



SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA
NÚCLEO NORTE



BOLETIM DE RESUMOS EXPANDIDOS

E

GUIA DE EXCURSÕES

BELÉM-PARÁ

27/05 A 02/06/96

DIRETORIA DA SBG - Núcleo Norte

Presidente: Adison Marinho de Oliveira Góes (PETROBRÁS)

Vice-Presidente: João Batista Sena Costa (UFPA)

1º Secretária: José Maria do Nascimento Pastana (CPRM)

2º Secretária: Nélio G.A.da Mata Rezende (CPRM)

Tesouraria: Jaime Fernandes Eiras (PETROBRÁS)

Publicações: Marcelo L. Vasquez (CPRM)

Suplentes: José Augusto Vieira da Costa (UFPA/UFRR)

Raimundo O. B. dos Santos (DNPM)

COMISSÃO ORGANIZADORA

Marcondes Lima da Costa (UFPA) - Presidente

Rômulo Simões Angélica (CPRM) - Secretária Geral

Elias Leão Moraes (UFPA) - Tesouraria e Cursos

Nélio G. A.da Mata Rezende (CPRM) - Publicações

Cleida Freitas (UFPA) - Secretária

Orlando José Barros de Araújo (CPRM) - Excursões

Newton Cunha da Costa (UFPA) - Infra-estrutura

COMISSÃO DE APOIO

Adriana Maria Coimbra Horbe (CNPq/UFPA)

Charles Georges Schalken (AUTÔNOMO)

João Batista Sena Costa (UFPA)

Luiz Otávio Fernandes Santos (SBG/NN)

Maria Emília Cruz Salles (MPEG)

Petronília Ronzê (DOCEGEO)

Rosiney Araújo Martins (UFPA)

Yêda de Oliveira Ferreira (UFPA)

Simpósio de Geologia da Amazônia, 5., Belém,
1996. Boletim de Resumos Expandidos e Guia de
Excursões.

Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte.

435p. ilustr.

1. Geologia - Congressos - Amazônia.

2. Amazônia - Geologia. I. Sociedade Brasileira de
Geologia - Núcleo Norte.

II. Título CDU 55(811):061.3
CDD 550.60811



SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA
NÚCLEO NORTE

**BOLETIM DE RESUMOS EXPANDIDOS
E
GUIA DE EXCURSÕES**

**BELÉM-PARÁ
1996**

APRESENTAÇÃO

O conteúdo deste *Boletim de Resumos Expandidos e Guia de Excursões* espelha a importância do Simpósio de Geologia da Amazônia, evento já tradicional na área de Geociências.

Este ano, o tema central do V Simpósio, *AS GEOCIÊNCIAS AO ENCONTRO DA SOCIEDADE*, reflete um sentimento generalizado de quem atua no setor, com engajamento multiprofissional de geocientistas de instituições de ensino, de pesquisa e de empresas do setor produtivo regional - ou atuando na região. A ressonância desse engajamento alcançou a sociedade, e está traduzida no apoio oferecido ao evento, consolidando a integração.

A participação de Federação das Indústrias do Estado do Pará - FIEPA, p.ex., simboliza a caminhada das geociências para consolidar a integração, dentro do sublime conceito de desenvolvimento harmonioso com a Natureza e voltado para o Homem.

Para o êxito deste Simpósio foi fundamental o apoio recebido de diversas organizações, em especial a CAPES, CNPq, FINEP, UFPA-Centro de Geociências, Companhia Vale do Rio Doce, PETROBRÁS, CADAM, CPRM, Rio Tinto Desenvolvimento Minerais Ltda, ICOMI, Mineração Rio do Norte e Água Mineral Santa Felicidade.

A programação técnico-científica alcançou a significativa marca de 94 trabalhos, distribuídos entre apresentações orais e sessões *posters*, além de 13 palestras especiais e 03 excursões de cunho técnico-científico, que deram maior dimensão ao encontro.

Os trabalhos são apresentados segundo agrupamentos temáticos, contendo ainda, ao final deste volume, o Índice Remissivo de Autor.

A Comissão Organizadora.

SUMÁRIO

| | Página |
|---|--------|
| Palestras | 01 |
| Técnicas de microscopia eletrônica de varredura e suas aplicações em geociências. KAHN, H | 02 |
| Recent advances in analytical techniques for the geosciences. HALL, G.E.M. | 08 |
| Applied mineralogy to environmental problems. PÖLLMANN, H. | 11 |
| Geologia de Engenharia e Meio-ambiente. OLIVEIRA, A.M.S. | 15 |
| A evolução geológica da plataforma continental norte da zona costeira adjacente durante o Quaternário(Pleistoceno/Holoceno) e o Programa REVIZEE. EL-ROBRINI, M | 19 |
| The influence of geology and soils, biota and the human occupation of Amazônia. ROOSEVELT, A. | 21 |
| A importância da história evolutiva neocenozóica das planícies costeiras e das plataformas continentais adjacentes na dinâmica sedimentar litorânea atual do Brasil. SUGUIO, K. | 23 |
| Paleoclima e evolução geomorfológica da região de Carajás: evidência geoquímica e geocronológica. VASCONCELOS, P. | 26 |
| Evolução geológica da Amazônia. HASUI, Y. | 31 |
| A Neotectônica na Amazônia. SENA COSTA, J.B. | 35 |
| Perspectivas de utilização do gás natural para o desenvolvimento da Amazônia. FERNANDES, G.J.F. | 39 |
| O Setor Mineral Paraense: Cenário Atual. JOÃO, X.S.J. | 43 |
| Petrologia de Rochas Ígneas e Metamórficas / Complexos Máficos e Ultramáficos / Rochas Graníticas | 45 |
| Diques e stocks máficos da Região de Curionópolis-PA: Petrografia, suscetibilidade magnética e mineralogia dos opacos. CARVALHO, L.M.N.; DALL'AGNOL, R.; BARROS, C.E.M. | 46 |
| Sienito Canamã, um exemplo da série alcalina-sódica na Amazônia. DALL'AGNOL, R.; SANTOS, M.G.S. dos. | 50 |

| | |
|--|-----|
| Meteorito Ipitinga: o primeiro meteorito encontrado na Amazônia brasileira. DREHER, A.M.; DALL'AGNOL, R.; MARTINI, S.L. | 54 |
| Comportamento magnético e natureza dos minerais opacos do maciço granítico arqueano Xinguara, sudeste do Pará. FIGUEIREDO, M.A.B.M.; DALL'AGNOL, R.; LEITE, A.A.S. | 56 |
| Metagabros de Águas Claras: Novos dados petrográficos e estudos de suscetibilidade magnética e minerais opacos. DIAS, G.S.; SOARES, J.E.B.; DALL'AGNOL, R.; BARROS, C.E.M.; SOARES, A.D.V. | 60 |
| Geoquímica e aspectos petrogenéticos do granito arqueano Xinguara, SE do Pará. LEITE, A.A.S.; DALL'AGNOL, R. | 64 |
| Intrusões Básicas do Proterozóico Superior (Diabásio Cujubim) e Mesozóico (Diabásio Uaraná) na região noroeste do Estado do Amazonas - Projeto Alto Rio Negro. MELO, A.F.F.; VILLAS BOAS, P.F. | 68 |
| Petrografia e geoquímica de elementos maiores da suíte intrusiva Tiquié: o caso dos granitos Tiquié e Mairé-Mirim, no Estado do Amazonas. ALMEIDA, M.E. | 72 |
| Suíte intrusiva Pedra Pintada - um registro do magmatismo pós-colisional no Estado de Roraima. FRAGA, L.M.; REIS, N.J.; VIEIRA, R.; HADDAD, R.C. | 76 |
| Aspectos geológicos e potencial mineral do complexo máfico-ultramáfico da serra da Onça - Sul do Pará. MACAMBIRA, E.M.B. | 79 |
| Potencial metalogenético para elementos do grupo da platina, na Amazônia Oriental. MACAMBIRA, E.M.B. | 83 |
| Suíte Intrusiva Água Branca, no sudeste do Estado de Roraima. OLIVEIRA, M.J.R.; LUZARDO, R.; FARIA, M.S.G.; PINHEIRO, S.S. | 86 |
| Suíte intrusiva máfica/ultramáfica Tapuruquara no Estado de Roraima. RIKER, S.R.L.; ARAÚJO, R.V. | 90 |
| Química mineral em rochas metavulcânicas do <i>greenstone belt</i> Identidade, SE do Pará: implicações quanto ao metamorfismo. SOUZA, Z.S.; DALL'AGNOL, R. | 94 |
| Geologia Regional / Sequências Vulcano-sedimentares / Métodos Analíticos | 97 |
| Sequência basal do <i>greenstone</i> Cauarane, no Estado de Roraima. RIKER, S.R.L.; ARAÚJO, R.V.; SANTOS, J.O.S.; SILVA, L.C. | 98 |
| Sequência intermediária do <i>greenstone</i> Cauarane, no Estado de Roraima. RIKER, S.R.L.; ARAÚJO, R.V.; SANTOS, J.O.S.; SILVA, L.C. | 102 |
| Sequência de topo do <i>greenstone</i> Cauarane, no Estado de Roraima. RIKER, S.R.L.; ARAÚJO, R.V.; SANTOS, J.O.S. | 106 |
| Metamorfismo e subdivisão tectono-estratigráfica do Grupo Gurupi no nordeste do Pará e noroeste do Maranhão. COSTA, J.L.; ALMEIDA, H.G.; RICCI, P.S.F. | 110 |
| Considerações estratigráficas sobre as rochas do embasamento do segmento meridional do Cinturão Araguaia. SOUZA, S.H.O.; MOURA, C.A.V. | 113 |
| Reconhecimento geológico na região do Médio Tapajós. VASQUEZ, M.L.; SANTOS, A.; KLEIN, E.L.; FRAGA, L.M.; MAIA, R.G.N.; MARTINS, R.C. | 117 |

| | |
|--|-----|
| Análises quantitativas pelo método de RIETVELD, de mistura de caolinita + quartzo e goethita + caolinita. GÖESKE, J.; SCHUCKMANN, W.; PÖLLMANN, H.; COSTA, M.L. | 119 |
| Quantificação de baixos conteúdos de quartzo em matriz de calcita, magnetita e dolomita, com espectroscopia de absorção no infravermelho. PÖLLMANN, H.; COSTA, W.A.M.; COSTA, M.L. | 121 |
| Geologia de Depósitos Minerais | 124 |
| A geologia da área do garimpo de ouro do Manelão (PA). SOUZA, V.; KOTSCHOUBEY, B. | 125 |
| Uso de isótopos de oxigênio no estudo metalogenético da jazida de W de Pedra Preta, Granito Musa (PA). RIOS, F.J.; VILLAS, R.N.; SIAL, A.N.; MARIANO, G. | 128 |
| Seringa 9 - Interpretação dos dados geoquímicos para níquel. MEDEIROS FILHO, C.A.; NASCIMENTO, J.S. | 132 |
| O Alvo Borrachudo, Região de Carajás (PA): aspectos petrográficos, geoquímicos e metalogenéticos. FARIAS, E.S.; VILLAS, R.N.; MEDEIROS FILHO, C.A. | 134 |
| Anomalias de Ce nas crostas lateríticas ferruginosas de Seis Lagos (Amazonas). CORRÊA, S.L.A.; COSTA, M.L. | 137 |
| São os depósitos cupríferos de Carajás do tipo Cu-Au-U-(ETR)? HUHN, S.R.B. | 140 |
| Controle da distribuição das concentrações manganésíferas na Serra do Sereno-PA. VIEIRA, E.A.P.; BRAUER, E.H. | 144 |
| Ocorrência de mineral do grupo da piroaurita no complexo máfico-ultramáfico do Vermelho (Serra dos Carajás) SILVA, M.L.M.C.; OLIVEIRA, S.M.B.; BENIQUE, M.E.C. | 147 |
| Ocorrência de uraninita associada com o ouro do Igarapé Bahia, Carajás, Pará. ANGÉLICA, R.S.; COSTA, M.L.; LENHARO, S.L.R.; PÖLLMANN, H. | 152 |
| Carta metalogenética da Província Aurífera do Tapajós. FARACO, M.T.L.; CARVALHO, J.M. de A.; KLEIN, E.L. | 156 |
| Considerações genéticas e estruturais do depósito de Serra Leste - Município de Curionópolis - Estado do Pará. GUEDES, S.; GUIMARÃES, G.; GONZALEZ, C.; CORREIA JUNIOR, F.C. | 161 |
| Aspectos históricos da exploração de diamantes no Baixo Tocantins. HÖHN, H.; COSTA, M.L. | 166 |
| Formações ferríferas do depósito de Cu (Ag-Au-Mo) do Salobo, Carajás I: Reinterpretação da origem através da geoquímica dos elementos maiores e traços. LINDENMAYER, Z.; LAUX, J.H. | 170 |
| Geoquímica de um granito tipo I altamente fracionado e mineralização associada: enfoque ao Morro do Bezerro, Estado de Roraima. REIS, N.J.; FRAGA, L.M.B.; PINHEIRO, S.S. | 173 |

| | |
|--|-----|
| Aspectos mineralógicos e geoquímicos das ocorrências de zeolitas sedimentares na Bacia do Parnaíba. REZENDE, N.G.A.M.; ANGÉLICA, R.S.; COSTA, M.L.; PÖLMANN, H. | 177 |
| Bacias Sedimentares | 181 |
| Faciologia e importância petrolífera dos arenitos da Formação Monte Alegre na área da Plataforma de Manaus, Bacia do Amazonas. CUNHA, P.R.C. | 182 |
| Bacias sedimentares da Província Sedimentar do Meio-Norte do Brasil. GÓES, A.M.; COIMBRA, A.M. | 186 |
| Ciclos sedimentares e ocorrência de conodontes e fusulinídeos na Bacia do Acre - Plataforma carbonática da Formação Cruzeiro-Eirunepê, Permiano Inferior. LEMOS, W.B.; SILVA, O.B. | 188 |
| Fácies sedimentares em um vale inciso no Cretáceo Superior (Formação Itapecuru) da Bacia de São Luís, Norte do Brasil. ROSSETTI, D.F. | 192 |
| Ocorrência de espiculitos na Bacia do Solimões. SILVA, J.G.F.; YOKOTA, K. | 195 |
| Controle dos ciclos sedimentares na distribuição estratigráfica dos conodontes do Pensilvaniano (Formação Itaituba) - Bacia do Amazonas. SILVA, O. B.; LEMOS, W.B. | 199 |
| Seqüências estratigráficas do Holoceno como consequência das variações do nível do mar na plataforma costeira bragantina. SOUZA FILHO, P.W.M.; EL-ROBRINI, M. | 203 |
| Considerações sobre a diagênese da Formação Barro Duro, Bacia de Barreirinhas (MA). CORREA, J.A.M.; SCHWAB, R.; KOCH, R. | 207 |
| Contribuição ao estudo petrográfico e geoquímico do Arenito Manaus. FRANZINELLI, E.; ROSSU, A. | 209 |
| Faciologia da Formação Poti (Carbonífero Inferior) e das unidades adjacentes (formações Longá e Piauí) da Bacia do Parnaíba. GÓES, A.M.; COIMBRA, A.M.; RODRIGUES, A.C.N. | 212 |
| Fácies sedimentares da Formação Prosperança, Proterozóico Superior da Bacia do Amazonas, ao norte da cidade de Manaus. NOGUEIRA, A.C.R.; SOARES, E.A.A. | 214 |
| Contribuição à petrografia dos arenitos da Formação Águas Claras, Pré-Cambriano, Serra dos Carajás. TRUCKENBRODT, W.; ANAISSE JR., J.; NOGUEIRA, A.C.R. | 217 |
| Geologia do Quaternário / Geologia Geral / Mineralogia / Geoarqueologia | 220 |
| Rochas e minerais formadores de artefatos líticos da caverna de Pedra Pintada (Monte Alegre, Pará). COSTA, M.L.; ROOSEVELT, A.C.; MORAES, E.L. | 221 |
| Geoquímica de perfil de solos em sítios arqueológicos com Terra Preta e em sua área adjacente (Caxiuanã-PA). KERN, D.C.; COSTA, M.L. | 226 |

