro, município de Soure, Ilha de Marajó/PA, com o intuito de estudar o transporte sedimentar da praia através do emprego de análise granulométrica em sedimentos da zona de inframaré. Foram coletadas amostras sedimentares da camada superficial do terreno em quatro perfis, distantes entre si e transversais a linha de costa, durante condições de maré baixa de sizígia e durante períodos de transição sazonal. A distribuição granulométrica na zona de inframaré variou de areias muito finas a areias finas (3,398 Φ até 2,762 Φ), muito bem selecionadas (0,287 Φ) a bem selecionadas (0,399 Φ), assimetria muito positiva (0,320 Φ) a aproximadamente simétrica (-0,045 Φ), e curtose de platimétrica (0,885 Φ) a leptocétrica (1,440 Φ). Os resultados mostram que o setor norte enquadrar-se numa zona de transporte ou deposição de sedimentos, e o setor sul, num setor da praia que apresenta maiores características erosivas.

INTRODUÇÃO

A zona costeira do Estado do Pará, situada entre a foz dos rios Amazonas e Gurupi, apresenta três setores com características fisiográficas diferenciadas: (1) Setor Costa Atlântica do Salgado Paraense (Baía de Marajó/Rio Gurupi); (2) Setor Insular Estuarino (Ilha de Marajó/Rio Amazonas); e (3) Setor Continental Estuarino (Rio Pará/Baía de Marajó) (BRASIL, 1996).

A praia do Pesqueiro (Figura 1), localizada no município de Soure, Ilha de Marajó, insere-se no Setor Insular Estuarino, apresentando características morfológicas distintas das praias oceânicas, devido à influência da amplitude de maré relativamente à ação das ondas.

Segundo Nordström (1992), as praias de areia ou de cascalho no interior de estuários formam-se em áreas onde a configuração fisiográfica é favorável, onde há sedimentos disponíveis e suficiente energia das ondas e das correntes de maré para transportar os sedimentos.

Devido ao baixo gradiente da planície costeira de Soure e o aporte sedimentar trazido pelos canais de maré do Pesqueiro e Barco, bem como do estuário do Paracassari, evoluiu a praia do Pesqueiro, uma larga praia barreira, com declives suaves, e areias finas, de um modo geral, bem selecionadas. Sua localização na desembocadura da baía estuarina do Marajó confere-lhe maior atuação de ondas e marés.

Em virtude disto, este trabalho propõe analisar o comportamento do transporte sedimentar e deriva litorânea da praia do Pesqueiro através da análise granulométrica de sedimentos superficiais da zona de inframaré em escala de curto período (sazonal).

MATERIAIS E MÉTODOS

Os trabalhos de campo foram desempenhados em 30/06/2007 (final do período chuvoso) e 10/08/2007 (início do período seco), e incluíam amostragem de sedimentos ao longo de 4 transectos (perfis praias) – perfil 1 (P1) e perfil 2 (P2): setor norte, e perfil 3 (P3) e perfil 4 (P4): setor sul – transversais a linha de costa (Figura 5), e compreendendo todos os subambientes praias (pós-praia ou supramaré, antepraia ou intermaré, e face litorânea superior ou inframaré).

Os trabalhos realizados em laboratório consistiram no tratamento das amostras de sedimentos coletadas em campo, e na entrada dos dados obtidos deste tratamento no software SysGran 3.0 para caracterizar os parâmetros granulométricos estatísticos (média, mediana, selecionamento, assimetria e curtose) de Folk & Ward (1957), buscando a análise criteriosa dos resultados gerados para zona de inframaré, que corresponde a zona onde o transporte sedimentar mais recente estava agindo durante a fase do ciclo de maré estudada, fase de baixa-mar de sizígia. As amostras sedimentares arenosas foram lavadas, postas para decantar, secadas em estufa a 60°C, quarteadas, selecionadas em alíquotas de

100g, peneiradas por cerca de 10 min, utilizando-se peneiras com abertura de malha em intervalos de 0,5φ e as diferentes frações foram pesadas.

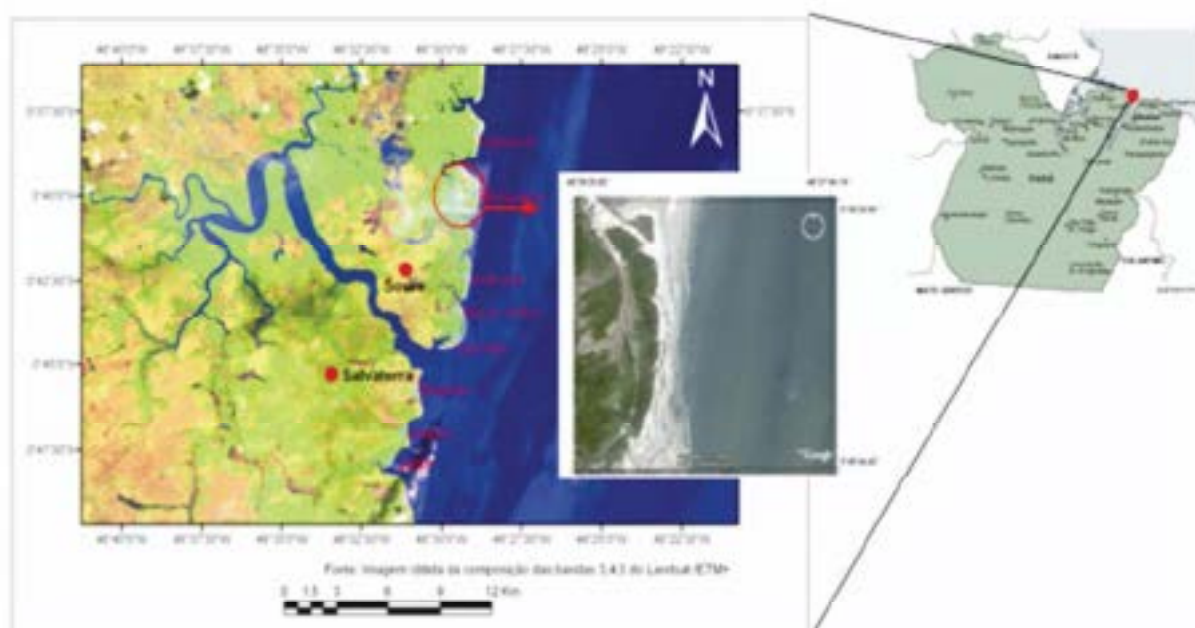


Figura 1 – Mapa de localização da Praia do Pesqueiro.

RESULTADOS

Os resultados consistem nos valores encontrados para distribuição granulométrica na zona de inframaré (Figura 2) considerando os parâmetros: média X seleção (Figura 3) e assimetria X curtose (Figura 4) para os perfis praias dos setores norte e sul da praia do Pesqueiro durante os dois períodos estudados (chuvoso e seco).

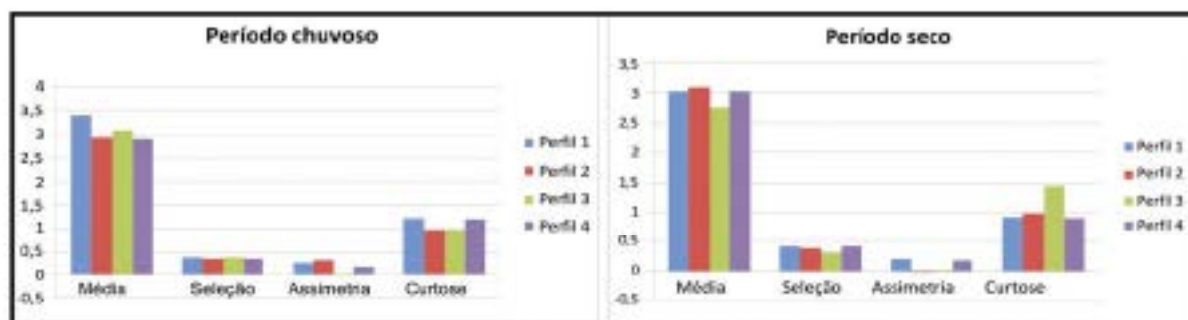


Figura 2 – Valores obtidos dos parâmetros estatísticos de Folk e Ward (1957) para a zona de inframaré. Período chuvoso (à esquerda); período seco (à direita).