| | |
|--|-----|
| Características sedimentológicas da região da margem direita do baixo Rio Negro (entre Novo Airão e Manaus). BRITO, M.A.G.; CRUZ, Z.O.; FRANZINELLI, E. | 230 |
| Mineralogia e composição química dos fragmentos cerâmicos arqueológicos do sítio Manduquinha em Caxiuanã (Portel-PA). COELHO, S.R.C.; COSTA, M.L.; KERN, D.C. | 234 |
| Natureza granulométrica, mineralógica e química dos sedimentos holocênicos do fundo da baía de Caxiuanã. COSTA, M.L.; MORAES, E.L.; BEHLING, H.; MELO, J.C.V.; SANTOS, W.V.; SIQUEIRA, N.V.M. | 238 |
| Considerações preliminares sobre a evolução dos sistemas de drenagens dos rios Guaporé, Mamoré e Madeira, Estado de Rondônia. QUADROS, M.L.E.S.; SILVA FILHO, E.P.; REIS, M.R.; SCANDOLARA, J.E. | 242 |
| Geoquímica de crostas lateríticas, solos e colúvios do depósito aurífero do Águas Claras (Carajás-Brasil). COSTA, N.C.; COSTA, M.L. | 246 |
| O programa avaliação do potencial sustentável dos recursos vivos na zona econômica exclusiva - REVIZEE - e a primeira campanha oceanográfica na região Norte (Brasil). EL-ROBRINI, M. | 250 |
| Intemperismo Tropical | 252 |
| Dique de laterito no Pleistoceno da Amazônia. FERNANDES FILHO, L.A.; COSTA, M.L.; COSTA, J.B.S. | 253 |
| Geoquímica elementar e isotópica de goethita de veios em crostas laterito-gossânicas da mina de ouro do Igarapé Bahia, (Carajás, Brasil). COSTA, M.L.; RAITH, A.; SCHUMANN, T.; PÖLMANN, H. | 257 |
| Crostas lateríticas geradoras de solos na Amazônia. HORBE, A.M.C.; COSTA, M.L. | 261 |
| Geoquímica e importância econômica do gálio nas bauxitas da Amazônia Oriental. SANTOS, A.C.F.; COSTA, M.L.; SCHUCKMANN, W.K. | 265 |
| Two generations of laterite profile in the Amazon region and their ore potential. COSTA, M.L.; ANGÉLICA, R.S. | 269 |
| Sensoriamento Remoto / Geoprocessamento | 270 |
| Usando fractais no estudo da mineralização em Carajás. ROCHA, B.R.P.; HABASHY, T.M. | 271 |
| Processamento de dados de reflexão sísmica na UFPA. CALLAPINO, G.G.; BRANDÃO, P.F.F.; PICANÇO, F.E.L. | 275 |
| O geoprocessamento na CPRM-Belém. LOBATO, T.A.M.; VALE, A.G.; MARTINS, R.C.; ANGÉLICA, R.S. | 278 |
| Sensoriamento remoto para a cartografia e o estudo de ecossistemas costeiros amazônicos (Município de Marapanim, Nordeste do Pará) PROST, M.T.; BERRÊDO, J.F.; MENDES, A.C.; SENNA, C.; SALES, M.E.C.; RODRIGUES, | |

| | |
|---|-----|
| Geotectônica / Geologia Estrutural | 283 |
| O quadro neotectônico da região nordeste do Estado de Roraima. SENA COSTA, J.B.; COSTA, J.A.V. | 284 |
| Geologia estrutural da extremidade oeste do Lineamento Cinzento. SENA COSTA, J.B.; SIQUEIRA, J.B. | 287 |
| Compartimentação tectônica do Orógeno Gurupi e das janelas pré-cambrianas da Província Parnaíba. COSTA, J.L. da; ALMEIDA, H.G.; RICCI, P. dos S.F. | 290 |
| O quadro neotectônico do interflúvio Xingu-Araguaia, sudeste do Estado do Pará. SENA COSTA, J.B.; BEMERGUY, R.L.; ROZAL, E.O.; SANTOS, C.V.E. | 294 |
| Neotectônica na região da Bacia de São Luís. FERREIRA JR, C.R.P.; SENA COSTA, J.B.; BEMERGUY, R.L.; HASUI, Y. | 297 |
| Sinturão de cisalhamento Guiana Central na região noroeste do Estado do Amazonas – Projeto Alto Rio Negro. MELO, A.F.F. de; SANTOS, C.A. dos; VILLAS BOAS, P.F.; JOÃO, X. S. J. | 301 |
| Macroestruturação da Bacia do Amazonas e a teoria de expansão da Terra. FORTES, F. | 304 |
| Influência dos lineamentos proterozóicos na estruturação da Bacia do Amazonas. WANDERLEY FILHO, J.R. | 310 |
| Estruturação proterozóica ao longo da BR-174, Vila Pacaraima-Rio Surumu, Norte de Roraima. COSTA, J.A.V.; SENA COSTA, J.B. | 313 |
| Geomorfologia da região da Bacia de São Luís. FERREIRA JUNIOR, C.R.P.; BEMERGUY, R.L.; SENA COSTA, J.B.; HASUI, Y. | 316 |
| Compartimentação estrutural neotectônica da região de Carolina (MA/TO), Bacia do Parnaíba. BEZERRA, P.E.L.; COSTA, J.B.S. | 320 |
| Fatores condicionantes estruturais na morfogênese da região de Carolina (MA/TO), Bacia do Parnaíba. BEZERRA, P.E.L.; COSTA, J.B.S. | 323 |
| Interpretação morfoestrutural da região leste da ilha de Marajó (PA). LIMA, M.I.C.; COELHO, F.A.J. da F.; SILVA, G.H.; BEZERRA, P.E.L.; NETO, M.F.; MIRANDA, C.A.; FERREIRA, J.D.A. | 327 |
| Caracterização geotectônica das assinaturas sísmicas crustais no intraembasamento da Sub-Bacia do Jandiatura (Bacia do Solimões). SACASA, R.V.; SENA COSTA, J.B. | 331 |
| Geologia Aplicada | 337 |
| Similaridade aparente de litotipos superficiais da região de Parintins (AM). CARVALHO, J.S.; PORTILHO, A.C.N.; SILVA, J.M.S.; ARAÚJO, R.L.C. | 338 |
| Rebaixamento de lençol freático da mina N4E-Serra dos Carajás-Pará. FERREIRA JUNIOR, | 342 |

| | |
|---|-----|
| O Programa de Integração Mineral em Municípios da Amazônia-PRIMAZ. SILVA, M.R. | 347 |
| Meu Bem Meu Mal: uma área inadequada à ocupação urbana – Resultados Preliminares. ALECRIM, J.D.; DOUGLAS, J.; BECHMAN, M. | 348 |
| Influência da cobertura vegetal no regime geotermal raso. ARAÚJO, R.L.C.; MORAIS, F.C.; VIEIRA, E.S.; CARVALHO, J.S.; SILVA, J.R.S.; COSTA, S.S. | 352 |
| Contrastes geoquímicos nas bacias de rejeitos da mina de ouro supergênico do Igarapé Bahia(Carajás-PA).COSTA, M.L.; MORAES, E.L.; ANGÉLICA, R.S; PÖLLMANN, H. | 355 |
| O Programa PRIMAZ - um exemplo de atuação no Município de Santana do Araguaia. DAMASCENO, B.C. | 361 |
| Expansão urbana e seus efeitos danosos ao meio ambiente da ilha do Atalaia-Salinópolis. MENDES, A.C.; SILVA, M.S.; FARIA JR, L.E.C. | 363 |
| Determinação da deriva de um perfil geotermal raso. PALHA, W.S.M.; ARAÚJO, R.L.C.; SILVA, J.C.; SERRA, P.N.; ARAGÃO, A.F.; COSTA, S.S. | 367 |
| Análise de dados geotérmicos de superfície. SILVA, J.R.S.S.; ARAÚJO, R.L.C.; CARVALHO, J.S.; PALHA, W.S.M.; ARAGÃO, R.L.C.; SERRA, P.N. | 371 |
| Geocronologia | 375 |
| Datação de zircões de <i>sill</i> de metagabro: comprovação da idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás, Pará. DIAS, G.S.; MACAMBIRA, M.J.B.; DALL'AGNOL, R.; SOARES, A.D.V.; BARROS, C.E.M. | 376 |
| Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do Rio Itacaiúnas (Serra dos Carajás, PA); implicações estratigráficas. SOUZA, S.R.B.; MACAMBIRA, M.J.B.; SCHELLER, T. | 380 |
| Geologia, geoquímica e geocronologia K-Ar dos diques da região de Rio Maria, sudeste do Estado do Pará. SILVA JUNIOR, R.O.; DALL'AGNOL, R.; OLIVEIRA, E.P. | 384 |
| Idades dos principais eventos de diferenciação manto-crosta do Cráton Amazônico, com base em idade modelo Sm-Nd. SATO, K.; TASSINARI, C.C.G. | 388 |
| Guia das excursões | 391 |
| Resumo dos aspectos geológicos da Província Mineral de Carajás. CVRD | 392 |
| Sinopse da geologia dos depósitos manganésíferos da região de Serra do Navio(AP) e cromitíferos da região do Vila Nova (AP) e processos de recuperação vegetal de áreas mineradas em Serra do Navio. ICOMI | 404 |
| A Planície Costeira Bragantina UFPA | 411 |
| Índice Remissivo de Autor | 424 |

PALESTRAS

TÉCNICAS DE MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA E SUAS APLICAÇÕES EM GEOCIÊNCIAS

Henrique Kahn, LCT - Laboratório de Caracterização Tecnológica, Depto. Engenharia de Minas, Escola Politécnica da Universidade de São Paulo

INTRODUÇÃO A microscopia eletrônica de varredura é a técnica de caracterização microestrutural mais versátil hoje disponível, encontrando aplicações em diversos campos do conhecimento, mais particularmente biologia, materiais, geociências, mineração e metalurgia, dentre outros. A interação de um fino feixe de elétrons focalizado sobre a área ou o microvolume a ser analisado gera uma série de sinais que podem ser utilizados para caracterizar propriedades da amostra, tais como composição, superfície topográfica, cristalografia, etc.

Na microscopia eletrônica de varredura os sinais de maior interesse referem-se usualmente às imagens de elétrons secundários e retro-espalhados, ao passo que na microsonda eletrônica o sinal de maior interesse corresponde aos raios-X característico, resultante do bombardeamento do feixe de elétrons sobre a amostra, permitindo a definição qualitativa ou quantitativa dos elementos químicos presentes em um microvolume.

Historicamente, estas duas técnicas referiam-se a instrumentos algo similares, porém com aplicações e características construtivas bem distintas. Com o passar dos anos estes instrumentais foram convergindo de forma a incorporar as principais vantagens de cada um deles, inclusive com o surgimento de equipamentos híbridos ("SEM PROBE").

Atualmente, toda a configuração de um microscópio eletrônico de varredura

destinada a aplicações em geociências, materiais, mineração e metalurgia conta com pelo menos um detetor para microanálises químicas. Comparativamente à microsonda eletrônica, a microscopia eletrônica de varredura é hoje uma técnica mais versátil e operacionalmente muito mais simples, hoje integralmente operada via computador em ambientes Windows™ ou Unix, apresentando relação custo/benefício significativamente inferior.

Ressalta-se que a microsonda eletrônica, no entanto, continua sendo o instrumental mais indicado para **rotinas** de análises químicas quantitativas, particularmente na determinação de elementos menores ou em situações que requeiram maior resolução espectral.

O MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA - MEV O esquema genérico de um microscópio eletrônico de varredura é apresentado na figura 1. Basicamente o MEV pode ser subdividido em duas partes principais: a coluna e a câmara de amostras.

A coluna, mantida sobre vácuo inferior a 10^{-4} Torr, contém em sua porção superior um canhão de elétrons e, abaixo deste, lentes magnéticas para a focalização de um fino feixe de elétrons sobre a amostra. A quantidade de corrente no feixe de elétrons incidentes sobre a amostra determina a intensidade dos sinais a serem emitidos, a qual, por sua vez, é diretamente proporcional ao diâmetro do feixe,

implicando no ajuste dos controles do microscópio para a otimização da condição de operação desejada: alta resolução (ϕ feixe de 3 a 5 nm), elevada profundidade de foco ou micro análise (ϕ feixe de 0,2 a 1 μ m).

A fonte mais usual de elétrons corresponde a emissão termo-iônica gerada a partir de um filamento de tungstênio aquecido a 2700°K. O filamento é mantido em um potencial negativo de 5 a 30 kV, com a aceleração dos elétrons através do orifício de uma placa de anodo aterrada.

Alternativamente, pode-se recorrer a um filamento de LaB₆, que fornece uma maior densidade de corrente, em temperatura inferior a do tungstênio (1800 K). Além de um brilho de 5 a 10 vezes superior, o filamento de LaB₆ apresenta vida útil substancialmente superior, cerca de 700 a 1000 horas, contra 20 a 50 para o de tungstênio; no entanto, requer condições de vácuo da ordem de 10⁻⁷ Torr, ou seja, duas ordens de magnitude superior àquela requerida pelo filamento de tungstênio. Outra opção, dirigida essencialmente para microscopia de alta resolução, é o emprego de "emissão de campo" ("*field emission electron gun*" - FEG), alternativa esta com poucas aplicações em geociências (usualmente baixa a média resolução) e uma série de fatores limitantes: ultra-vácuo (<10⁻⁹ Torr), baixa estabilidade de corrente e filamentos frágeis e de alto custo.

A câmara de amostra conta com diferentes tipos de detectores para captar os sinais gerados na interação elétrons-amostra e um suporte, motorizado ou não, possibilitando a movimentação das amostras em três eixos (x, y e z), além de rotação e inclinação lateral. Duas concepções construtivas são adotadas no que se refere às condições de vácuo: alto vácuo, equivalente ao existente na coluna, e baixo vácuo (10⁻² Torr), esta última restringindo a obtenção de

imagens de elétrons secundários (requer vácuo de 10⁻⁵ Torr).