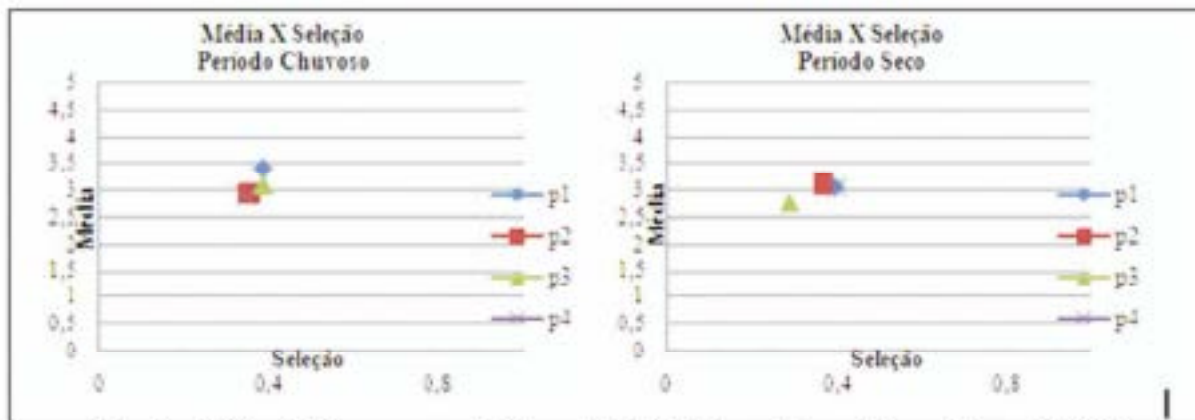


Figura 3 – Média x Seleção para a soma de infusorários. Período chuvoso (à esquerda); período seco (à direita).

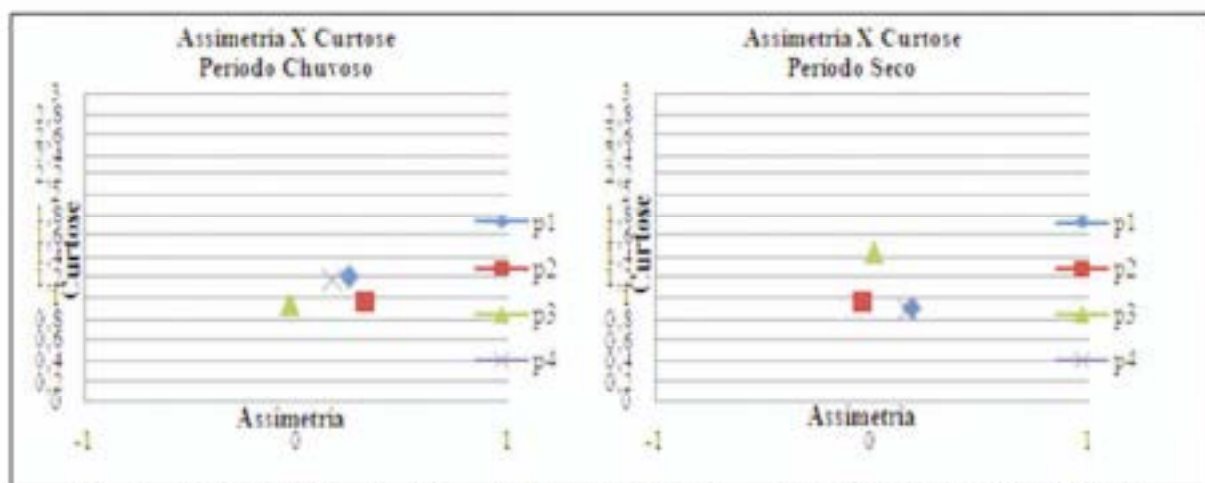


Figura 4 – Assimetria x Curtose para a soma de infusorários. Período chuvoso (à esquerda); período seco (à direita).

DISCUSSÃO

Segundo Signin (2003), se uma área for de afastamento de duas células de circulação haverá intensa erosão e se a área for de terminação de duas células de circulação, ocorrerá intensa acumulação ou o desenvolvimento de uma corrente de retorno.

É provável que no setor norte da praia, próximo ao perfil 2, esteja havendo erosão, dando início a uma primeira célula de circulação. A zona de deposição desta célula em sentido S-N engloba o perfil 1. Tanto que na zona de inframaré do perfil obtve-se os menores tamanhos de grãos tanto no período chuvoso (3,398 Φ) como no período seco (3,048 Φ) e assimetria positiva para ambos os períodos também (0,244 Φ e 0,187 Φ , respectivamente). No sentido N-S, ocorre outra zona de acumulação de sedimentos, compreendendo o perfil 3 do setor sul. Esta acumulação é devida também ao término de uma segunda célula de circulação no sentido S-N, vinda do perfil 4 da extremidade sul da praia do Pesqueiro. A zona de erosão compreendida pelo perfil 4 apresenta distribuição granulométrica confusa, conferindo a este perfil características evidentes de acreção devido à influência da granulometria de silte grosso dos paleomanguezais da zona de intermaré nos cálculos dos parâmetros estatísticos. Contudo, a retirada dos dados das amostras de silte em um estudo mais completo da face praia (RANIERI, 2008) pode-se identificar granulometria menor (em ϕ) para esta área do setor sul.

CONCLUSÕES

Na zona de inframaré, pôde-se observar que o setor mais a norte enquadra-se numa zona de transporte ou deposição de sedimentos na praia do Pesqueiro, pois neste setor observou-se a maior tendência dos parâmetros estatísticos em apresentar areias finas, muito bem selecionadas, assimetria positiva e leptocurtose. O setor mais a sul, enquadra-se num setor da praia que apresenta maiores

características de estado erosivo, pois em seus perfis e em suas proximidades está havendo muita exposição de antigos depósitos de manguezais e maiores variações na granulometria dos sedimentos.

Além disso, pôde-se observar a predominância da corrente de maré vazante na área de estudo quando verificado os resultados do emprego dos parâmetros estatísticos de Folk e Ward (1957) para os sedimentos coletados na zona de inframaré durante a maré baixa de sizígia. O transporte sedimentar na praia do Pesqueiro parece ser influenciado pela corrente de maré vazante direcionada ao norte.

Para fim deste estudo, é importante ressaltar que não foram utilizados métodos mais eficazes para se determinar o transporte costeiro, sendo este estudo uma sugestão de como se comporta a circulação costeira no local, requerendo medidas futuras mais eficazes para ratificar o propósito para a área de estudo.

REFERÊNCIAS

- BRASIL. Ministério do Meio Ambiente. (1996) Perfil dos estados litorâneos do Brasil: subsídios à implantação do Programa Nacional de Gerenciamento Costeiro. [S.l], 301p.
- FOLK, R. L.; WARD, W. C. (1957) Brass river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*. 27:3-26.
- NORDSTRÖM, K. (1992) *Estuarine beaches*, Elsevier Science Publishers Ltda.
- RANIERI, L.A. (2008) Comportamento morfo-sedimentar da praia do Pesqueiro – Soure, Ilha de Marajó/PA.
- SURGIUO, K. (2003) *Geologia sedimentar*, Edgard Blücher, 400p.

PLACERS DAS PRAIAS DE CURUÇÁ NE DO PARÁ

Santos, A. P. F.; M¹; El-Robrini, M²; Alves, I. C. C.³

¹ Estudante de Graduação em Geologia - UFPA, apgs2003@yohm.com.br¹; igorcharles@ufpa.br

² Pesquisador - UFPA, robini@ufpa.br

RESUMO

O objetivo deste trabalho é caracterizar texturalmente e mineralogicamente os placers da praia da Ilha dos Guarás, Curuçá nordeste do Pará. Esta região apresenta dois períodos sazonais (menos chuvoso de Julho a Dezembro e chuvoso de Janeiro a Junho). As unidades estratigráficas principais reconhecidas nesta região são do Grupo Barreiras, os depósitos Pós-Barreiras e quaternários recentes. Coletaram-se amostras na linha de maré baixa e alta, estirão e dunas. Os sedimentos foram classificados como areia fina muito bem selecionada, cortese leptocórtica e assimetria positiva. A associação mineralógica da praia de Curuçá é representada por um restrito número de espécies, onde predominam o zircão, estaurolita e turmalina e subordinadamente ocorrem rianita e rutílo. A presença de minerais ultra-estáveis associados a minerais metastáveis podem indicar um transporte curto e/ou ataque incipiente de intemperismo sugerindo áreas fonte próximas e caracterizando os sedimentos como maduros.

Palavra-chave: Placers, Minerais Pesados, Curuçá.

INTRODUÇÃO

A costa nordeste do Pará é caracterizada como sendo uma costa de "rias". Curuçá está inserida na mesoregião do Salgado. É recortada pelas baías de Curuçá e Cajutena, que são margeadas por planícies argilosas (manguezais) (Borges *et al*, 1994). As unidades estratigráficas principais reconhecidas nesta região são do Grupo Barreiras, os depósitos Pós-Barreiras e depósitos quaternários recentes. O clima do município caracteriza-se pelas temperaturas elevadas, com médias de 27°C, precipitações abundantes que ultrapassam os 2.000 mm anuais, sendo dois períodos sazonais: chuvoso de julho a dezembro e seco de junho a novembro (Martins, 1993).

Mácola & El-Robrini (2004), dizem que as principais correntes que atacam no litoral paraense são as correntes de maré, e, secundariamente, as correntes litorâneas resultantes da chegada das ondas à costa, sendo estas responsáveis pelo transporte de grandes quantidades de sedimentos da plataforma continental para o litoral. Atacam durante todo o ano, sendo diretamente relacionadas à variação das marés. As correntes de marés são, também, as principais responsáveis pela presença dos inúmeros bancos de areias, que dispõem perpendicularmente à costa, na foz do rio Pará e na área *adjacente* da Ilha dos Guarás (Maritena).

O estudo dos minerais pesados tem sido empregado na investigação de proveniência dos sedimentos e também para auxiliar na interpretação de história deposicional dos mesmos (Nascimento, 2002).

Os minerais pesados são reconhecidamente importantes indicadores de processos sedimentares, uma vez que sua presença em determinados depósitos, seja continentais, costeiros ou marinhos, sugere a intensidade e a duração do transporte sedimentar.

Nos últimos anos, o nordeste do Pará tem sido palco de intensas pesquisas sedimentológicas. Este trabalho tem como objetivo caracterizar texturalmente e mineralogicamente os placers da praia da Ilha dos Guarás em Curuçá NE do Pará.

MATERIAIS E MÉTODOS

As amostras foram coletadas na linha de maré baixa, estirão, maré alta e dunas, na praia da ilha dos Guarás em Curuçá nordeste do Pará (figura 1) totalizando 55 amostras que foram analisadas utilizando métodos clássicos de tratamento sedimentológico (lavagem, peneiramento, separação e confecção de lâminas de pesados). Para o estudo dos minerais pesados foram utilizadas as sub-amostras retidas nas peneiras de abertura de malha 0,062-0,125 para separação das frações fina e 0,180-0,250mm para as das frações grossa, pois são nestas frações que os minerais pesados costumam se concentrar. Posteriormente essas frações foram analisadas no microscópio petrográfico, identificados e contados os principais minerais pesados e por fim fotografados.

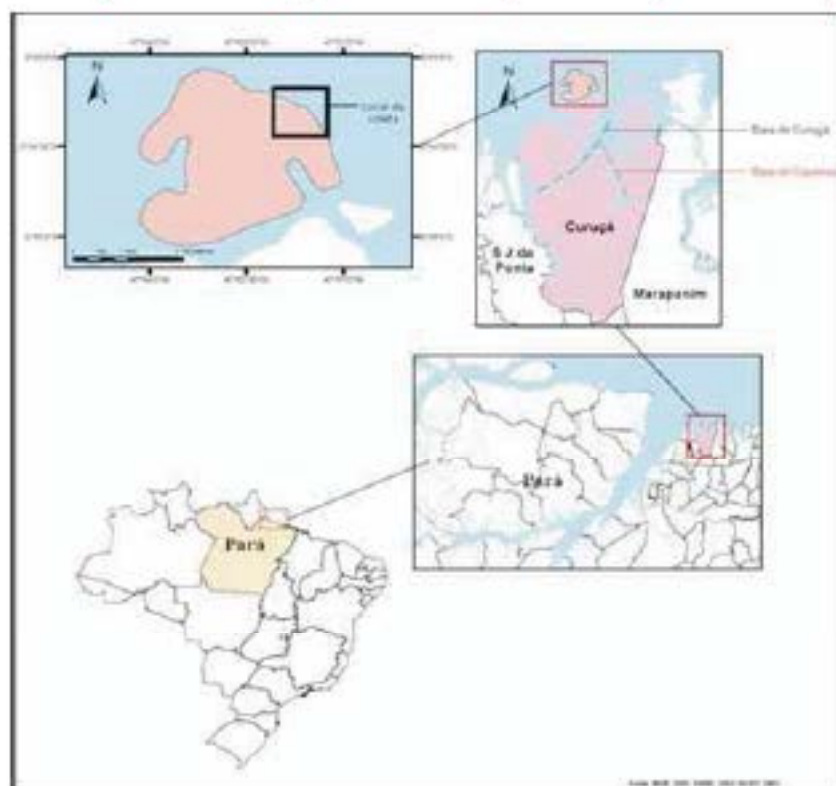


Figura 1: Mapas de localização da área.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados analíticos das amostras coletadas na praia de Curuçá demonstram que os sedimentos foram classificados como areia fina muito bem selecionada, com curvose leptocúrtica e assimetria positiva. Os principais minerais pesados encontrados foram o zircão, a estaurolita, a turmalina, a cianita e o rutilo. Estes minerais estão distribuídos nas unidades da praia com as seguintes porcentagens (Tabela 1).

Tabela 1: Porcentagem dos minerais nas unidades da praia.

	LMB		ESTR		LMA		D	
	Fr. F.	Fr. G.	Fr. F.	Fr. G.	Fr. F.	Fr. G.	Fr. F.	Fr. G.
Zircão	67%	23%	61%	31%	61%	23%	59%	25%
Estaurolita	18%	61%	23%	46%	23%	49%	20%	40%
Turmalina	8%	9%	9%	16%	11%	21%	12%	24%
Cianita	5%	5%	5%	5%	3%	3%	6%	9%
Rutilo	2%	2%	2%	2%	2%	2%	3%	2%

LMB é a linha de maré baixa, ESTR é a linha de estirâncio, LMA é a linha de maré alta e D são as dunas, Fr. F. é a fração fina (0,062-0,125 mm) e Fr.G. é a fração grossa (0,180-0,250mm).

O zircão apresenta-se de diferentes formas e cores. Em geral os grãos arredondados e subarredondados são mais comuns, mas ocorrem também grãos com formas subédricas e esféricas. Os grãos de zircão são na maioria incolores, todavia ocorrem também, grãos de cor marrum e róseo. É comum a ocorrência de inclusões fluidas e de minerais opacos (Figura 2). A estaurolita possui cor marrum amarelada com pleocroísmo moderado e cor de interferência baixa. Ocorre como grãos irregulares com bordas serrilhadas e típicas estruturas de "crista de galo" e superfície de carvão, além de inclusões fluidas e de minerais opacos (Figura 3) A turmalina ocorre como grãos prismáticos (longos e curtos), arredondados e sub-arredondados, apresenta algumas inclusões fluidas, especialmente nos grãos prismáticos. Apresenta-se com cores verde-azulada, verde e marrum esverdeada, com forte pleocroísmo. As turmalinas verde e verde-azulada são geralmente arredondadas

a sub-arredondadas e as marrum-esverdeadas são arredondadas, sub-arredondadas e principalmente prismáticas (Figura 4). A cianita apresenta-se normalmente como grãos achatados (curtos) e alongados paralelamente ao eixo C com formas de caráter prismático tabular e bordas subarredondadas. Sua clivagem é quase perpendicular e poucos grãos apresentam bordas irregulares (Figura 5) e o rutilo apresenta-se normalmente como grãos em formas angulosas com arestas progressivamente arredondadas, irregulares e subébricas, com cores que variam de vermelho sangue amarelo-abrançado (Figura 6).

De acordo com Hubert (1972), o índice ZTR (zircão+turmalina+rutilo) tem sido utilizado como índice de maturidade mineralógica, mediante a soma das frequências percentuais destes minerais. Este índice foi calculado para os sedimentos da praia de Cumã e em todas as unidades (linha de maré baixa, estirâncio, linha de maré alta e dunas), este índice ficou acima de 50% (77%, 72%, 75% e 74% respectivamente), ou seja, super abundante (>50%). As maturidades mineralógicas (química) e texturais (físicas) progredem durante o transporte de um sedimento. Então, se o sedimento é fisicamente maduro, subentende-se que também é quimicamente maduro e vice-versa.

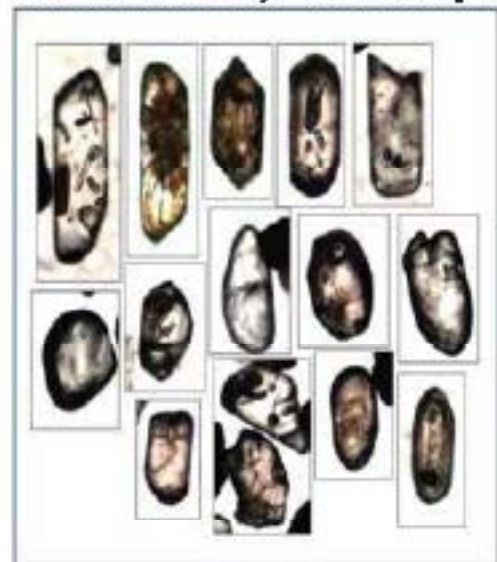


Figura 2: Fotomicrografias dos grãos de zircão.

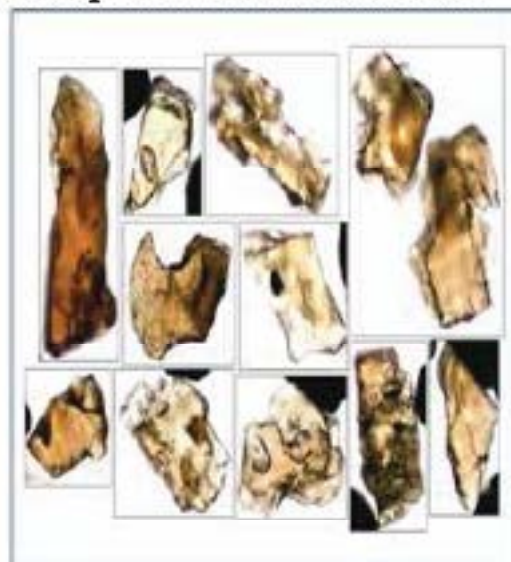


Figura 3: Fotomicrografias dos grãos de estaurolita.