INTERAÇÕES ELÉTRONS - AMOSTRA

A versatilidade do microscópio eletrônico de varredura deve-se a diversidade de interações que ocorrem quando o feixe de elétrons atinge a amostra. Estas interações, avaliadas por diferentes detectores, fornecem informações sobre a composição, topografia, cristalografia, potencial elétrico e campos magnéticos locais, dentre outras.

As interações entre os elétrons e a amostra podem ser divididas em duas classes:

- espalhamento elástico: afeta a trajetória dos elétrons dentro da amostra sem, no entanto, alterar a energia cinética dos mesmos. É responsável pelo fenômeno de elétrons retroespalhados que corresponde a um importante sinal em microscopia eletrônica, de particular interesse na quase totalidade de aplicações em geociências.
- espalhamento não-elástico: compreende diferentes interações em que há perda da energia cinética dos elétrons para os átomos da amostra, propiciando a geração de elétrons secundários, elétrons Auger, raios-X e catodoluminescência.

Elétrons Retroespalhados (BSE):

Compreende espalhamento elástico de elétrons cuja trajetória foi desviada em mais de 90° em relação à direção do feixe incidente. Mostram intensa relação de dependência com o número atômico e a energia dos elétrons (50 eV até valores correspondentes a energia do feixe incidente). Permitem a individualização de fases através de contraste de tons de cinza em função de número atômico médio (Z) - diferença $Z > 0,2$.

Elétrons Secundários (SE): Englobam todos os elétrons de energia inferior a 50 eV. Essencialmente, compreendem os elétrons da camada de valência perdidos que

emergem através da superfície da amostra. Possibilitam a visualização da topografia da amostra, com elevada profundidade de foco.

Raios-X Contínuo e Característico: O espectro de raios-X resultante da interação elétrons/amostra é constituído por dois componentes distintos: o *característico*, que permite identificar e quantificar os elementos presentes, e *contínuo*, responsável pelo "background" em todos os níveis de energia.

- raios-X contínuo. O feixe de elétrons incidente sofre uma desaceleração resultante da colisão dos mesmos com os átomos da amostra. A energia perdida pelo feixe de elétrons no processo de desaceleração é convertida em fótons de energia eletromagnética variando desde uma fração de eV até a energia total correspondente à do feixe incidente (espectro contínuo). Esta radiação, conhecida como "*bremstrahlung*" ("radiação de desaceleração"), também denominada de espectro contínuo, não apresenta interesse analítico ("background").
- raios-X característico. O feixe incidente pode interagir com as camadas de elétrons dos átomos presentes na amostra, de forma a arrancar um elétron de seu orbital, ocasionando uma vacância e deixando o átomo como um íon em seu estado excitado. Instantaneamente, o átomo retorna ao seu estado normal (1×10^{-12} s), com a emissão de energia característica da transição ocorrida entre os níveis de elétrons (K, L_3 e M_5). As energias dos elétrons em cada nível são bem definidas, com valores característicos para cada átomo, possibilitando a identificação e quantificação dos elementos químicos através de uma série de técnicas instrumentais.

Para se ter a geração de uma linha particular é necessário que a energia dos elétrons incidentes (E_0) seja superior à

energia crítica de excitação desta linha particular (E_c). Operacionalmente, para se gerar uma intensidade razoável de raios-X característicos, a energia do feixe incidente deve ser pelo menos duas vezes superior à energia crítica de excitação.

A profundidade de geração dos raios-X característicos, ou o microvolume de amostra analisado, é dependente da energia do feixe incidente, energia crítica de excitação e da densidade do material em análise (Figura 2), sendo diferente para cada elemento presente na amostra.

Dois diferentes tipos de espectrômetros são empregados para a detecção dos raios-X característicos, ambos permitindo a realização de micro-análises qualitativas e quantitativas. São eles o espectrômetro de dispersão de comprimento de onda (WDS), no qual cristais analisadores e difração ($n\lambda = 2d \sin \phi$) são empregados para a discriminação dos raios-X segundo o comprimento de onda da radiação (monocromador), e o espectrômetro de dispersão de energia (EDS), com discriminação de todo o espectro de energia através de um detector de estado sólido de Si (Li) ou Ge. Uma comparação entre estes dois espectrômetros é apresentada na Tabela 1.

Adicionalmente, além de informações sobre a composição química pontual, estas técnicas permitem a análises segundo uma dada direção da amostra ou a geração de imagens de raios-X de múltiplos elementos ("dot mapping" - imagem de pontos), bem como o mapeamento quantitativo.

Elétrons Auger (AE): Um átomo excitado quando retorna ao seu estado normal pode tanto emitir raios-X característico, como perder um elétron da camada mais externa, o qual é chamado de elétron Auger. Estes elétrons são característicos dos elementos presentes, visto que as transições ocorrem em níveis

definidos. Tipicamente, dado as características de propagação e perda de energia, somente os elétrons Auger gerados próximo à superfície da amostra (1 a 2 nm) podem ser detetados

Catodoluminescência: O bombardeamento da amostra por um feixe de elétrons pode dar origem a emissão de fótons de comprimento de onda elevados, situados nas regiões do espectro eletromagnético referentes às radiações ultravioleta, visível e infra-vermelho. Este fenômeno, bem evidente em alguns minerais (fluorita, apatita, etc.), é denominado de catodoluminescência no MEV; um coletando todo o espectro gerado em um único sinal, e o outro possibilitando discriminação de acordo com o comprimento de onda.

APLICAÇÕES EM GEOCIÊNCIAS

Dado às características de versatilidade da técnica de microscopia eletrônica, são inúmeras as suas aplicações em geociências. Seu custo, hoje relativamente baixo, para uma configuração com detetor de microanálise por EDS (cerca de US\$ 200.000,00), aliado a extrema simplicidade operacional dos sistemas digitais em

ambiente Windows™ e possibilidades de integração com sistemas de análises de imagens, têm sido responsáveis pela significativa difusão desta técnica no país no decorrer dos anos 90.

Algumas das principais aplicações em geociências são:

- micropaleontologia;
- geoquímica de alteração;
- estudos de minerais pesados, incluindo satélites de diamantes na prospecção de corpos kimberlíticos;
- química mineral, incluindo estudos de microinclusões;
- análise modal e grau de liberação (conjugado com sistemas de análises de imagens).

A figura 3 ilustra algumas das principais interações elétrons-amostra, com enfoque em geociências

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

GOLDSTEIN, J. I., et al - Scanning Electron Microscopy and X-ray Microanalysis - A Textbook for Biologist, Materials Scientists and Geologists. 1992. Plenum Press. New York.

Tabela 1 - Comparação entre Diferentes Tipos de Espectômetros (WDS e EDS)

| Características | WDS - cristais analisadores | EDS - Si (Li) ou Ge |
|-----------------------------------|---|--|
| Número Atômico | $z \geq 4$ | $z \geq 10$ (janela Be) $z \geq 4$ ("windowless ou janela ultrafina") |
| Intervalo espectral | resolução do espectômetro (1 elemento por vez) | todo o intervalo disponível 0-20 keV (multi-elementar) |
| Resolução espectral | dependente do cristal (≈ 5 a 10 eV) | 132 a 145 eV detetor de Si 111 a 115 eV detetor de Ge |
| Limite de detecção | $\approx 0,01\%$ | $\approx 0,1\%$ |
| Contagem máxima | 50.000 cps para uma linha característica | depende da resolução 2000 a 10000 cps para todo o espectro (Ge ≈ 4 X Si) |
| Diâmetro usual mínimo do feixe | ≈ 200 nm (2000 Å) | ≈ 5 nm (50 Å) |
| Tempo por análise | 5 a 30 minutos (depende do n° de elementos) | 1 a 3 minutos |

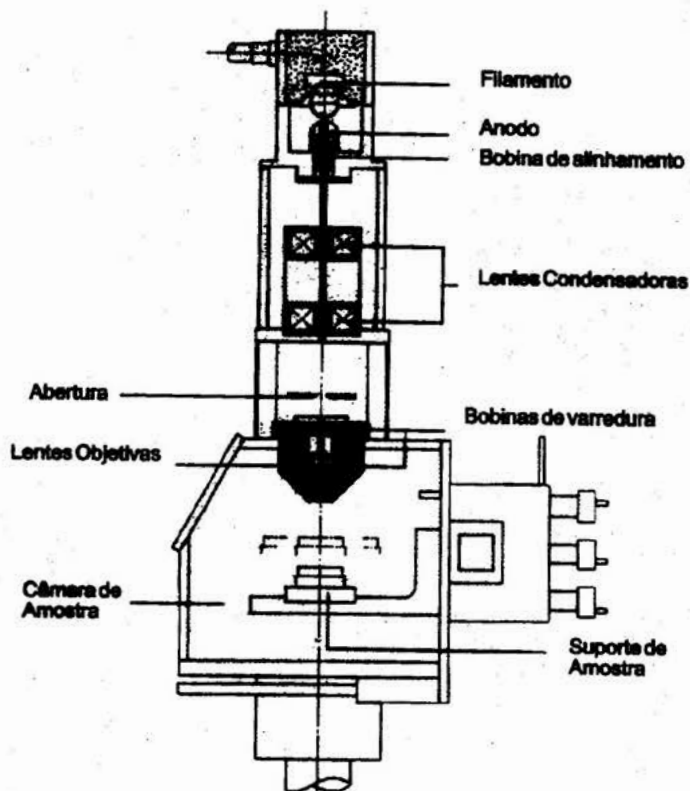


Figura 1. Esquema Geral do MEV.

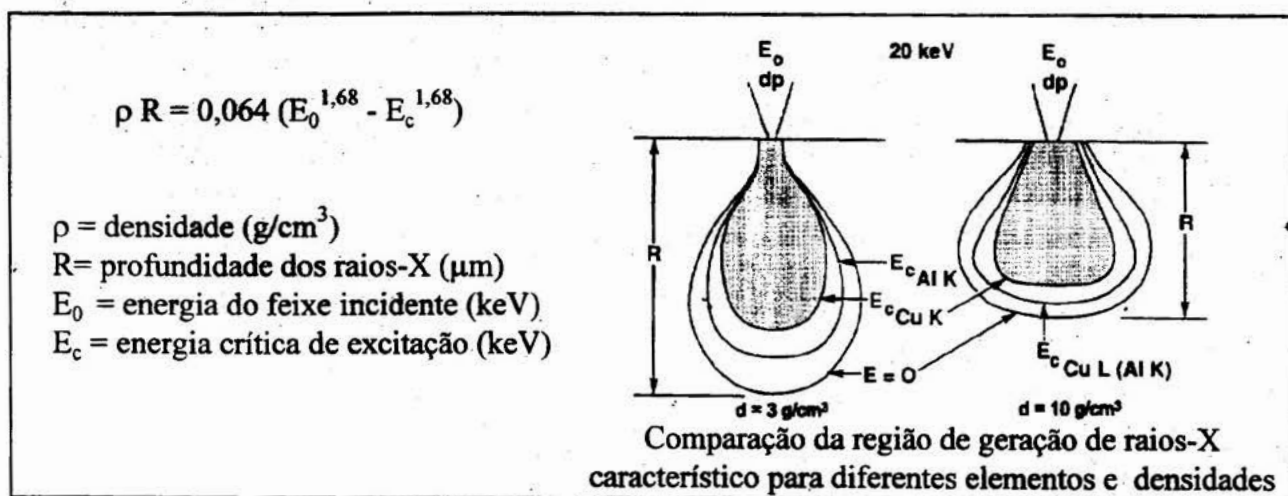


Figura 2 - Profundidade de Geração dos Raios-X Característicos (1)

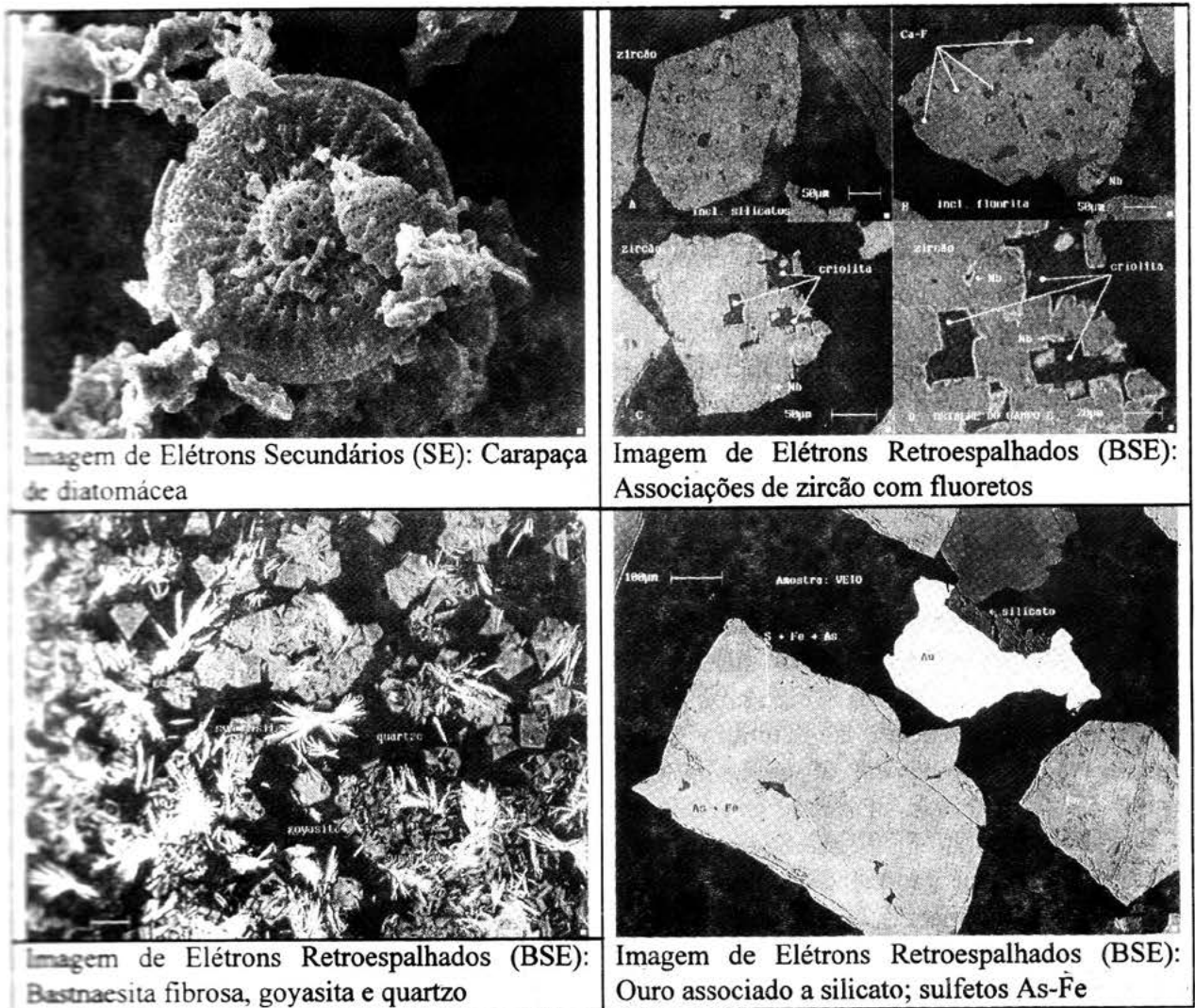


FIGURA 3 - INTERAÇÕES ELÉTRONS - AMOSTRA

RECENT ADVANCES IN ANALYTICAL TECHNIQUES FOR THE GEOSCIENCES

Gwendy E. M. Hall - Head, Analytical Method Development
Applied Geochemistry and Geophysics - Geological Survey of Canada
601 Booth St., Ottawa Canada K1A 0E8

As reflected in the title, this presentation covers a broad spectrum of geoscientific research and development conducted over the past five years in the fields of exploration and environmental geochemistry. The analytical technique responsible for these success stories is inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS), providing us with a versatile, sensitive and relatively robust tool to measure, in particular, trace and ultra-trace levels of elements in solution and, with the laser, in solids (Hall, 1992). Following the introduction of the first commercial ICP mass spectrometer in 1983, the instrument was placed mainly in research-oriented laboratories where much of the development work was carried out, investigating the technique's capabilities and designing new methods of analysis. The existing body of research and familiarity with ICP emission spectrometry provided a wealth of knowledge responsible for the rapid growth of this related technology. By the 1990s, high-production commercial geoscientific laboratories were beginning to see the appeal of including this instrument in their arsenal, in spite of its price tag, about double that of ICP-ES. Some of the advances afforded the geoscience community by this technology have been selected for discussion here, namely in the areas of precious metal exploration, speciation, and hydrogeochemical surveys.