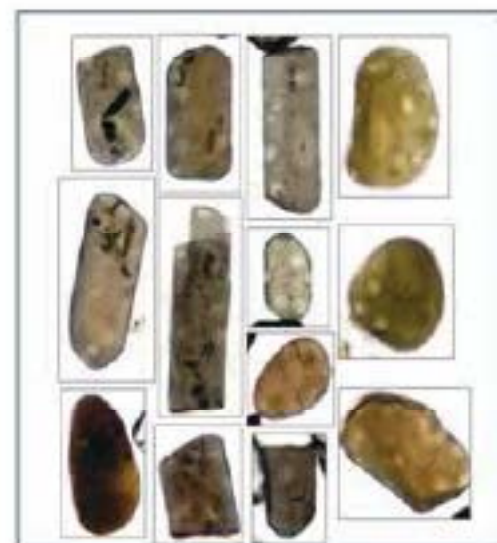


Figura 5: Fotomicrografias dos grãos de turmalina.



Figura 4: Fotomicrografias dos grãos de cianita.

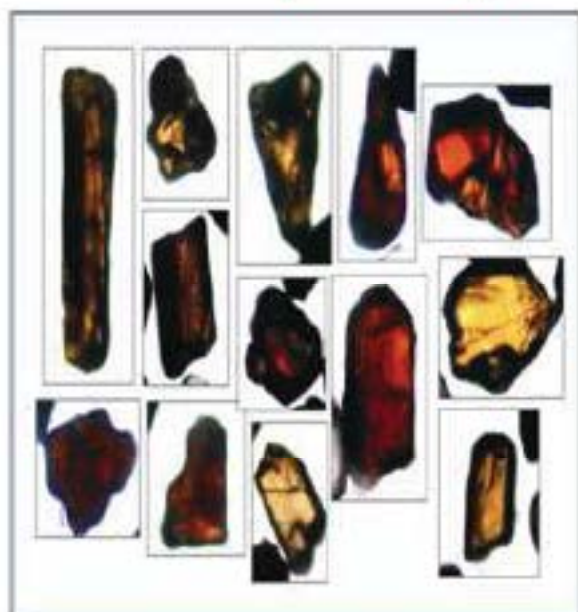


Figura 6: Fotomicrografias dos grãos de rutilo.

CONCLUSÕES

O estudo textural mostrou que os sedimentos arenosos da Praia de Coruçá apresentam-se predominantemente bem selecionados, com assimetria positiva e cutose leptocórtica.

A associação mineralógica da praia de Coruçá é representada por um restrito número de espécies, sendo representada predominantemente por zircão, estaurolita e turmalina e subordinadamente por cianita e rutilo.

Os minerais ultra-estáveis são representados por zircão, turmalina e rutilo, estando presentes de diversas formas. A ocorrência de grãos bem arredondados de turmalina e zircão indicam uma provável proveniência de sedimentos retrabalhados.

Os minerais metaestáveis são representados pela estaurolita e a cianita, que podem indicar fontes primárias metamórficas. Os grãos de cianita com bordas arredondadas sugerem que a proveniência imediata deve estar relacionada ao retrabalhamento dos depósitos Barreiras e Pós-Barreiras que apresentam estes minerais em sua composição mineralógica (Nascimento & Góes 2002).

A presença de minerais ultra-estáveis associados à presença de minerais metaestáveis podem indicar um transporte curto e/ou ataque incipiente de intemperismo (pouco desgaste físico e químico ao longo do transporte), sugerindo áreas fonte próximas e caracterizando os sedimentos como maturus.

AGRADECIMENTOS

Os autores deste trabalho agradecem aos pesquisadores do Grupo de Estudos Marinhos e Costeiros (GEMC) pelo apoio nos trabalhos de campo e laboratório.

REFERÊNCIAS

- BEZERRA, A. M. 1995. Amazônia – Lendas e Mitos. Coruçá sua terra, sua gente. Belém, 12p.
- BORGES, M. S.; LIMA, J. I. S. & BEMERGUY, J. L. 1994 – Aspectos mesotectônicos da Região de Coruçá, NE do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1994, Belém. Resumos... Belém: UFPA, p. 43 e 44.
- HUBERT I. R. 1962. A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the crust composition and texture of sandstones. *J. Sed. Pet.* 32: 440-450.
- MACOLA G., HL-ROHRINI, M., 2004. Ilha dos Guarás (Maritena) – Município de Coruçá (NE do Pará). Aspectos físicos, meteorológicos & Oceanográficos [artigo científico]. Disponível em: http://www.cdp.com.br/imagens/espaldasite_estados.pdf > acesso em 16 de junho 2008 (Relatório Final).
- MARTORANO, L. G.; PEREIRA, L. C.; PEREIRA L. C. B., 1993. Estudos Climatológicos do estado do Pará, classificação climática (KÖPPEN) e deficiência hídrica (Thornthwaite, mother). Belém, SUDAN/EMBRAPA, SNLCS. 53P.

XI Simpósio de Geologia da Amazônia, 2 a 5 de agosto de 2009, Manaus - AM

- NASCIMENTO, M. S. Minerais Pesados das Formações Ipiçuma e Barreiras, Região de Ipiçuma, leste da sub-bacia de Cametá - NE do Pará. 2002. 86f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2002.**
- NASCIMENTO, M. S. ; GÓES, A. M. 2005. Distribuição estratigráfica e proveniência de minerais pesados das formações Ipiçuma e Barreiras, região do rio Capim, sul da Sub-Bacia de Cametá. Revista Brasileira de Geociências 35: 49-58.**

SEDIMENTAÇÃO HOLOCÊNICA DA PLANÍCIE COSTEIRA DE MARACANÃ – NORDESTE DO PARÁ

Carvalho, A. C.¹; El-Robini, M.²; Alves, I. C. C.³; Monteiro, S. M.⁴; Barbosa, L.P.F.³

¹ Pesquisador - UFPA, chacarvalho@gmail.com

² Pesquisador e Professor do Instituto de Geociências - UFPA, robini@ufpa.br

³ Estudante de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica - UFPA, ignarches@ufpa.br³,
sarymonteiro@yahoo.com.br⁴, lpfbarbosa@yahoo.com.br⁵.

RESUMO

Este trabalho tem como objetivo caracterizar o processo de sedimentação no estuário do rio Maracanã, através dos diversos mecanismos que condicionam a deposição dos sedimentos, durante o Holoceno. A interpretação do modelo de sedimentação dos depósitos holocênicos para a Planície Costeira de Maracanã foi baseada na caracterização dos testemunhos (até 4 metros de comprimento), através dos quais foi possível observar a distribuição vertical e horizontal dos padrões texturais, granulométricos e mineralógicos desses depósitos. Foram caracterizadas desta forma três seqüências deposicionais: (1) S1, que compõe uma seqüência transgressiva basal constituída pela fácies de areia e lama marinha e lama estuarina; (2) S2, que corresponde a uma seqüência regressiva marinha basal, composta por sedimentos laminares, constituindo depósitos progracionais sobre a seqüência S1 e; (3) S3 representa um estágio atual de sedimentação, caracterizada uma seqüência marinha transgressiva de sedimentos arenosos de duna e praia.

INTRODUÇÃO

O litoral parense, onde está inserida a Planície Costeira de Maracanã (PCM) (Figura 1), possui uma extensão de aproximadamente 600 km, o qual vem sendo estudado, ao longo dos anos no tocante ao mapeamento básico, geomorfologia, estratigrafia holocênica (Souza Filho, 2000; Silva, 1996; Silva Júnior, 1998; Silva, 1998), sedimentação e dinâmica costeira (Alves, 2001; El-Robini, 2001; França, 2003).

A região costeira do NB do Pará é influenciada por regimes de marémarés (>4m), onde predominam feições geomorfológicas características, tais como, extensos depósitos de lama de planície de maré, estuários, baías, pântanos salinos, *chaviers*, dunas, praias e leques de lavagem associados.

Segundo Costa (1996), as flutuações do nível do mar exerceram um importante papel na evolução quaternária litorânea, visto que o litoral constitui o ponto de interação entre o mar e o continente e, qualquer variação deste ponto, terá como reflexo, alterações no estabelecimento e na configuração morfológica dos sistemas deposicionais costeiros.

A sedimentação da PCM é caracterizada por três momentos distintos, levando-se em consideração fatores como as variações do nível do mar, ventos e marés. Nela são identificadas as seqüências (sucessões) S1, S2 e S3, onde a primeira trata-se da deposição mais antiga, predominando areias e lama estuarina, a segunda a sedimentação intermediária, com deposição de lamas arenosas de planície de maré (mangueiral), intercaladas com areia fina e por fim, a sucessão atual correspondendo a sedimentos arenosos (finos a muito finos) de praia e duna, que depositam sobre os manguezais.

Na PCM, assim como em demais setores do nordeste do Estado do Pará, a evolução geológica se iniciou no Holoceno e as evidências morfológicas e estratigráficas sugerem a ocorrência de várias oscilações na posição de linha de costa. As evidências morfológicas são marcadas pela presença de *chaviers*, feições de paleocostas, e *pinacóides*. A presença de depósitos de ambiente de transição, tais como, os de planície de maré, mostram as evidências estratigráficas na região.

MATERIAIS E MÉTODOS

Foram realizadas duas campanhas de campo. A primeira tendo como finalidade de reconhecimento logístico, definição dos pontos de amostragem e coleta de amostras para análise. Na segunda foram feitas a identificação e observação dos padrões de vegetação, além do levantamento topográfico e a coleta de 23 testemunhos sedimentológicos (Figura 1), através do método do sistema manual (coleta superficial até 1 metro) e sistema de vibração ("Vibracore System"), que pode alcançar até 4 metros de penetração.

Os pontos de amostragem foram selecionados a partir de cartas e mapas previamente elaborados e localizados por meio da utilização do sistema de posicionamento global via satélite (GPS), considerando os diferentes tipos de subunidades e subambientes no contexto geológico e geomorfológico.

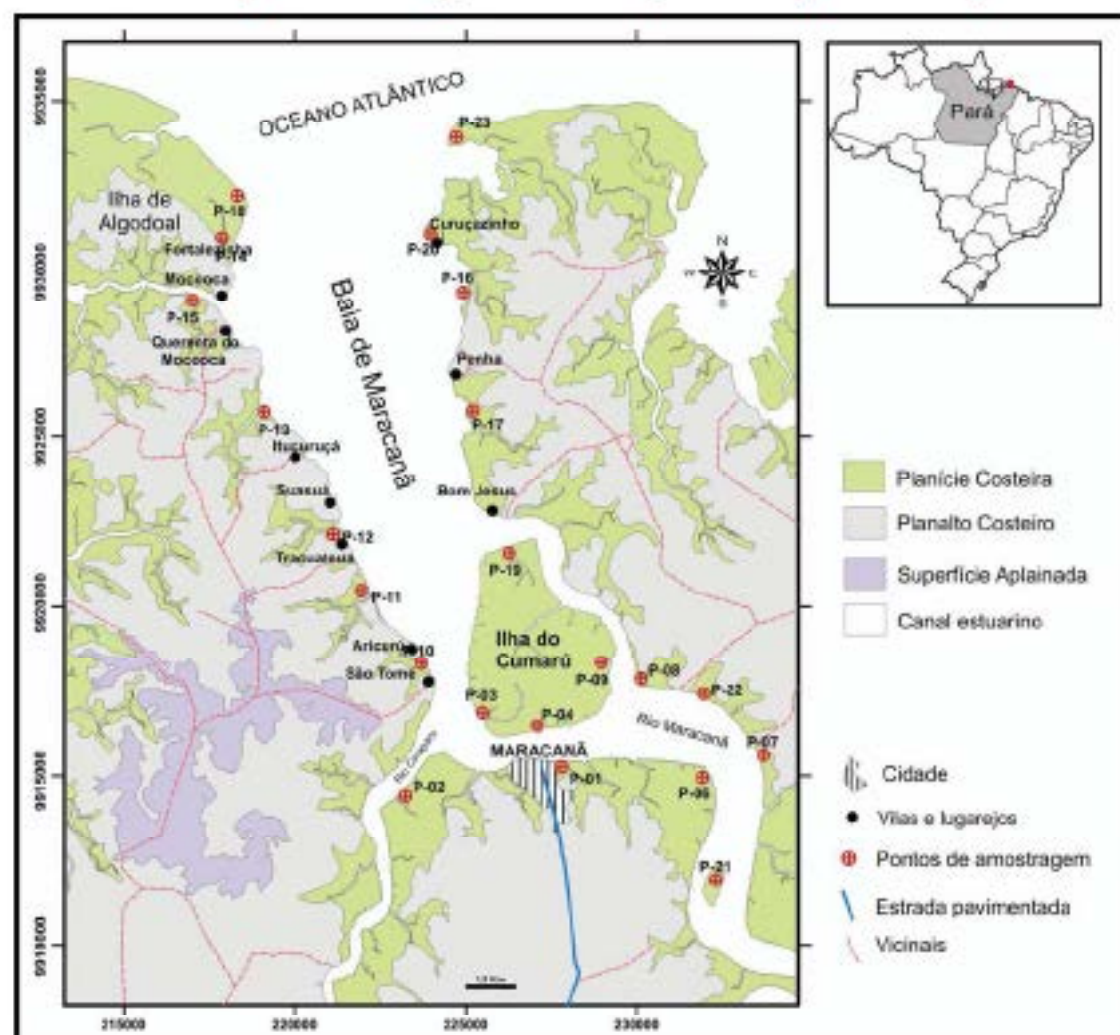


Figura 1: Mapa de localização da área e dos pontos de coleta (P-01 a P-23).

RESULTADOS E DISCUSSÕES

A interpretação do modelo de sedimentação dos depósitos haloicônicos para a PCM foi baseada na caracterização dos testemunhos, através dos quais foi possível confeccionar duas seqüências estratigráficas, onde, posteriormente, se pôde observar a distribuição vertical e horizontal dos padrões texturais, granulométricos e mineralógicos desses depósitos.

Os sedimentos lamosos, principalmente os da planície de maré (manguezais), são depositados devido a uma diminuição de velocidade, caracterizando baixa energia. No entanto, sedimentos arenosos também são depositados nas planícies de maré lamosa, quando ocorrem as marés de sizígia e o aumento da energia de fluxo sedimentar. Os sedimentos que compõem as dunas são resultado do transporte eólico das areias finas e muito finas das praias e das planícies arenosas.

O estudo morfostratigráfico e de fácies estratigráficas permitiram determinar correlações laterais e verticais preliminares referentes à PCM. Desta forma, foi possível a construção de uma coluna estratigráfica representativa (Figuras 2 e 3), na qual foram identificadas três seqüências deposicionais S1, S2 e S3 (Figuras 2 e figura 3). Tais seqüências foram identificadas em áreas adjacentes (Bragança, Marapanim, São João de Pirabas e Murupá) (Souza Filho, 1995; Santos, 1996; Silva, 1998).

A seqüência S1 compõe uma seqüência transgressiva basal constituída pela fácies de areia e lama marinha e lama estuarina (Figura 3). Esta seqüência marca a deposição em nível de mar transgressivo, onde os sedimentos são predominantemente arenosos de origem marinha, intercalados com lamas escuras estuarinas. O conteúdo mineralógico nessa seqüência mostra a predominância de quartzo nas camadas de areia e uma presença restrita de minerais pesados, onde o mineral em maior quantidade é o zircão, seguido pela estaurolita, rutilo e turmalina, mostrando que são sedimentos relativamente inteiros. O argilomineral predominante nesta seqüência é a caulinita, seguido da esmectita.

A seqüência S2 corresponde a uma seqüência regressiva marinha basal (Figura 3), onde, provavelmente o nível do mar era regressivo, evoluída a partir do planalto costeiro, constituindo depósitos progradacionais sobre a seqüência S1. É composta pelas unidades de barra em pontal e sedimentos lamosos de maré (manguezal). São

predominantemente constituídas por silte e argila, apresentando valores maiores de esmectita em direção ao topo da seqüência e por caulinita. Apresenta um alto conteúdo orgânico, alternado às vezes, entre camadas com alta concentração de restos vegetais.

As unidades de dunas ativas, poria de flecha-barreira e as barras arenosas delimitam a seqüência marinha transgressiva S3 (Figura 3). Nela o conteúdo de argilominerais é muito pequeno, predominando areias quartzosas, finas a muito finas e muito bem selecionadas, onde a distribuição dos minerais pesados se mostra bem similar, na qual, a estaurolita e o zircão foram os principais minerais identificados, com predominância do primeiro, ao longo da seqüência.