Determination of the precious metals down to their natural abundance ranges has been greatly facilitated by the sensitivity of ICP-MS. Lead fire assay remains the method of choice in separating and preconcentrating Au, Pt and Pd and, when

married to ICP-MS for analysis of the resulting Ag bead solution, detection limits as low as 0.1 ppb can be reached (based on a 10-g sample). In fact, these limits are controlled more by the cleanliness of the fusion process than by the sensitivity of the analytical technique (Hall et al., 1994). Stream sediment surveys may be now carried out where costly heavy mineral separation is no longer required (Flight et al., 1994). Analysis for the 'rarer' precious metals demands separation with NiS rather than with Pb as elements such as Os and Ru are lost in the cupellation stage of the Pb procedure (Jackson et al., 1990). Detection limits for the six elements by NiS/ICP-MS are superior to those by the competing technique of instrumental neutron activation analysis but prices remain high (e.g. \$110 per sample). A different approach being investigated in the author's laboratory is to ablate with a laser a partially cupelled Pb button, weighing about 30 mg, and then to analyze the vapours so produced by ICP-MS (Hall et al., 1995). This offers precision as good as $\pm 10\%$ RSD at the 0.2 ppb Ir level but there is evidence that loss of Os is occurring at the later stages of cupellation. However, the method is very promising for the remaining elements. Ashed vegetation can be now analyzed for Au, Pt and Pd to detection limits of <1 ppb in a 1-g sample using ICP-MS (Hall et al., 1990). Waters can also be analyzed for this element package to ca. 0.5 ppt but more research is needed here to drive these limits down at least a decade further in a cost-effective manner (Hall and Pelchat., 1993). These methods will be reviewed and

suggestions discussed for continuing improvements in the area of precious metal determination.

Phase selective leaches have been receiving much interest in applied geochemical research programs as they identify where and how elements are bound in such media as soils and sediments. This information is then used, for example, to discern the genesis of an element and to differentiate geogenic (natural) from anthropogenic sources. The sensitivity of ICP-MS is allowing us to take full advantage of these chemical speciation techniques, particularly for low abundance elements such as Hg, Pb and Cd. The operationally defined phases typically separated in these schemes comprise: (1) "soluble" fulvic and humic organic; (2) adsorbed/exchangeable/carbonate; (3) amorphous Fe oxyhydroxide; (4) Mn oxide; (5) crystalline Fe oxides; (6) sulphides and refractory organic; and finally, (7) silicate and refractory minerals (Hall et al., 1996). Several leaches are of special interest in exploration geochemistry, those that preferentially dissolve (1) metals bound as humate and fulvate complexes in humus, and (2) metals adsorbed by the highly scavenging properties of amorphous Fe and Mn oxides and hydroxides present in soils and tills. The geochemical pattern thus obtained would then reflect that portion of element which had been present in a relatively labile (free ion) state as a result of secondary dispersion (perhaps from deeply buried mineralization), as distinguished from that portion bound in insoluble organic matter (humins), sulphides, carbonates, crystalline oxides, refractory minerals, etc. The procedures used in these specific extractions are discussed, together with an evaluation of their associated precision and accuracy. The benefits derived from the application of selective leaches are demonstrated by (a) studies of base metal dispersion around several mines and deposits in Canada; and (b) identification of surface geochemical signatures at sites of previous underground nuclear explosions.

Another major area of impact of ICP-MS is the multi-element information obtained in hydrogeochemical surveys, again of benefit in both exploration and environmental geochemistry. Several thousand stream and lake water samples have been collected by the author in four hydrogeochemical surveys recently in areas of known but unexploited mineralization and in regions of high mineral potential remote from anthropogenic contamination. ICP-MS was the main analytical tool used for the cost-effective determination of ca. 50 elements in these waters. Full exploitation of the sensitivity of this technique is required in exploration geochemistry, where it is essential to reach method detection limits well below the minimum natural concentrations of these elements. Most elements of economic interest, together with their indicator elements (e.g., Au, Pt, As, Sb, Te, Co, Ni, Cd), demand detection capability at the ppt (ng l^{-1}) or lower level. Thus sample introduction systems such as automated hydride generation, chelation on the Metpac CC-1 column and ultrasonic nebulization are needed in addition to conventional pneumatic nebulization. This presentation discusses these procedures, their strengths and limitations. Applications of these methods in regions of Nova Scotia and Newfoundland are demonstrated using proportional-sized dot maps for each element. Lithological control on the ranges of element distributions is evident for elements such as the rare-earths. The effect of rainfall on element concentrations and the perturbation which results on the overall geochemical signature are shown and discussed. The ability to measure metals and metalloids at their natural levels has given the geochemist new tools for exploration. One such tool is the ratio of Se/S in streams and lakes. This ratio has recently been found to discriminate magmatic and sedimentary sources of base metals in a 5000-sample survey conducted in the Canadian

Arctic. These lake and stream water databases are also capturing the attention of environmental scientists, in providing new baseline information of use in legislation and in gaining further understanding of surficial processes.

REFERENCES

- FLIGHT, D. . ., HALL, G.E.M. and SIMPSON, P.R., 1994. Regional geochemical mapping of Au, Pt and Pd over an obducted ophiolite complex, Shetland Islands, northern Scotland, U.K. *Inst. Min. Metall.*, 103, B68 - B78.
- HALL, G.E.M., PELCHAT, J.C. and DUNN, C.E., 1990. The determination of Au, Pd and Pt in ashed vegetation by ICP-mass spectrometry and graphite furnace atomic absorption spectrometry. *J. Geochem. Explor.*, 37: 1-23.
- HALL, G.E.M., 1992. Inductively coupled plasma mass spectrometry in geoanalysis. *J. Geochem. Explor.*, 44: 201-249.
- HALL, G.E.M. AND PELCHAT, J.C., 1993. The determination of palladium and platinum in freshwaters by inductively coupled plasma mass spectrometry and activated charcoal preconcentration. *J. Anal. At. Spectrom.*, 8, p. 1059-1065.
- HALL, G.E.M. and PELCHAT, J.C., 1994. Analysis of geological materials for gold, platinum and palladium at low levels by fire-assay - ICP mass spectrometry. *Chem. Geol.*, 115, p. 61-72.
- HALL, G.E.M., PELCHAT, J.C. and CAUGHLIN, B., 1995. Preliminary investigation of a new analytical methodology for the PGEs: laser ablation ICP-MS analysis of partially cupelled lead buttons. *EXPLORE (AEG newsletter)*, 85, p. 12-17.
- HALL, G.E.M., VAIVE, J.E. and Maclaurin, A.I., 1996 Analytical aspects of the application of sodium pyrophosphate reagent in the specific extraction of the labile organic component of humus and soils. *J. Geochem. Explor.*, in press.
- HALL, G.E.M., VAIVE, J.E., BEER, R. and HOASHI, M., 1996 Selective leaches revisited, with emphasis on the amorphous Fe oxyhydroxide phase extraction. *J. Geochem. Explor.*, in press.
- JACKSON, S.E., FRYER, B.J., GOSSE, W., HEALEY, D.C., LONGERICH, H.P. and STRONG, D.F., 1990. Determination of the precious metals in geological materials by inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS) with nickel sulphide collection and tellurium coprecipitation. *Chem. Geol.*, 83: 119-132.

APPLIED MINERALOGY TO ENVIRONMENTAL PROBLEMS

Herbert Poellmann

University of Halle/Wittenberg

Institute of Geological Sciences, Domstr 5

Tel.: +49(345) 5526110 Fax: +49 (345) 5527180 e-mail :gaojd@cluster1.urz.uni-halle.de

06108 Halle - Germany

INTRODUCTION According to increasing amounts of materials which can be handled by modern technology, environmental aspects play an increasing role in geosciences. Not only by handling ores and tailings, but also under the aspect of bringing different kinds of wastes from industrial processes back into natural environment (Bambauer, Poellmann, Neubauer, Stemmermann, (1988, 1990, 1992, 1994,. The stability of these products under the aspects of leaching out effects is very important. Therefore for solvation of environmental problems a combination of geological, mineralogical, chemical and material scientific knowledge together with technological aspects are necessary for an overall solution. The role of an applied mineralogist under the aspects mentioned above can be summarized as follows :

1. Characterization of the various environmental problems combined with detailed description of the problem;
2. Development of methods for decrease of mobilisation of hazardous environmental substances;
3. Description of environmental problems by geochemical methods using anomalous distribution models, leaching characteristics and contents in different kinds of materials;
4. Treatise of all kinds of wastes changing mineralogical composition towards increasing

leaching stability;

5. Effective treatise of waste types for reduction of total amounts for landfill purposes;
6. Basic research in geological, mineralogical and chemical aspects of environment;
7. Description of data for present actual situation and forthcoming influence on environment;
8. Fundamental discussions and decisions combined with governmental rules and laws;
9. Development of new techniques for protection of environment due to water, air and soil;
10. Description and development of methods for mineralogical and chemical characterization of waste materials containing badly known phases;
11. Combinations of wastes for reutilisation possibilities of mineralogical clearly identified materials low in easily soluble minerals;

METHODS FOR IMMOBILIZATION OF POLLUTANTS BY MINERAL STORAGE

Due to the pressure to find new methods for proper and safe storage of polluting materials in landfill techniques for protection of mankind

in its geochemical surrounding it is essential to provide materials called mineral storage. The basic step in that treatise is the transformation of primarily easily soluble phases into mineral paragenesis which are almost insoluble. These materials must have the following properties :

1. Fixing possibilities for various hazardous cations and anions;
2. Leaching stability in the geochemical surrounding;
3. Complete formation from waste mixtures;
4. Widely crystallochemical exchangeable cations and anions by
 - a) isomorphic replacement
 - b) combined substitution

5. Formation of a dense structure of the whole waste material to improve leaching stability;

This transformation can be achieved by using a thermal process or a combined hydraulic reaction forming unhydrated mineral storage and minerals containing structural water (hydrated minerals). These new formed minerals must be stable under the conditions of reuse or landfill usage. The formation of minerals of storage type leads to a stabilized waste which incorporates all heavy metals and toxic anions. The process of formation from different kinds of wastes and their leaching stability will be demonstrated. The following wastes were involved in the studies: Municipal incineration ashes, red mud, flue gas desulphurization products, filter ashes, bottom ashes, fluidized bed ashes and mine tailings. A classification of reservoir minerals can be made as follows :

A) Mineral storage containing no water (Primary mineral reservoirs)

| Mineral name | chemical formula | examples for fixation in lattice |
|--------------|---|----------------------------------|
| Apatite | $\text{Ca}_{10} [\text{Cl}_2(\text{SiO}_4)_3(\text{SO}_4)_3]$ | sulfate, chloride, heavy metals |
| Garnet | $\text{Ca}_3\text{Al}_2[(\text{SiO}_4)_{(3-x)}(\text{OH}_4)_x]$ | heavy metals, sulfate |
| Spinel | FeCr_2O_4 | heavy metals, sulfide, |
| Perovskite | CaTiO_3 | heavy metals |
| Fluorite | CaF_2 | U, Th, Ce, Zr |
| Hollandite | $\text{BaAl}_2\text{Ti}_5\text{O}_{14}$ | actinides |
| Rutile | TiO_2 | Ru, Cr, Sn, Pb, Te |

B) Precursor phases reacting with water to form secondary mineral reservoirs

| Mineral name | chemical formula |
|---------------------|--|
| Alinite | $\text{Ca}_{10}\text{Mg}_{1-x/2} \text{ }_{x/2} [(\text{SiO}_4)_{3+x}(\text{AlO}_4)_{1-x/2}/\text{O}_2/\text{Cl}]$ $0.35 < x < 0.45$ |
| Sodalite | $\text{Na}_8[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}](\text{SO}_4)$ |
| Aluminates/Ferrates | $(x)\text{CaO} \cdot (y)\text{Al}_2\text{O}_3$, $(X)\text{CaO} \cdot (y)\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot (z)\text{Fe}_2\text{O}_3$ |

C) Hydrated Mineral phases containing molecular water (Secondary mineral reservoirs)

| Mineral name | chemical formula | examples for fixation in lattice |
|---------------|---|--|
| Ettringite | $\text{Ca}_6[\text{Al}_2(\text{OH})_{12} \cdot 24\text{H}_2\text{O}] [(\text{SO}_4)_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}]$ | Heavy metals, sulfate, chloride chromate, selenate, borate |
| Hydrocalumite | $\text{Ca}_4[\text{Al}_2(\text{OH})_{12}] [(\text{SO}_4) \cdot 6\text{H}_2\text{O}]$ | Cadmium, sulfate, chloride chromate, selenate, borate organic anions |
| Hydrotalcite | $\text{Mg}_6[\text{Al}_2(\text{OH})_{16}] [(\text{CO}_3) \cdot 4\text{H}_2\text{O}]$ | Heavy metals, anions organic anions |
| Alunite | $\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ | Ammonia, alcalis, heavy metals, anions, REE |

CONCLUSION The combination of several reservoir minerals makes up the stable paragenesis of the stabilized waste for landfill technology with a dense structure protecting additionally from leaching out effects. Most of the various minerals also occur naturally. Some of them only in small quantities under special conditions. This gives also rise to the stability of reservoir minerals from waste in landfill.