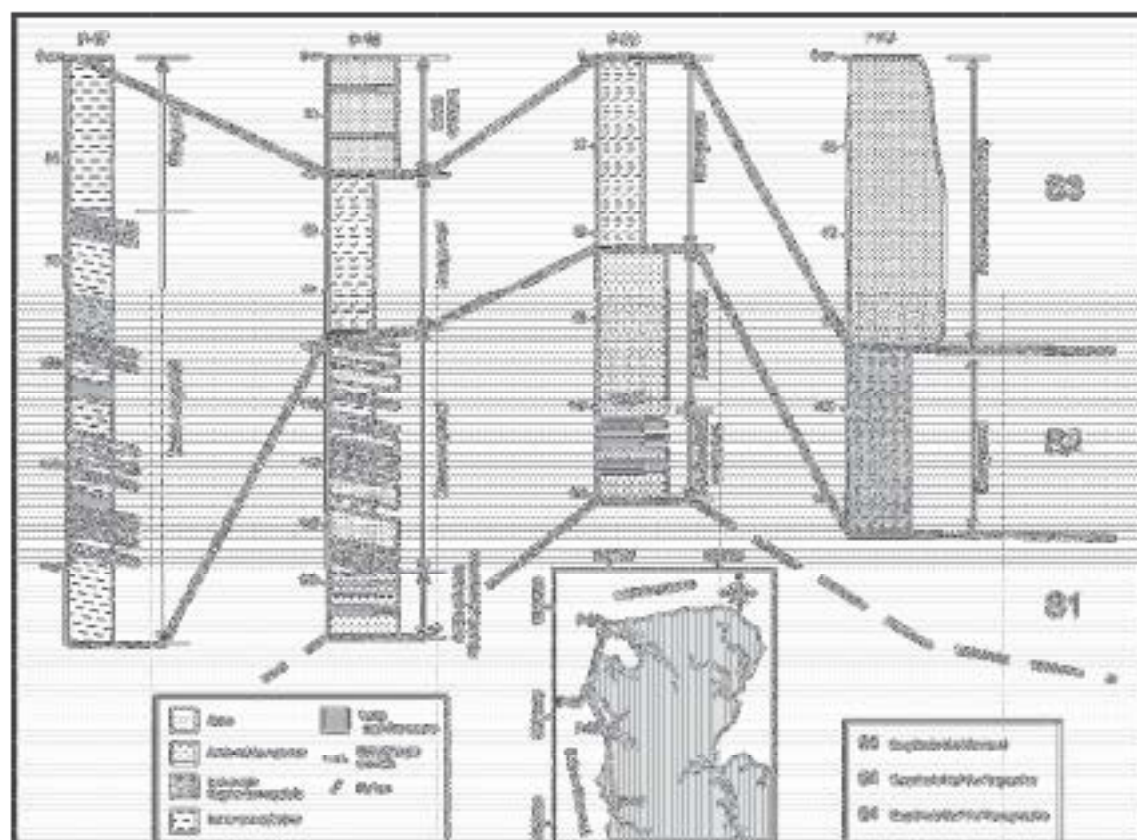


Figura 2. Seção lateral mostrando as sucessões na planície costeira de Maracá.

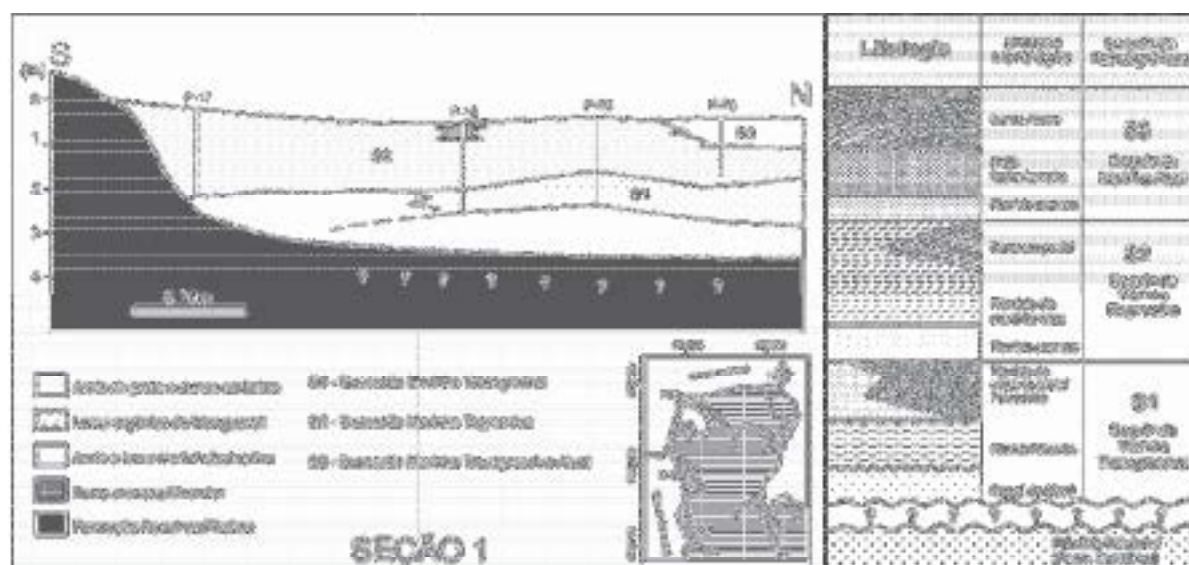


Figura 3. Seção estratigráfica mostrando as sucessões S1, S2 e S3 (sentido off-shore). Ilha do Marco. B coluna estratigráfica representativa da planície costeira de Maracá.

CONCLUSÕES

As flutuações do nível do mar exerceram um importante papel na evolução quaternária litorânea, visto que a litoral constitui o ponto de interação entre o mar e o continente e, qualquer variação deste ponto, terá como reflexo, alterações no estabelecimento e na configuração morfológica dos sistemas deposicionais costeiros. Assim, é de fundamental importância o conhecimento das variações do nível do mar, para o estudo dos sistemas costeiros.

Com a última transgressão holocênica (5100 anos A.P.), quando houve subida do nível relativo do mar, houve o afogamento da planície costeira e o recultivamento do planalto costeiro.

Na PCM, assim como os demais setores do nordeste do Estado do Pará (Bragança, Salinópolis e Marapanim), a evolução geológica se iniciou no Holoceno e as evidências morfológicas e estratigráficas sugerem a ocorrência de várias oscilações na posição de linha de costa. As evidências morfológicas são marcadas pela presença de *chaviers*, *faixões de pedregulhos*, e *patuleletas*. A presença de depósitos de ambiente de transição, tais como, os de planície de maré, mostram as evidências estratigráficas na região.

Os eventos de progradação de linha de costa, na planície costeira, são evidenciados pela presença de *chaviers*, *patuleletas*, planície de praia e *dunas*, implicando em uma posição mais alta, que a atual, do nível do mar.

A sedimentação na PCM no presente estado está definida dentro do Holoceno Superior, constituindo depósitos com espessura de aproximadamente 4 m. de profundidade. Esta sedimentação foi compartimentada em três situações distintas, obedecendo às condições de variações do nível do mar.

AGRADECIMENTOS

Aos pesquisadores do Grupo de Estudos Marinhos e Costeiros (GEMCA/UFPA) pelo apoio nos trabalhos de campo e laboratório e ao Prof. Dr. Márcio El-Rohitini, pela orientação.

REFERÊNCIA

- ALVES, M. A. M. S. 2001. *Morfodinâmica e Sedimentologia da Praia de Ajarutema – NE do Pará*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 104p. (Dissertação de Mestrado).
- COSTA, L.T.R. 1996. *Sedimentação Holocênica no Estuário do Rio Araguari – AP*. Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, CPGG, Belém, PA, Dissertação de Mestrado, 148p.
- FRANÇA, C. F. 2003. *Morfologia e mudanças costeiras da margem leste da Ilha de Marajó (PA)*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências. (Tese de Doutorado), 144p.
- SILVA JÚNIOR, D.G. 1998. *Morfestratigrafia da Planície Costeira da Município de São João de Pirabas (Parque NW) - NE do Estado do Pará*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 88p (Dissertação de Mestrado).
- SILVA, C.A. 1998. *Análise Morfoestratigráfica da Estuária do Rio Marapanim – NE do Estado do Pará*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 133p. (Dissertação de Mestrado).
- SILVA, M.S. da. 1996. *Morfestratigrafia e Evolução da Planície Costeira de Salinópolis, NE do Estado do Pará*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 122p. (Dissertação de Mestrado).
- SOUZA FILHO, P.W.M. 2000. *Tectonic Control on the Coast Zone Geomorphology of the Northwestern Pará State*. *Revista Brasileira de Geociências*, 30 (3): 527-530.

LITOFÁCIES E MINERAIS PESADOS DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO (CRETÁCEO), REGIÃO DE ÓBIDOS, BACIA DO AMAZONAS

Anderson C. Mendes¹, Werner Truckenbrodt¹, Afonso C. R. Nogueira¹ & Adriana M. C. Hebe²

1- Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, CP. 1610 - CEP 66075-110, Belém, PA, acmendes@yahoo.com.br, trucken@ufpa.br, anogueira@ufpa.br

2- Universidade Federal do Amazonas, Instituto de Ciências Exatas, Departamento de Geociências - CEP 69077-000, Manaus, AM, aherbe@ufam.edu.br

Resumo

Depósitos cretáceos expostos em barrancos do rio Amazonas, nas proximidades da cidade de Óbidos, registram ambientes deposicionais atribuídos a um sistema fluvial meandrante migrante para S/SW. Os minerais pesados, extraídos de arenitos e conglomerados, incluem zircão, turmalina, cianita, rutilo, estaurolita, monazita e, esporadicamente, andaluzita e espinélio. Estes minerais, juntos com seu grau de arredondamento, indicam como tipos de rochas-fonte, rochas metamórficas de médio a alto grau, além de rochas magmáticas e sedimentares. Como os depósitos da Formação Alter do Chão são profundamente intemperizados, minerais menos estáveis que os encontrados não estão registrados e foram provavelmente dissolvidos.

Introdução

Depósitos siliciclásticos da Formação Alter do Chão afloram, na região de Óbidos em barrancos ao longo do rio Amazonas (Fig. 1). Utilizando-se de análises de fácies e minerais pesados, foram determinados, respectivamente, os ambientes deposicionais e os tipos de rochas-fonte destes depósitos. A sucessão sedimentar estudada é constituída, principalmente, de arenitos, além de conglomerados e pelitos e é limitada no topo por um paleossolo laterítico de idade paleógena. Todos os depósitos apresentam forte intemperismo que apenas destrói as estruturas sedimentares próximas ao paleossolo.

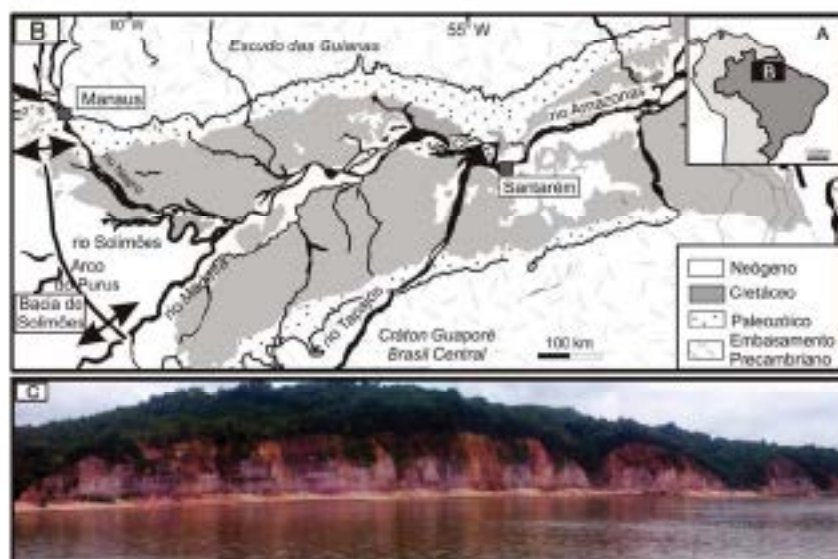


Figura 1: A-C, Localização da área de estudo, estado do Pará, norte da Base. Exposição da Formação Alter do Chão ao longo do rio Amazonas, próxima a Óbidos-PA.

Métodos

As fácies foram reconhecidas de acordo com geometria, textura e estruturas sedimentares, além dos padrões de paleocorrentes. No estudo de minerais pesados foram realizados: 1) peneiramento a seco das amostras; 2) separação com bromofórmio da fração 62-125 μ m; 3) montagem dos minerais com araldite em lâminas de vidro; 4) contagem de pelo menos 100 grãos transparentes, excluindo

micas, sob o microscópio petrográfico e caracterização de texturas superficiais usando-se de imagens de microscópio eletrônico de varredura (MEV).

Resultados e Discussão

Análise de fácies

Com base em texturas e estruturas sedimentares foram reconhecidas sete litofácies, organizadas em ciclos de grandocrescência ascendente (Fig. 2), nas quais foram diferenciados os elementos arquiteturais de canal (depósito de *lag*, barra em pontal) e de planície de inundação de um sistema fluvial meandrante. A tabela 1 sintetiza as principais características das fácies e seus processos deposicionais.

O elemento arquitetural de canal é composto de quatro litofácies: a) conglomerado maciço (fácies Cm); b) arenito com estratificação cruzada tabular (fácies At); c) arenito com estratificação cruzada acanalada (fácies Aa); e d) arenito com laminação cruzada cavalgante (fácies Alc). A fácies Cm, composto de clastos de pelito, fragmentos líticos e quartzo, ocorre geralmente como *lag* na base dos ciclos podendo alcançar até 0,5m de espessura. Os arenitos da fácies At são finos a grossos e pobre a moderadamente selecionados. Apresentam camadas com estratificação cruzada tabular de até 1m de espessura. Medidas de paleocorrente mostram sentido preferencial para SE. A fácies Aa compreende arenitos finos a grossos, pobre a moderadamente selecionados, com seixos de quartzo segregados nos *foveats* da estratificação cruzada acanalada. Medidas de estratificação cruzada acanalada indicam paleofluiu preferencial para SW e subordinado para S. A fácies Alc é constituída por arenito fino com seleção moderada e laminação cruzada cavalgante, podendo ocorrer na parte superior dos ciclos.

As fácies de planície de inundação compreendem: a) pelito maciço (fácies Pm) com 0,3 a 2m de espessura; b) pelito hioturbado (fácies Pb) de 0,2 a 1m de espessura, apresentando também gretas de dissecção e marcas de raízes, e c) arenito fino moderadamente selecionado que ocorre intercalado com as fácies de pelito.

Embora a simples ocorrência de fácies pelíticas não comprove a existência de um ambiente fluvial meandrante, a espessura dos pelitos da Formação Alter do Chão, na região de Óbidos, e a abundância de intraclastos pelíticos nos depósitos de *lag* indicam a presença desse ambiente fluvial (Miall, 1992). Além do mais, a fácies Alc pode ser interpretada como depósito de *crossas splay*, subambiente este característico de rios meandantes.

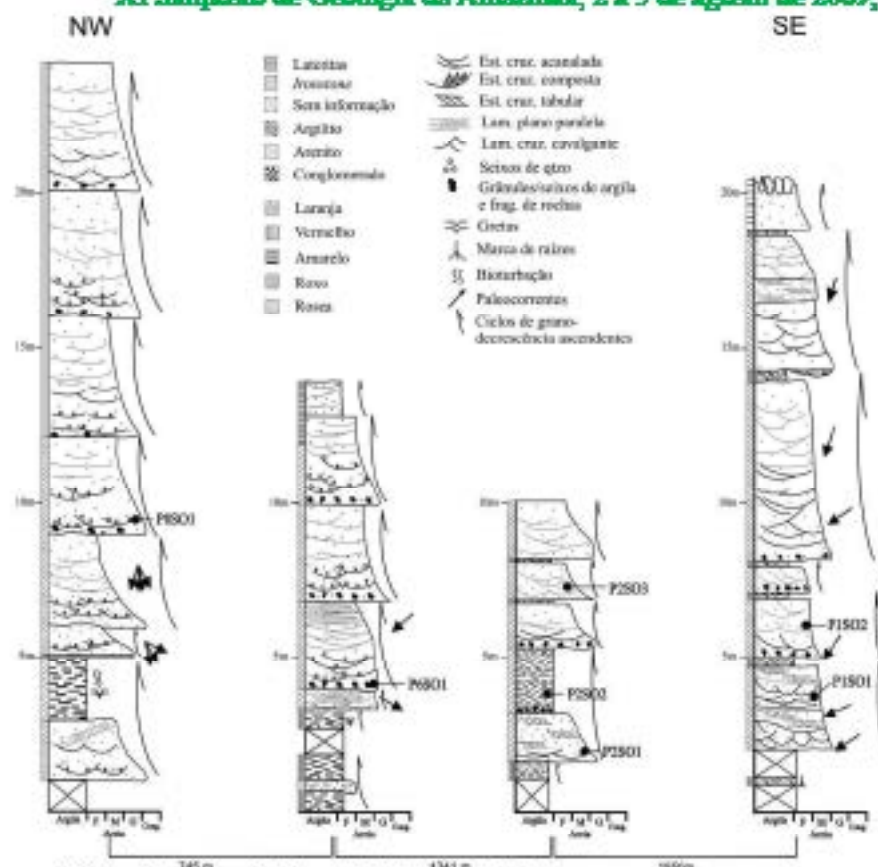


Figura 2: Perfis estratigráficos da Formação Alter do Chão, Obidos-PA.

Tabela 1: Síntese das fácies sedimentares identificadas para a área de estudo com a interpretação dos processos deposicionais.

Fácies	Descrição	Processos deposicionais
Cm	Conglomerado maciço	Depósitos de lag
At	Arenita fina a grossa, seleção pobre a moderada com estratificação cruzada tabular	Migração de barra de crista reta por fluxo unidirecional em regime de fluxo inferior
Aa	Arenita fina a grossa, seleção pobre a moderada e estratificação cruzada acanalada	Migração de barra de crista sinuosa por fluxo unidirecional regime de fluxo inferior
Alc	Arenita fina com seleção moderada e laminação cruzada cavalgante	Ripples gradas sob regime de fluxo inferior
Actu	Arenita fina, bem selecionado com estratificação cruzada de baixo ângulo	Preenchimento de suaves depressões (xow $\beta\beta$)
Fca	Peito maciço	Rápida acumulação em áreas de grande suprimento de argila e/ou alteração por processos pedogenéticos
Fb	Peito horstado	Pêda da estrutura causada por atividade biogênica

Análise de minerais pesados

O estudo de minerais pesados teve como objetivo identificar os tipos de rochas-mãe dos depósitos da Formação Alter do Chão, na região de Obidos, e determinar a influência de diferentes litologias (arenitas, conglomerados) sobre a distribuição destes minerais.