Wastes differ drastically in their chemical and mineralogical compositions and it is therefore highly important to develop for every waste an optimized strategy for immobilization. Behind all scientific solutions always stays the direct control of economy, otherwise the solution is not useful.

Only the combination of ecology with economy leads to a solution which will be accepted by industry and nature.

For the future it is necessary to develop a new strategy for integrated cycle of materials beginning from the mine with mine tailings, production of energy, fabrication of products producing waste and ending up with the end of use of the produced products. besides that the flue gas desulphurization and water clarification also produce large amounts of clarification muds. If that whole cycle can be controlled directly an increased amount of material can be recycled, or decreased amounts

of clarification materials are needed for proper air and water.

Geochemical mapping in the future will primarily follow human impact on nature and describe probable occurring pollution data.. Therefore it is necessary to get basic data on primary distributions for comparison to polluted areas.

ACKNOWLEDGEMENT The development of several of the mineral reservoirs were sponsored by grants from Deutsche Forschungsgemeinschaft, Joint Committee on Diffraction Data and Bayforrest-program . Thanks are also due to DAAD for financial help in the Brazil- German (PROBRAL) Project.

REFERENCES

- BAMBAUER,H.U., GEBHARD,G.,
HOLTZAPFEL,TH. & KRAUSE,C.:
Schadstoffim-mobilisierung in
Stabilisaten aus Braunkohlefilteraschen
und REA-Produkten 2. Schwer-
metallfixierung - Fortschr.Min. 66, 281-
290, (1988)
- BAMBAUER,H.U., GEBHARD,G.,
HOLTZAPFEL,Th., KRAUSE,C. &
Willner,G.: Schadstoffimmobilisierung

- in Stabilisaten aus Braunkohlefilteraschen und REA-Produkten 1. Mineralreaktionen und Gefuegeentwicklung; Chloridfixierung - Fortschr.Min. 66, 253-279, (1988)
- BAMBAUER,H.U.: Mineralogische Schadstoffimmobilisierung in Deponaten, Beispiel Rueckstaende aus Braunkohlekraftwerken, BWK/TUE/Umwelt-Spezial, 3 (1992)
- NEUBAUER,J. & POELLMANN,H.: Alinite-Chemical composition, solid solution and hydration behaviour, CCR 24, 1413-1422, (1994)
- NEUBAUER,J. & POELLMANN,H.: Synthesis and characterization of chloride bearing silico-sulfate-apatites - N.Jb.Min.,Mh., 295-310,(1992)
- POELLMANN,H.: Immobilization of pollutants in waste diposals by forming mineral reservoirs - ICM 1991, Pretoria, Paper 43, 1 - 13
- POELLMANN,H.: Immobiler Fixierung von Schadstoffen in Speichermineralen, Geowissenschaften und Umwelt, Springer, (1994), 331 - 340
- POELLMANN,H., AUER,S., NEUBAUER,J. & Stemmermann, P. : Bildung eines Innere Barriere Systems in Abfalldeponien - Immobiler Fixierung von Chlorid und Schwermetallen in Speichermineralen - Buch der Umweltanalytik 3, GIT-Verlag 82-83
- POELLMANN,H. : Immobilization of pollutants in waste disposals by forming mineral reservoirs - Process Mineralogy XII - Application to environment, precious metals, mineral beneficiation, pyrometallurgy, coal and refractories, ed. Petruk,W. & Rule,R., The minerals, metals and materials society, (1994)
- STEMMERMANN,P., POELLMANN,H. & KUZEL,H.-J.: Synthese und Polymorphie von Calciumchlorosilikaten - Eur.J.Min., Bh.1, (1990), 251
- STEMMERMANN,P. & POELLMANN,H.: The system CaO - SiO₂ - CaCl₂ - phase equilibria and polymorphs below 1000 ° C - An interpretation on garbage combustion ashes - N.Jb.Min.,Mh., (1992),409-431

GEOLOGIA DE ENGENHARIA E MEIO AMBIENTE

Antonio Manoel dos Santos Oliveira
Instituto de Pesquisas Tecnológicas

INTRODUÇÃO Enquanto ciência básica, a Geologia estuda a composição da Terra e seus processos geodinâmicos internos e externos, com o objetivo final de compreender a história do Planeta (POTAPOVA, 1968). Enquanto aplicada, a Geologia se desenvolve em dois grandes campos: o campo da aplicação do conhecimento geológico à exploração dos recursos minerais (minérios, água, petróleo) e o da aplicação desse conhecimento ao equilíbrio das relações entre as atividades humanas (inclusive a exploração mineral) e o meio ambiente. Este último pode ser denominado de campo da Geologia Aplicada ao Meio Ambiente.

Neste campo, desenvolveu-se e consolidou-se, em todo o mundo, a Geologia de Engenharia (Engineering Geology, Géologie de l'Ingénieur), cujas raízes são anteriores aos principais movimentos e programas ambientalistas mundiais.

CONCEITO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA De sua própria denominação, depreendem-se os referenciais conceituais da Geologia de Engenharia: a **Geologia**, como base científica, e a **Engenharia** como aplicação. A Geologia de Engenharia une o campo do conhecimento da Terra e sua história (a Geologia), ao campo de desenvolvimento das técnicas de transformação da Terra pelo homem (a Engenharia).

Este conceito revela o alvo principal da Geologia de Engenharia, na interface do meio ambiente com as atividades humanas modificadoras desse meio: os **problemas** cujas características técnicas, sociais, econômicas etc., determinam o grau de aprofundamento do conhecimento (geológico-geotécnico) necessário e suficiente para orientar um processo de transformação adequado do meio

(ação de engenharia).

A Geologia de Engenharia une seu acervo à Mecânica dos Solos e à Mecânica das Rochas, formando o campo da Geotecnia. O uso da expressão **geológico-geotécnico**, comum na literatura especializada, é entendido nesse contexto, ou seja, temas ou aspectos de natureza geológica, considerados no âmbito da Geotecnia.

Segundo a *International Association of Engineering Geology*, "Geologia de Engenharia é a ciência dedicada à investigação, estudo e solução de problemas de engenharia e meio ambiente, decorrentes da interação entre a geologia e os trabalhos e atividades do homem, bem como à previsão e desenvolvimento de medidas preventivas ou reparadoras de acidentes geológicos" (IAEG, 1992).

ABORDAGENS E HISTÓRIA DA GEOLOGIA DE ENGENHARIA NO BRASIL A Geologia de Engenharia se consolidou em todo o mundo por força dos desafios colocados pela implantação de grandes obras, como hidrelétricas, cujos investimentos exigiam o conhecimento geológico para a elaboração dos projetos. Esta exigência resultou da ocorrência de acidentes motivados por causas geológicas, como Malpasset na França (1959) e Vaiont na Itália (1963).

É possível caracterizar a evolução das abordagens da Geologia de Engenharia através da análise da história de seu desenvolvimento no Brasil em fases (OLIVEIRA, 1992).

Pode-se considerar uma primeira fase, até 1937, que envolve o período colonial do Império e o da República, que antecederam a criação do primeiro núcleo de pesquisas, que ainda hoje permanece atuante nessa área, a

Seção de Geologia e Petrografia do Instituto de Pesquisas Tecnológicas - IPT. Destacam-se, no período, as construções de ferrovias a partir de 1850, envolvendo problemas diversos do meio físico com respeito a túneis, taludes, pontes, etc. O que caracteriza esta fase é o papel da prática, sem embasamento teórico, na resolução dos problemas de meio físico, mas essencialmente fundamentada na observação do comportamento da natureza. Podemos, portanto, caracterizar a abordagem do meio físico nesta fase como uma **abordagem empírica**.

De 1937 a 1955, quando a Seção foi transformada em Seção de Geologia Aplicada, as soluções dos problemas de engenharia, até então empíricas, passaram a ser fundamentadas em princípios da Resistência dos Materiais e da Mecânica dos Solos. A abordagem do meio físico passa também a utilizar sua fundamentação na Geologia, caracterizando a fase de nascimento da Geologia Aplicada. Esta **abordagem geológica** exigia, na época, importante esforço de tradução para as necessidades objetivas da engenharia.

De 1955 a 1974, quando foi realizado o 2º Congresso Internacional de Geologia de Engenharia, da IAEG, em São Paulo, os fatos se aceleraram. Em 1968 foi criada a primeira associação, a APGA: Associação Paulista de Geologia Aplicada, transformada, por ocasião daquele congresso, na ABGE: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia. Esta foi uma fase de consolidação da Geologia de Engenharia, realizado sob forte influência da própria Engenharia, através de aplicações em obras civis, especialmente barragens e estradas. Desenvolve-se então a **abordagem geotécnica**, plenamente capaz de traduzir as características geológicas em parâmetros úteis aos projetos de engenharia.

A última fase, de 1974 até hoje, caracteriza-se por um notável aumento das atividades de Geologia de Engenharia no país, transcendendo as barragens e as estradas, diversificando-se para novas experiências, como obras subterrâneas, canais, empreendimentos mineiros, a céu aberto ou em lavra subterrânea, bem como para vários

problemas de uso do solo, destacando-se entre eles, aqueles relativos às áreas urbanas. Esta fase constitui um amadurecimento da Geologia de Engenharia, resgatando os fundamentos de sua base científica, a Geologia. E, dispondo de um acervo tecnológico inestimável, que compõe a Geotecnia, encontra, hoje, os desafios colocados pelos problemas ambientais. As reflexões sobre tais problemas vem apontando o homem como o mais novo e intenso agente geológico. A abordagem do meio físico que considera esta reflexão pode ser denominada de **abordagem geotecnogênica**, pois, além de empírica, geológica e geotécnica, por efeito cumulativo da vivência das fases anteriores, agora ela incorpora a compreensão do papel deste novo agente na transformação do meio ambiente do Planeta.

TER STEPANIAN (1985), com base nesta percepção do papel do homem como agente geológico, propôs que o Holoceno, portanto desde cerca de 10 mil anos atrás, seja considerado como uma época de transição do período Quaternário para o Quinário, cuja primeira época o autor denomina de Tecnógeno, numa evidente menção à **tecnologia** como uma das alavancas dos processos civilizatórios e da transformação do meio ambiente. E é esta mesma percepção que, na Geologia de Engenharia, revela a abordagem geotecnogênica do meio ambiente.

RELAÇÕES ENTRE GEOLOGIA DE ENGENHARIA E MEIO AMBIENTE O meio ambiente contempla a indissociável relação entre os componentes naturais e a ação do homem, estabelecendo uma dinâmica própria de transformação do meio ambiente.

Este conceito coincide, portanto, com o conceito de BRUNDTLAND (1988) apresentado pela Comissão Mundial sobre Meio Ambiente e Desenvolvimento, no "Nosso Futuro Comum": "o meio ambiente não existe como uma esfera desvinculada das ações, ambições e necessidades humanas e tentar defendê-lo sem levar em conta os problemas humanos deu à própria expressão *meio ambiente* uma conotação de

ingenuidade... (entretanto) é no meio ambiente que vivemos; o desenvolvimento é o que todos fazemos ao tentar melhorar o que nos cabe neste lugar que ocupamos. Os dois são inseparáveis".

Para efeito de abordagem do meio ambiente, considera-se o meio físico, o meio biótico e o meio sócio-econômico.

O meio físico, objeto da Geologia, pode ser entendido, segundo FORNASARI FILHO et al. (1992), como "o conjunto de componentes predominantemente abióticos, quais sejam materiais terrestres (solos, rochas, água, ar) e tipos naturais de energia (gravitacional, solar e outras) incluindo suas modificações decorrentes da ação biológica e humana".

A questão ambiental, aceleradamente destacada a partir dos anos 70, encontrou a Geologia de Engenharia numa fase de consolidação que permitiu a compatibilização dos conceitos introduzidos pela temática ambiental, com a sua perspectiva de diversificação de atuação, transcendendo as obras em si, para diferentes formas de uso do solo e abrangendo os problemas ambientais decorrentes. Com efeito, é na década de 70 que, a nível mundial, são dados os primeiros e mais importantes passos para o equacionamento dos problemas ambientais, destacando-se o lançamento pela UNESCO, em 1971, do Programa Homem e Biosfera (MAB) e a realização, em 1972, da primeira Conferência das Nações Unidas sobre o Meio Ambiente, em Estocolmo, da qual nasceu o Programa das Nações Unidas sobre o Meio Ambiente - PNUMA.

Em 1980, a IAEG conclama todos seus associados a dar a mesma atenção à proteção do meio ambiente, minimizando os impactos das obras, como vinha dando às necessidades de segurança e economia dos projetos das mesmas (LANGER, 1990).

Durante os últimos anos, a Geologia vem contribuindo para desenvolver importantes instrumentos de gestão ambiental entre os quais se destacam os mapas de geologia de engenharia, especialmente as cartas geotécnicas, as análises de risco geológico e os estudos de impactos ambientais. As cartas

geotécnicas apresentam as características de interesse do meio físico em função do uso a que se destina. Quando aplicadas a áreas urbanas subsidiam as ações de planejamento correspondentes a planos diretores, códigos de obras, etc. (NAKASAWA et al., 1991). As análises de **risco geológico**, freqüentemente expressas em cartas de risco, são desenvolvidas em função da probabilidade e intensidade esperada da ocorrência de certos fenômenos e os efeitos decorrentes de suas manifestações, em termos de prejuízos econômicos ou sociais. Resulta destas análises de risco a implantação de Planos Preventivos de Defesa Civil (CERRI et al., 1990). Nos estudos de **impactos ambientais** a Geologia, atuando de maneira fortemente interdisciplinar, busca minimizar os efeitos indesejáveis da implantação de obras, traduzidos por importantes alterações nos processos do meio físico (FORNASARI FILHO et al., 1992).

Em comum aos três principais instrumentos de gestão ambiental, acima referidos, destaca-se o potencial da Geologia de Engenharia para prever com antecedência os fenômenos geológicos, que precisam ser evitados ou mitigados, através das adequações necessárias dos planejamentos ou projetos aos fatores geológicos condicionantes.

Esse exercício da previsão resulta da linha metodológica utilizada pela Geologia de Engenharia para abordar os problemas: a elaboração de modelos (ou hipóteses) de comportamento do meio físico que, ao longo dos projetos, desde as primeiras fases até a implementação, são continuamente avaliados e reformulados até o nível de detalhamento considerado satisfatório aos próprios projetos. São esses modelos que orientam as aplicações dos métodos, procedimentos e técnicas de caracterização do meio físico, resultando no aperfeiçoamento dos próprios modelos. SANTOS (1994) denomina esse método de "**método das hipóteses regressivas**, pelo qual o caminho para se chegar a diagnósticos seguros passa por um contínuo processo de adoção de hipóteses e de aferição destas, através da investigação orientada de dados que

para tanto se façam necessários".

Destaca-se, ainda, como comum aos instrumentos de gestão ambiental, os principais objetos de preocupação da Geologia Aplicada ao Meio Ambiente: os **processos geológicos** do meio físico, tais como a erosão, os escorregamentos, as subsidências, etc. O aprofundamento do conhecimento dos processos atuais constitui assim, uma condição essencial ao aperfeiçoamento dos instrumentos de gestão ambiental. Neste sentido, destacam-se os referenciais da mais nova abordagem da Geologia de Engenharia, a abordagem tecnológica da biosfera (SANTOS et al., 1990) ou a já referida abordagem geotecnológica (OLIVEIRA, 1992).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

As perspectivas de desenvolvimento da Geologia Aplicada na área ambiental dependem da sua capacidade de contribuir para a resolução dos problemas ambientais.

Neste sentido, é importante considerar o acervo, científico e tecnológico, criado e aperfeiçoado pela Geologia de Engenharia, ao longo de vários anos, constituindo um potencial, hoje, à altura do enfrentamento de tais problemas.

Como afirmou LANGER (1990) a Geologia de Engenharia não se desenvolveu pelo princípio da liberdade de pesquisa, que determina a expansão das ciências, mas sim pelo princípio da responsabilidade segundo a qual decide-se quais são os temas e a que profundidades devem ser pesquisados para, objetivamente, resolver os problemas de engenharia e de meio ambiente.

Hoje, segundo a abordagem geotecnológica, essa responsabilidade corresponde à postura ética profissional dos geólogos e engenheiros que, em última análise, são agentes geológicos conscientes da transformação do Planeta.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BRUNDTLAND, G.H. 1988. Prefácio da Presidente. In: Comissão Mundial sobre

- Meio Ambiente. Nosso Futuro Comum. Rio de Janeiro. Fundação Getúlio Vargas.
- CERRI, L.E.S.; MACEDO, E.S.; AUGUSTO FILHO, O. 1990. Risco geológico: uma nova área de atuação da Geologia de Engenharia no Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia, 6, 1990, Salvador. Anais. Salvador, ABGE. v.1.
- FORNASARI FILHO, N. et al. 1992. Alterações no meio físico decorrentes de obras de engenharia. São Paulo: IPT. 162 p. il. (IPT. Publicação 1972; Boletim 61).
- IAEG - INTERNATIONAL ASSOCIATION OF ENGINEERING GEOLOGY. 1992. Statutes. Newsletter n.19, Paris, dez/92.
- LANGER, M. 1990. La géologie de l'ingénieur aujourd'hui. Bull. IAEG, Paris, n.42.
- NAKASAWA, V.A. et al. Cartografia geotécnica: aplicação como pressuposto. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, 1991, São Paulo. Atas: SBG/SP-RJ, 1991. p.329-336.
- OLIVEIRA, A.M.S. 1992. Evolução das abordagens do meio físico segundo a Geologia de Engenharia. Uma contribuição ao avanço das Geociências Aplicadas ao Meio Ambiente. Conferência. XXX Congresso Brasileiro de Geologia. São Paulo.
- POTAPOVA, M.S. 1968. Geology as an historical science of nature. In: Interactions of sciences in the study of the earth. Progress Publishers. Moscow.
- SANTOS, A.R., PRANDINI, F.L., OLIVEIRA, A.M.S. 1990. Limites ambientais do desenvolvimento: Geociências aplicadas, uma abordagem tecnológica da biosfera. Artigo Técnico. ABGE, São Paulo, 20 p.
- SANTOS, A.R. 1994. Fundamentos filosóficos e metodológicos da Geologia de Engenharia. (Publicação IPT n 2.088). São Paulo.
- TER-STEPANIAN, G. 1988. Beginning of the Technogene. Bulletin of the International Association of Engineering Geology, (38):133-142.

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA PLATAFORMA CONTINENTAL NORTE DURANTE O QUATERNÁRIO (PLEITOCENO/Holoceno)¹ / PROGRAMA REVIZEE/NO²

Maamar El-Robrini

Centro de Geociências - Universidade Federal do Pará

Coordenador Geral do SCORE/NO

As mudanças climáticas foram importantes durante o Quaternário e repetitivas: se traduziram por períodos (1) glaciares, caracterizados por temperaturas frias e nebulosidade maior e (2) interglaciares, caracterizados por temperaturas superiores e uma nebulosidade menor. Cada pulsação climática está acompanhada por um afastamento das zonas climáticas peri-polares em direção do Equador durante os períodos glaciares e em direção dos pólos durante os períodos interglaciares. Em regiões tropicais, essas mudanças se traduziram em transgressões e regressões do nível do Oceano Atlântico. Assim, a Plataforma Continental Norte Brasileira conheceu uma série de eventos geológico-eustáticos a partir do Pleistoceno Superior, onde o nível oceânico beirava a atual quebra do talude continental (profundidade de 85-90 m), situada a uns 250 km do litoral atual. Toda a plataforma continental conheceu então condições continentais.

Nesta plataforma continental, observam-se:

- descontinuidades morfológicas no perfil longitudinal;
- inúmeras feições costeiras submersas (paleo-canais, recifes, paleo-golfo, campos de dunas, estuários, etc.);
- a cobertura sedimentar superficial da plataforma é constituída por vários domínios: (depósitos lamosos atuais, originados dos aportes de suspensões fluviais do rio Amazonas), depósitos arenosos relictos, areias fluviais e depósitos carbonáticos). Todas as pesquisas levam à reconstituição paleo-

geográfica da Plataforma Continental Norte desde o final do Wisconsiniano, onde novas condições oceanográficas se instalaram. A influência progressiva da descarga do material em suspensão do rio Amazonas tem um papel importante hoje.

Em 10 de dezembro de 1982, foi aberta a Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar em Montego Bay (Jamaica) para assinatura. Fruto de um trabalho de mais de 14 anos de esforços, os quais participaram mais de 150 países representando todas as regiões do mundo. O Brasil ao ratificar em 1988 a Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar, assumiu uma série de direitos e deveres frente à Comunidade Nacional e Internacional. O levantamento dos Potenciais Sustentáveis de captura de Recursos Vivos da Zona Econômica Exclusiva - REVIZEE representa uma meta do quarto plano setorial dos recursos do Mar (CIRM, 1994).

Os primeiros levantamentos ambientais iniciaram-se durante o período de 10 de março a 15 de maio de 1995, utilizando o Navio Oceanográfico "Antares", pertencente a Marinha do Brasil. Esta primeira fase consistiu de um levantamento em grande escala nas área de geologia marinha (topografia submarina, cobertura sedimentar) variáveis físicas (temperatura, salinidade, densidade), e químicas (O₂, macro e micro-nutrientes, MES, ...) da coluna d'água e componentes planctônicas na Zona Econômica Exclusiva Norte Brasileira.

Uma distância de 7321 milhas náuticas foi percorrida pelo Navio Oceanográfico

“Antares” e um total de 203 estações fixas foram realizadas ao longo de 24 perfis perpendiculares de 200 milhas náuticas cada. Inúmeros dados ambientais estão sendo analisados nos laboratórios e devem fornecer informações originais.

PRODUTOS ESPERADOS No campo da geologia marinha, mapas batimétricos e morfológicos da ZEE/ NO na escala de 1.000.000 serão produzidos. Os dados referentes aos sedimentos superficiais devem contribuir significamente para melhorar o mapa sedimentológico existente (REMAC, 1979) na região.

Os dados físicos servirão para a caracterização das massas de águas, envolvendo o mapeamento tridimensional dos parâmetros físicos (temperatura, salinidade, densidade). Serão ainda mapeadas as posições das plumas

salobras dos inúmeros estuários da região norte. Os dados dos parâmetros químicos devem trazer informações sobre a avaliação e localização de recursos marinhos e da qualidade do ambiente oceânico.

A coleta do plâncton em diferentes estações sazonais, propiciará o monitoramento das variações sazonais das comunidades planctônicas (biomassa e produção).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- COMISSÃO INTERMINISTERIAL PARA OS RECURSOS DO MAR, 1994. IV Plano Setorial para os Recursos do Mar (1994- 1998). Brasília: 19 p.
- REMAC, 1979. Mapa Faciológico dos Sedimentos da Margem Continental Norte Brasileira. Escala: 1:3.500.000. Projeção Mercator.

Tabela 01- Resumo da Campanha Oceanográfica I.

| | |
|---|-------|
| Total de dias da Comissão | 63 |
| Distância percorrida (milhas náuticas) | 7321 |
| Número de estações | 203 |
| Profundidade máxima (m) | 4235 |
| Profundidade mínima (m) | 11.50 |
| Total de amostras geológicas | 110 |
| Total de registros de CTD | 197 |
| Total de amostragem pela Rosette | 167 |
| Total de XBT..... | 48 |
| Total de amostras químicas (O ₂ , amônio, nitrato, nitrito, fosfato, silicato) | 3675 |
| Total de amostras planctônicas (micro, fito, nano-fitoplâncton) | 606 |

THE INFLUENCE OF GEOLOGY ON SOILS, BIOTA, AND THE HUMAN OCCUPATION OF AMAZONIA

Anna Roosevelt Field Museum, Chicago and University of Illinois at Chicago

INTRODUCTION Geology is a significant factor in the patterning of soils, biota, and the human occupation of Amazonia.

It is impossible to understand the factors involved in the functioning of ecosystems without considering the geology of an area. Geological processes help to determine the character of soils, topography, water quality, and hydrological patterns. By strongly influencing nutrient availability and moisture-holding aspects of soils, geology affects the patterning of soil, fauna and vegetation. By affecting vegetation patterns, geology is an important factor in fauna distributions. Geological processes and patterning are of significant relevance in archaeology and anthropology, both for understanding land use and settlement patterns and for analyzing chronology and craft production systems. Without basic information about geology, the potentials for sustainable agriculture and fishing cannot be adequately assessed.

Thus, the disciplines of geology have a potential for generating data relevant to other fields of research, both basic and applied.

CONTRIBUTION TO PALEOECOLOGY

The history of Amazonian habitats is of theoretical and practical relevance and yet is poorly documented. Paradoxically, geology, which could be a main source of data, has not been broadly involved in the elucidation of Amazonian paleoecology. For the most part, habitat change has been investigated through biogeography and palinology. However, palinology presents interpretative problems when used alone for this purpose, and biogeography is not direct evidence of

ecological change. Without geological, geochemical, vertebrate paleontological, and geomorphological studies, pollen cores are difficult to date and use for comprehensive habitat reconstruction. Palinology can give more definitive information about past environments when accompanied with water quality research, stable isotope analysis, identification and dating of macroscopic specimens, and sedimentology. In addition, knowledge of geological substrates effects on soils provides clues to the ability of vegetation to survive periods of adverse climate. Geophysical survey of large scale elements of landforms is an additional aid for paleoenvironmental reconstruction.

INFLUENCE ON MODERN BIOTA The geological substrate's effect on soil chemistry and texture, topography, and hydrology helps to determine the characteristics of biota in present-day ecosystems. Plants are directly affected by soils' nutrient content and waterholding capacity. The substrate's effect upon plant communities can be to interfere with the effects of climate. Thus, the presence of deep, sandy soils in many areas allows for the development of savannas even under high rainfall regimes because the soils have negligible ability to hold water and nutrients. Examples of this of such savannas can be found in many parts of Amazonia: the upper Rio Negro, Monte Alegre/Santarem region, and the interior of Guyana. Elsewhere, the presence of nutrient-poor, impermeable clays has comparable vegetation effects because the contact of plants roots with ground water sources is impeded. Areas with such clayey deposits include the upper Xingu river, the

Bolivian Llanos de Mojos, much of Roraima, and Marajo Island.

INFLUENCE ON THE HUMAN OCCUPATION

At present the timing and nature of the human occupation is under debate, due to dating and documentation problems that geological research can elucidate. In particular, we need to look more closely at the effects of geological patterns on radiocarbon dating results. The presence of pre-human carbon from petroleum, lignite, and limestone need to be recognized and evaluated in dating programs.

The identification of mineral sources for utilitarian artifacts as well as objects of value is critical for studies of trade. Further, the distribution of rocks for lithics, gemstones, and clay for pottery has rarely been investigated empirically. Petrographic and geochemical analyses are just two of many geological techniques for investigation of minerals in archaeological sites.

Questions about the interaction of native Amazonians with European colonists also can be elucidated with geological information, because colonists pursued mineral as well as biological resources.

RELEVANCE TO SUSTAINABLE DEVELOPMENT

Geology can also contribute in several ways to the study and implementation of sustainable development

projects.

In a region too large to be adequately investigated by agronomists, knowledge of geological substrates gives valuable information about soil quality for agriculture or forest conservation. Soils with good nutrient stores and nutrient- and moisture-holding capacity are apt for intensive cultivation that can provide the resources to lessen stress on areas with weaker soils.

Knowledge of sources of gold, silver, gems, iron, salt, and bauxite are also needed for investigation of questions of sovereignty and creation of reserves. Substrates that support valuable endemic plant communities or create geological features, such as mountains, hot springs, and quarries are of interest for sustainable development through ecotourism.

CONCLUSION The clear value of geology in research and applications in a broad range of other fields is an incentive for more communication and collaboration between geologists and other scientists. Further, it may be of interest in the future to foster training and degree programs that focus on the interface of geology with other critical fields. For example, the interface of geology with biodiversity research and applications is one that deserves further development. The relationship between geology and soils is also a topic that deserves more attention, both for basic research in ecology and sustainable development planning.

A IMPORTÂNCIA DA HISTÓRIA EVOLUTIVA NEOCENOZÓICA DAS PLANÍCIES COSTEIRAS E DAS PLATAFORMAS CONTINENTAIS ADJACENTES NA DINÂMICA SEDIMENTAR LITORÂNEA ATUAL DO BRASIL

Kenitiro Suguio

Instituto de Geociências, USP, Caixa Postal, 11.348, CEP05422 - 970, São Paulo - SP

A história evolutiva das planícies costeiras brasileiras no Neoceno, principalmente durante o Período Quaternário, vem sendo alvo de trabalhos desenvolvidos desde o século passado (Hartt, 1870; Branner, 1904). Entretanto, os registros geológicos eram pesquisados na época sob enfoque essencialmente geomorfológico e, na maioria, atribuídos ao Período Terciário, embora sem qualquer datação geocronológica e carecendo de alguma sistematização. Um dos primeiros estudos mais detalhados, compreendendo datações ao radiocarbono, foi realizado por Van Andel & Laborel (1964). Após 1974, os estudos relacionados à história evolutiva dos últimos 7.000 anos mereceram destaque por parte de vários pesquisadores, principalmente nas costas leste, sudeste, sul e parte do nordeste (Suguio et al., 1985; Martins & Villwock, 1987; Martin et al., 1987, 1993). Infelizmente, até o momento, não há estudos mais sistemáticos sobre as costas norte e parte do nordeste.