A assembléa de minerais pesados inclui zircão, turmalina, cianita, rutilo, estaurulita, monazita e, esporadicamente andaluzita e espinélin (Fig.3). Estes minerais, bastante estáveis, apresentam forma e texturas superficiais variáveis (Fig.4). Os grãos de zircão ($\approx 80\%$) são mais abundantes na assembléa e, em geral, possuem formas prismáticas, terminações bipiramidais, com arestas mais ou menos desgastadas. Vários grãos contêm inclusões de minerais e apresentam zoesamento. Ocorrem ainda grãos equidimensionais arredondados a subangulosos, incolores e levemente castanhos. Com texturas superficiais foram observadas marcas de impacto e fraturas concoidais. A turmalina ($\approx 3\%$) apresenta formas prismáticas, com cores verdes e marrom-escuros e grãos equidimensionais subangulosos, que

XI Simpósio de Geologia da Amazônia, 2 a 5 de agosto de 2009, Manaus - AM

são mais abundantes, com cor marrom-esverdeada. Fraturas conchoidais e marcas de impacto são comuns enquanto feições de dissolução ocorrem mais raramente. A cianita ($\approx 10\%$) ocorre em formas prismáticas e irregulares sendo bastante frequentes feições de corrosão. Os grãos de rutilo ($\approx 2\%$) são, na maioria, vermelhos e mostram formas irregulares, baixo grau de arredondamento e comumente fraturas conchoidais. A monazita ($\approx 7\%$), de cor amarela pálida, possui geralmente formas equidimensionais (subarredondada). Os grãos de estaurolita ($\approx 1\%$) são irregulares (angulosos) e apresentam diversos tons de amarelo. Fraturas conchoidais são frequentes bem como feições de dissolução em formas de marcas mamilares.

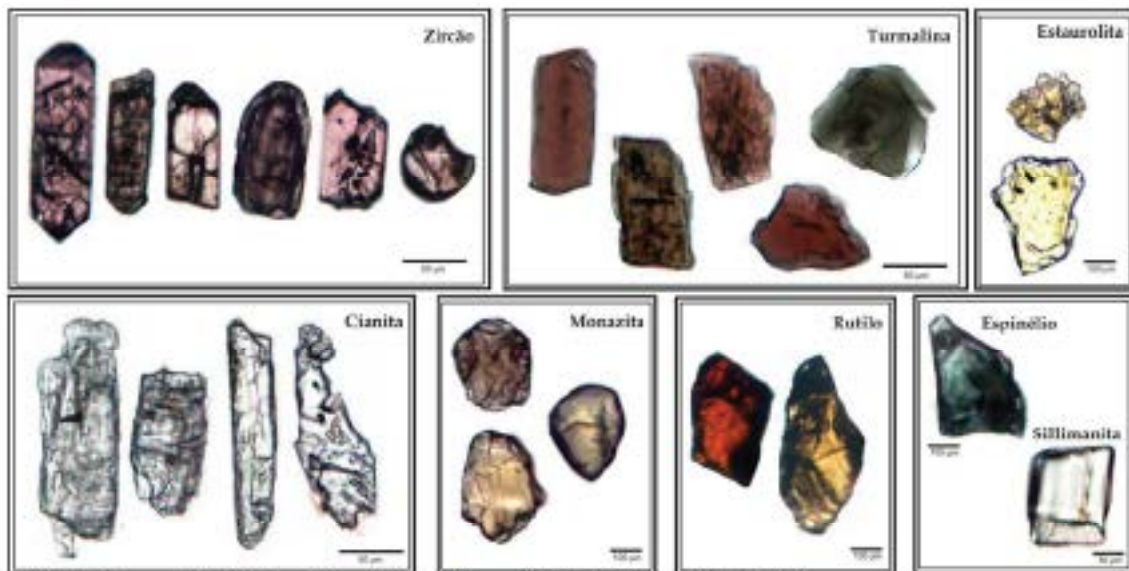


Figura 3: Fotomicrografia de minerais pesados da Formação Alter do Chão, Obidos-PA.

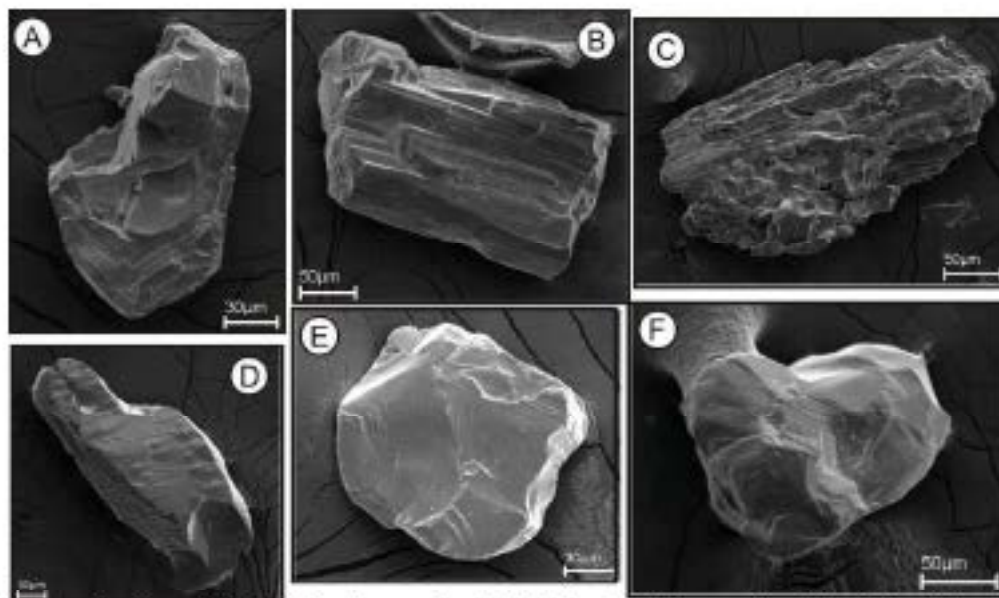


Figura 4: Imagens de microscópio eletrônico de varredura (MEV) de zircão (A), turmalina (B), cianita (C), estaurolita (D), monazita (E) e rutilo (F).

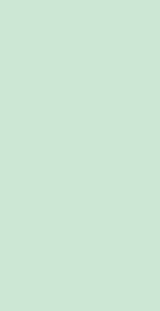
A assembléia de minerais pesados apresenta elevada maturidade composicional, com índice ZTR em média de 85%. Minerais menos estáveis provavelmente foram dissolvidos em função de intenso intemperismo que afetou os depósitos de Formação Alter do Chão. Cianita e monazita são mais frequentes em arenitos grossos e conglomerados (*lags*) do que em arenitos finos a médios mostrando o papel da granulometria no fracionamento destes minerais (Rittenhouse, 1943). Os minerais ultraestáveis de zircão e turmalina exibem, em parte, grãos arredondados a subarredondados que apontam origem (multi)cíclica. Já os grãos eúctricos destes minerais indicam origem primária a

partir de rochas ígneas/metamórficas. A contribuição de fontes ígneas é também evidenciada por grãos esféricos de zircão com zombamento concêntrico (Corfu *et al.* 2003). Monazita ocorre em rochas magmáticas e metamórficas ricas em sílica bem como em pegmatitos. Rutilo é mineral típico de rochas metamórficas (xistos, gnaisses e anfibolitos) sendo raramente encontrado em rochas ígneas e pegmatitos. Estaurulita é incontestável mineral indicativo de fácies metamórficas de médio a alto grau, estando presente em micaxistos, granada-xistos e, raramente em paragneisses pobres em feldspatos. Outro mineral que indica rocha fonte metamórfica é a cianita que é a fase estável de Al_2SiO_5 , a pressões altas e ocorre em gnaisses, granulitos e xistos (Tröger, 1969, Mange & Manger, 1992).

Até o presente momento, os dados obtidos na análise de minerais pesados da Formação Alter do Chão, na região de Óbidos, permitem apenas identificar os tipos de rocha-fonte, mas não suas localizações. As questões para trabalhos futuros, portanto, são: identificar a parte do Cráton Amazônico que contribuiu como fonte para os depósitos da Formação Alter do Chão e tentar desvendar a origem de grãos arredondados de minerais ultraestáveis (reciclados e fornecidos por unidades da própria Bacia do Amazonas?).

Referências

- CORFU, F.; HANCHAR, I.M.; HOSKIN, P.W.O. & KINNY, P. 2003. Atlas of zircon textures. In: HANCHAR, I.M. & HOSKIN, P.W.O. (Eds). *Zircon. Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. Mineralogical Society of America Geochemical Society. v. 53, p. 469-500.
- MANGE, M.A. & MADRER, H.F.W. 1992. *Heavy minerals in colour*. Chapman & Hall, London.
- MIALL, A. 1992. Alluvial deposits. In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. *Facies models: response to sea level change*. Geological Association of Canada. First edition. P. 119-142.
- RITTENHOUSE, G.A. 1943. Transportation and deposition of heavy minerals. *Geol. Soc. America Bull.* 54: 1725-1780.
- TRÖGER, W.E., 1969. *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*. Teil 2. Textband. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.



REALIZAÇÃO



PATROCÍNIO