A história evolutiva das planícies costeiras mostra forte vinculação com as flutuações glácio-eustáticas de nível do mar. Porém, somente na planície costeira do Rio Grande do Sul essas oscilações acham-se registradas de maneira mais completa, onde foram reconhecidos quatro ciclos transgressivo-regressivos representados por sistemas deposicionais de ilhas-barreiras/lagunas (Villwock et al., 1986). Os dois mais antigos, denominados I e II, foram tentativamente correlacionados aos estágios isotópicos 11 (~ 400 ka) e 9 (~ 325 ka) de oxigênio, respectivamente. O terceiro ciclo, chamado ilha-barreira/laguna III, responsável pelos registros melhor preservados, foi

correlacionado ao subestágio 5e de estágio isotópico de oxigênio (~ 120 ka), segundo Tomazelli & Villwock (1996). Somente no estado da Bahia, sedimentos correlacionados ao sistema III puderam ser datados pelo método Io/U, que forneceram uma idade média ao redor de 120 ka (Martin et al., 1982). Finalmente, o quarto e último evento de nível marinho mais alto, corresponderia ao estágio isotópico 1 de oxigênio, que foi reconstituído em vários setores das planícies costeiras estudadas, através de cerca de 700 idades radiocarbono de evidências de flutuações de nível do mar. Praticamente todas as evidências aqui referidas estão ligadas a eventos de níveis relativos do mar acima do nível atual. Finalmente, a história evolutiva neoceno-quaternária foi precedida por depósitos neogênicos da Formação Barreiras ("sensu lato"), que está presente na maioria das planícies costeiras estudadas.

Por outro lado, a história evolutiva das plataformas continentais adjacentes reflete, em maior ou menor grau, as flutuações negativas de nível relativo do mar, principalmente anteriores às evidências preservadas nas planícies costeiras. Infelizmente, apesar dos estudos sistemáticos realizados através do Projeto REMAC (Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira) e outros projetos (Zembruski et al., 1971; Kowsmann et al., 1979), escassos dados geocronológicos sobre flutuações de nível relativo do mar foram obtidos.

Entre os aspectos relativos à dinâmica sedimentar litorânea atual (Fig. 1), destaca-se a erosão praial acelerada (Muehe & Neves, 1990, 1995) que, à semelhança dos trabalhos análogos realizados no exterior,

principalmente no hemisfério norte, tem sido atribuída quase sempre à elevação de nível relativo do mar (Bruun, 1986). Entretanto, a costa brasileira, com tendência em geral prográdante devida ao abaixamento de nível relativo do mar nos últimos milênios, exibe também alguns setores com fatores pré-disponentes naturais à retrogradação (Dominguez, 1996). A erosão praial acelerada neste litoral parece apresentar-se preferencialmente em setores onde aqueles fatores naturais tenham sido exacerbados por fatores antrópicos devidos à ocupação inadequada do meio físico, como na costa nordestina (Suguió, 1996).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BRANNER, J. C. 1904. The stone reefs of Brazil, their geological and geographical relations. Bull. of Museum of Comparative Zoology. Geological Series, 44 (7).
- BRUUN, P. 1986. Worldwide impact of sea-level rise on shorelines. In: J. G. TITUS (ed.) Effects of changes in stratospheric ozone and global climate, vol. 4: Sea-level rise : 99-128.
- DOMINGUEZ, J. M. L. 1996. Regional assessment of long term trends of coastal erosion in northeastern Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências (Prelo).
- HARTT, C. F. 1870. Geology and physical geography of Brazil. Boston: Fields, 620 p.
- KOWSMANN, R. O.; COSTA, M. P. A.; VICALVI, M. A.; COUTINHO, M. G. N.; GAMBOA, L. A. P. 1979. Modelo da sedimentação holocênica na plataforma continental sul brasileira. In: Projeto REMAC: Processos e métodos. Rio de Janeiro. CENPES/DINTEP: 7-26 (Série Projeto REMAC, 6).
- MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; VILAS-BOAS, G. S. 1982. Primeira ocorrência de corais pleistocênicos da costa brasileira - Datação do máximo da penúltima transgressão. Ciências da Terra, 1: 16-17.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M.; DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. 1987. Quaternary evolution of the central part of the Brazilian coast - The role of relative sea-level variation and of shoreline drift. In: Quaternary coastal geology of West Africa and South America. UNESCO Reports in Marine Science, 43: 97-145.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M. 1993. As flutuações de nível do mar durante o Quaternário superior e a evolução geológica de "deltas" brasileiros. Boletim IG-USP, Publicação Especial no. 15: 1-186.
- MARTINS, L. R. & VILLWOCK, J. A. 1987. Eastern South America Quaternary Coastal and Marine Geology: A synthesis. In: Quaternary coastal geology of West Africa and South America. UNESCO Reports in Marine Science, 43: 28-96.
- MUEHE, D. & NEVES, C. F. 1990. Potential impacts of sea-level rise on the coast of Brazil. In: J. G. Titus (ed.) Changing climate and the coast. Washington, D. C.; U. S. Environmental Protection Agency, p. 311-340.
- MUEHE, D. & NEVES, C. F. 1995. The implications of sea-level rise on the Brazilian coast: A preliminary assessment. Journal of Coastal Research, SI (14): 54-78.
- SUGUIO, K. 1996. As causas da erosão praial na costa brasileira. CONG. BRAS. GEOL. DE ENGENHARIA, 8, Rio de Janeiro, Anais (prelo).
- SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, J. M.; AZEVEDO, A. E. G. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. Rev. Bras. Geociênc., 15 (4): 273-286.
- TOMAZELLI, L. J. & VILLWOCK, J. A. 1996. Quaternary geological evolution of Rio Grande do Sul coastal plain,

Southern Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências (prelo).

VAN ANDEL, T. H. & LABOREL, J. (1964)
Recent high sea-level stand near Recife, Brazil. Science, 145 (3632): 580-581.

VILLWOCK, J. A.; TOMAZELLI, J. L.; LOSS, E. L.; DEHNHARDT, E. A.; HORN FILHO, N. O.; BACHI, F. A.; DEHNHARDT, B. A. 1986. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province.

In: J. Rabassa (ed.) Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, v. 4: 79-97.

ZEMBRUSKI, S. G.; GORINI, M. A.; PALMA, J. J. C.; COSTA, M. P. A. 1971. Fisiografia e distribuição dos sedimentos superficiais da plataforma continental norte brasileira. Boletim Técnico Petrobrás, 14 (3/4): 127-155.

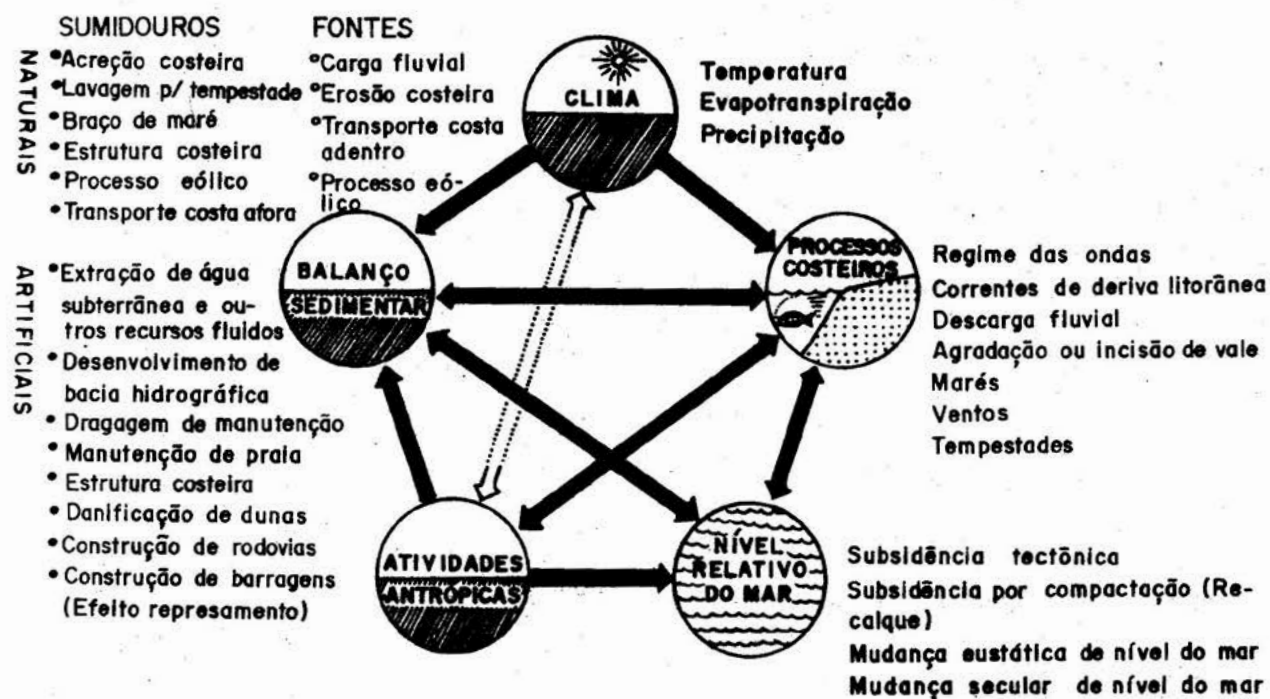


Fig. 1 - Processos dinâmicos atuantes nas zonas costeiras, que interferem no balanço sedimentar dos produtos envolvidos produzindo erosão praial, como consequência de causas de curta e longa duração.

PALEOCLIMAS E EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA REGIÃO DE CARAJÁS: EVIDÊNCIA GEOQUÍMICA E GEOCRONOLÓGICA

P.M. Vasconcelos - Department of Earth Sciences, University of Queensland, Brisbane, Qld
4072 Australia; e-mail: paulo@sol.earthsciences.uq.edu.au

A datação de óxidos de Mn supergênicos, precipitados durante os processos de intemperismo que afetaram a Amazônia do Mesozóico até o presente, sugerem que o intemperismo na região prosseguiu de forma episódica. Períodos propícios à alteração intempérica alternaram-se com fases de menor intensidade de intemperismo. Com base na geoquímica do Mn no ambiente supergênico e em recentes avanços no conhecimento da cinética das reações químicas neste ambiente, conclui-se que o intemperismo foi mais intenso durante períodos quentes e úmidos, diminuindo durante períodos mais secos. Comparação dos dados obtidos neste estudo com demais dados geológicos da região Amazônica apoiam a hipótese de uma evolução episódica dos perfis intemperizados.

A datação de minerais precipitados pelo intemperismo nos platôs de Carajás e regiões circunvizinhas indica que:

- as rochas na superfície dos platôs estão expostas ao intemperismo há pelo menos 70 Ma;
- as rochas das superfícies arrasadas circundando os platôs estão expostas ao intemperismo há pelo menos 12 Ma;
- a longevidade do intemperismo nos platôs de Carajás é parcialmente responsável pela complexidade dos perfis intemperizados nestes platôs, dando origem às coberturas lateríticas;
- a exposição mais recente das regiões adjacentes a Carajás é parcialmente responsável pela ausência de coberturas lateríticas nestas superfícies;
- se perfis lateríticos similares aos que cobrem Carajás eram abrangentes na região, estes perfis foram erodidos pré 12 Ma;
- a erosão de um manto laterítico na região é provavelmente correlacionável com retração de escarpas iniciada por soerguimento da

região pré 12 Ma;

- o enriquecimento supergênico presente nas jazidas minerais dos platôs de Carajás provavelmente não ocorre nas áreas arrasadas adjacentes.

APLICAÇÕES DOS MÉTODOS DE DATAÇÃO

O método de datação de K-Ar e sua variante, o método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, permitem a datação de minerais ou rochas desde que o material a ser datado: (1) seja portador de K; (2) contenha somente ^{40}Ar atmosférico na ocasião da precipitação; (3) não ganhe nem perca ^{40}Ar ou K após a precipitação; (4) seja estável e retenha ^{40}Ar durante a irradiação da amostra; (5) não sofra perda de ^{39}Ar por "recoil" durante a irradiação; (6) não contenha contaminações de minerais/rochas de idades diferentes. K-Ar e $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ são comumente usados na datação de rochas e minerais de origem ígnea ou metamórfica. Recentemente, estes métodos têm sido, também, aplicados ao estudo de minerais precipitados durante o intemperismo (Vasconcelos et al., 1992).

A aplicação do método de K-Ar no estudo de intemperismo originou-se com a datação de alunitas supergênicas (Ashley e Silberman, 1976). Avanços no método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, permitindo uma maior resolução espacial através da aplicação de raios laser, facilitaram a datação de minerais formados pelo intemperismo (Vasconcelos et al., 1991; 1992; 1994a,b). Alunita, jarosita, e minerais do grupo da holandita (holandita, criptomelana, coronadita, etc.) são facilmente datados pelo método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ com aquecimento por raio laser, fornecendo informação sobre a idade de precipitação destes minerais no ambiente supergênico. Potenciais limitações do método são discutidos em Vasconcelos et al. (1994a).

Minerais Supergênicos Apropriados à Datação por K-Ar e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Os minerais supergênicos mais apropriados à datação pelos métodos de K-Ar e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ são os sulfatos do grupo da alunita e óxidos de Mn do grupo da hollandita. Outros óxidos de Mn (todoroquita, psilomelana, birnessita) são potenciais candidatos à datação pelos métodos acima, mas estudos detalhados de mineralogia, cristalografia, e comparações de resultados obtidos por K-Ar e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ na mesma amostra são necessários para confirmar a validade destes minerais em geocronologia.

Minerais do grupo da alunita ocorrem esporadicamente em perfis intemperizados nos depósitos de ouro do Igarapé Bahia, provavelmente no Salobo, e outros perfis na região. Até o presente, nenhum mineral deste grupo oriundo da Amazônia foi datado pelos métodos acima. Já os minerais do grupo da hollandita são extremamente comuns na Amazônia, ocorrendo em abundância nos depósitos do Azul, N4E, Salobo, Sereno, Igarapé Bahia, Serra Pelada, Cumaru, em bauxitas do N5, Serra do Navio, etc. Minerais deste grupo, oriundos de vários depósitos da Amazônia, foram datados por K-Ar e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Vasconcelos et al., 1994a).

RESULTADOS Análise por K-Ar e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 15 amostras coletadas nos perfis intemperizados nas minas de Mn do Azul, de 13 amostras coletadas em testemunhos de sondagem na mina de ouro do Igarapé Bahia, de 4 amostras de óxidos de Mn do depósito de ferro de N4E, de 2 amostras do depósito de ouro de Serra Pelada, de 2 amostras do depósito de Mn do Sereno e de 2 amostras de Cumaru (Fig. 1), identificam os seguintes períodos como mais propícios ao avanço do intemperismo na região: 70-65 Ma; 55-50 Ma, 44-40 Ma, 25 Ma, 20-12 Ma, e o recente (250 ka-presente).

Geoquímica do Manganês O elemento Mn é solúvel em águas superficiais na forma do íon Mn^{2+} . Sua oxidação, resultando precipitação de óxidos de Mn^{4+} , ocorre em condições relativamente oxidantes. Nas condições

normais de águas superficiais, e na ausência de agentes complexantes fortes, os óxidos de Mn^{4+} são as fases mais estáveis (Bricker, 1965). Em condições ácidas e/ou redutoras, a solubilidade destes óxidos aumenta e o Mn^{2+} em solução torna-se a fase mais estável. Fatores ambientais favorecendo condições ácidas e redutoras, como a produção profusa de ácidos orgânicos durante a biodegradação de matéria vegetal em climas tropicais úmidos, favorecem a dissolução e o transporte de Mn^{2+} em solução (Crerar et al., 1980; Stone e Morgan, 1984).

As condições superficiais existentes na Amazônia hoje, com uma abundante liberação de matéria orgânica solúvel no ambiente, é propícia para a dissolução do Mn. O lençol d'água no platô do Igarapé Bahia é enriquecido em ácidos orgânicos ($\text{TOC} = 15 \text{ mgL}^{-1}$) e em Mn dissolvido ($\sim 700\text{-}800 \text{ ppb}$). Águas mais oxidantes dos córregos drenando o platô contêm teores de matéria orgânica ($\text{TOC} = 2\text{-}4 \text{ mgL}^{-1}$) e Mn dissolvido ($\sim 1\text{-}20 \text{ ppb}$) bem inferiores (M. Machesky, resultados inéditos). A diferença de teor de Mn nas águas subterrâneas e superficiais sugere que o Mn é dissolvido e reprecipitado dentro do perfil, consistente com a estratificação química/mineralógica destes platôs.

Cinética das Reações de Intemperismo A velocidade das reações de intemperismo depende da área total da superfície dos minerais umedecida pelas soluções supergênicas (Swoboda-Colberg e Drever, 1992) e, também, da produção biológica de gás carbônico (Volk, 1987) e ácidos orgânicos (Bennet, 1991). A influência da temperatura ambiental na cinética da dissolução de silicatos por ácidos orgânicos e ácido carbônico foi recentemente determinada experimentalmente (Brady e Carrol, 1994). Estes autores mostram que um aumento de temperatura de $20 \text{ }^\circ\text{C}$ para $60 \text{ }^\circ\text{C}$ resulta num aumento de duas a cinco ordens de grandeza nas velocidades das reações entre ácidos orgânicos e minerais. Estes estudos sugerem que condições climáticas quentes e úmidas, que favorecem a produção de ácidos orgânicos

e que mantêm as superfícies minerais em contato com soluções intempéricas, são ideais para o avanço do intemperismo.

Evolução Paleoclimática/ Geoquímica/ Geomorfológica do Leste da Amazônia Os resultados das datações, dados de campo, e análises geoquímicas indicam que os perfis intemperizados presentes nos topos e flancos dos platôs da Serra de Carajás estão expostos aos processos de intemperismo desde o final do Cretáceo. Comparação dos dados geocronológicos com outros dados geológicos da região Amazônica permite a elaboração do seguinte esboço para a evolução paleoclimática/geomorfológica da região:

(1) Final do Cretáceo Os resultados obtidos neste estudo indicam que as idades mínimas do intemperismo variam de 65 a 70 Ma. A ausência de óxidos de Mn anteriores a ~ 70 Ma sugere que os mantos intemperizados mais antigos foram erodidos antes do final do Cretáceo ou que o intemperismo no final do Cretáceo foi suficientemente intenso para causar a recristalização de minerais supergênicos previamente precipitados.

Amostras presentes a pelo menos 35 m abaixo da superfície atual (provavelmente 70 metros abaixo da superfície original, assumindo-se uma taxa conservadora de erosão química/mecânica de 0.5 m.Ma^{-1}) indicam que o intemperismo no final do Cretáceo foi intenso e abrangente (identificado em várias amostras da mina do Azul, em Serra Pelada, e no Sereno). Este intenso intemperismo pode estar associado com os eventos drásticos que caracterizam a transição K-T, como:

- abundância de CO_2 na atmosfera (até 100 vezes acima dos valores atuais) que provocaria intensificação do intemperismo (Berner et al., 1983);
- intensificação do intemperismo por chuvas ácidas geradas pelo aumento de gases vulcânicos na atmosfera (Morgan, 1986).
- aceleração do intemperismo por precipitação ácida associada com a produção de HNO_3

na atmosfera durante o impacto de um meteorito/cometa (Lewis et al., 1987).

Para se determinar quais destes processos é responsável pela oxidação intensa no final do Cretáceo, uma resolução mais precisa das idades deste evento é necessária.

(2) Eoceno Inferior Um intemperismo intenso ocorreu no início do Eoceno (50-55 Ma). Este evento causou a recristalização de parte dos óxidos de Mn previamente formados. A geração de óxidos de Mn associada com este evento ocorre em forma de veios e crostas atravessando ou cobrindo óxidos da primeira geração. Este episódio corresponde ao período Termal Máximo identificado pelas análises de carbonatos de fundo oceânico (Savin, 1977). Este período é associado com climas quentes a temperados e úmidos em altas latitudes (Antártica ao Norte do Canadá) (Wolfe, 1980), indicando um provável aquecimento da Terra nesta época. Estudos de sedimentologia e palinologia nas Bacias de Marajó e Parnaíba indicam níveis de mar altos e climas quentes e úmidos na região. A precipitação de siderita esferulítica na Formação Marajó (Petri e Fúlfaro, 1983) indica uma razão alta de suprimento de ferro dissolvido. A precipitação de carbonatos nesta bacia indica, também, um suprimento restrito de material detrítico. Águas ricas em ferro dissolvido (3x a média mundial) e pobres em carga suspensa e de leito são típicas dos rios drenando as partes dos escudos cobertas por mantos intemperizados no presente (Stallard, 1988), aonde a cobertura vegetal fornece material orgânico dissolvido e ao mesmo tempo retarda a erosão mecânica.

(3) Eoceno Superior O intemperismo que ocorreu a 40-44 Ma causou a recristalização de óxidos de Mn nas minas do Azul, N4E, e no Sereno. Os pisólitos na superfície da mina do Azul formaram durante ou após este evento. Este evento é identificado, também, em óxidos de Mn encontrados em profundidade e parece estar intimamente ligado com a formação dos minérios de bióxido de Mn eletrolítico do Azul. Este período do Eoceno é,

também, associado com um aquecimento abrupto (baseado nos dados de isótopos de oxigênio de fundo oceânico) e com níveis de mar altos (Miller et al, 1987).

(5) Transição Oligoceno-Mioceno O retorno de condições propícias à precipitação de óxidos de Mn nesta época corresponde ao retorno de condições úmidas no final do Oligoceno, consistente com resultados de paleotemperaturas obtidos pela análise de isótopos de oxigênio em foraminíferas planctônicas e bênticas (Rodrigues e Takaki, 1987). Este período também corresponde a uma grande transgressão (Haq et al., 1987).

(6) Mioceno Inferior-Médio O Mioceno Inferior/Médio é caracterizado pela deposição de carbonatos durante transgressão nas Bacias da Foz do Amazonas. Os depósitos fossilíferos da formação Pirabas (Bacias do Parnaíba e Marajó) indicam condições quentes e úmidas, com mares rasos invadindo as costas Norte e Nordeste do escudo Brasileiro (Petri e Fúlfaro, 1983). Os dados de $\delta^{18}\text{O}$ de conchas de moluscos e espinhos de equinóides indicam águas de 25-30 °C para estas bacias (Petri e Fúlfaro, 1983). Folhas fósseis indicam uma floresta tropical similar a que existe na Amazônia hoje (Petri e Fúlfaro, 1983). Os resultados geocronológicos, consistentes com a evidência geológica, indicam um forte intemperismo na região nesta época.

Além do intemperismo intenso identificado nos perfis de Carajás, o Mioceno também corresponde ao intemperismo mais antigo identificado nas planícies que circundam Carajás. As amostras analisadas foram coletadas na superfície e os dados obtidos, apesar de escassos, sugerem que as planícies circundando Carajás estão expostas ao intemperismo há menos tempo do que os platôs de Carajás. Mais datações de materiais oriundos desta superfície, próximos e distais das escarpas atuais, é necessário para determinar-se com maior precisão a idade desta superfície e a razão da retração das escarpas associadas com sua gênese. No entanto, é possível afirmar-se, baseados nos

dados até agora obtidos, que esta superfície foi provavelmente exposta entre o final do Eoceno e 12 Ma.

(7) Recente Óxidos de Mn precipitados ao longo de falhas no contato entre a zona intemperizada e rochas frescas no depósito do Igarapé Bahia fornecem resultados equivalentes a uma idade zero (a resolução do método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ na datação de óxidos de Mn é ~ 250,000 ka). Este resultado é consistente com as condições existentes na Amazônia hoje.

CONCLUSÃO Baseado nos resultados geocronológicos, em observações petrográficas e geoquímicas e levando-se em consideração as evidências experimentais que sugerem grande influência dos processos orgânicos na geoquímica do Mn é possível concluir-se que os eventos de dissolução e reprecipitação dos óxidos de Mn na região de Carajás representam períodos úmidos e quentes na história geológica da região, durante os quais havia abundância de biomassa. A datação do intemperismo fornece informações sobre a evolução continental no Mesozóico/Cenozóico difíceis ou impossíveis de se determinar por outros métodos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ASHLEY R. P. e SILBERMAN M. L. 1976. Direct dating of mineralization at Goldfield, Nevada, by potassium-argon and fission-track methods. *Econ. Geol.* 71, 904-924.
- BENNET P. 1991. Quartz dissolution in organic-rich aqueous systems. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 55, 1781-1798.
- BERNER R. A., LASAGA A. C. e GARRELS R. M. 1983. The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. *Am. Jour. Sci.* 283, 641-683.
- BRADY P.V. e CARROL S.A. 1994. Direct effects of CO₂ and temperature on silicate weathering: Possible

- implications for climate control. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 58, 1853-1856.
- BRICKER O. 1965. Some stability relations in the system Mn-O₂-H₂O at 25 °C and one atmosphere total pressure. *Am. Mineralogist* 50, 1296-1354.
- CRERAR D. A., CORMICK R. K. e BARNES H. L. 1980. Geochemistry of manganese: an overview. In *Geology and Geochemistry of Manganese* (eds. I. M. Varentsov and G. Grasselly), Vol. 1, pp. 293-334, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- HAQ B. U., HARDENBOL J. e VAIL P. R. 1987. Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science* 235, 1156-1166.
- LEWIS J. S., WATKINS G. H., HARTMAN H. e PRINN R. G. 1982. Chemical consequences of major impact events on Earth. *Geol. Soc. America Sp. Paper*. 190, 215-221.
- MILLER K. G., FAIRBANKS R. G. e Mountain G. S. 1987. Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2, 1-19.
- MORGAN W.J. (1986) Flood basalts and mass extinctions. *Eos* 67, 391.
- PETRI S. e FULFARO V.J. (1983) *Geologia do Brasil* (Universidade de São Paulo, São Paulo), 631 p.
- RODRIGUES R. e TAKAKI T. (1987) Estratigrafia isotópica de sequências carbonáticas cenozóicas da costa norte do Brasil. *B. Geoc. Petrobrás* 1, 177-182.
- SAVIN S. M. (1977) The history of the earth's surface temperature during the past 100 million years. *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.* 5, 319-355.
- STALLARD R. F. (1988) Weathering and erosion in the humid tropics. In *Physical and Chemical Weathering in Geochemical Cycles* (eds. A. Lerman and M Meybeck), pp. 225-246, Kluwer.
- STONE A.T. e MORGAN J.J. (1984) Reduction and dissolution of manganese (III) and manganese (IV) oxides by organics: 2. Survey of the reactivity of organics. *Environ. Sci. Technol.* 18, 617-624.
- SWOBODA-COLBERG N.G. e DREVER J.I. (1992) Mineral dissolution rates: A comparison of laboratory and field studies. In *Water-rock Interaction WRI-7* (eds. Y. Kharaka e A. Maest) pp. 115-118. Balkema.
- VASCONCELOS P.M., BECKER T.A., RENNE P.R. e BRIMHALL G.H (1991) Land-based stratigraphic record of paleoclimatic and geomorphic evolution of the Amazon during the Cenozoic: evidence from K-Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of K-Mn oxides in laterites. *EOS Trans., Am. Geophys. Union*, 72(44): 531.
- VASCONCELOS P.M., BECKER T.A., RENNE P.R. e BRIMHALL G.H (1992) Age and duration of weathering by ⁴⁰K-⁴⁰Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar analysis of K-Mn Oxides. *Science* 258, 451-455.
- VASCONCELOS P.M., BECKER T. A., RENNE P.R. e BRIMHALL G.H (1994a) Direct dating of weathering phenomena by K-Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar analysis of supergene K-Mn oxides. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 58, 1635-1665.
- VASCONCELOS P. M., BRIMHALL G. H., BECKER T. A., e RENNE P. R. (1994b) ⁴⁰Ar/³⁹Ar analysis of supergene jarosite and alunite: Implications to the paleo weathering history of western US and West Africa. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58, 401-420.
- VOLK T. (1987) Feedbacks between weathering and atmospheric CO₂ over the past 100 million years. *Amer. J. Science* 287, 763-779.
- WOLFE J. A. (1980) Tertiary climates and floristic relationships at high latitudes in the northern hemisphere. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 30, 313-323.

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA AMAZÔNIA

Yociteru Hasui

Pesquisador do CNPq junto ao Departamento de Petrologia e Metalogenia/Instituto de Geociências e Ciências Exatas/UNESP-Câmpus de Rio Claro.

Na geologia da Amazônia são reconhecidas unidades rochosas do Arqueano ao Holoceno, refletindo um desenvolvimento que abrange intervalo de tempo de pelo menos 3,2 Ga. Uma síntese de tão longa evolução tem forçosamente de ser um ensaio provisório, na medida em que tem por base dados que em boa parte ainda são de nível de reconhecimento regional.

As unidades rochosas mais antigas compõem o embasamento cristalino e basicamente são:

- 1) complexos gnáissicos de grau médio;
- 2) faixas de supracrustais metamorfoseadas em baixo/médio grau, algumas delas caracterizadas como *greenstone belts*, associadas aos primeiros;
- 3) complexos gnáissicos de alto grau;
- 4) faixas de supracrustais metamorfoseadas em alto grau, associadas a esses complexos de alto grau.

A sistematização das unidades estratigráficas, uma questão sempre intrincada na Geologia, forçosamente deverá considerar a estruturação das rochas, que controlou profundas reorganizações e modificações de conjuntos litológicos originais, a distribuição e arranjo dos litotipos e, inclusive, a-carretou anatexia e geração de granitóides em diferentes etapas.

A reconstituição da estruturação em âmbito regional baseou-se em dados litoestruturais e em datações por K-Ar e Rb-Sr (p. ex., SUSZCZYNSKI 1970, AMARAL 1974, CORDANI et al. 1979, LIMA 1984), separando faixas NW-SE de diferentes idades e características, que implicariam prolongada evolução policíclica. A exploração de informações geofísicas e aplicação de conceitos tectônicos mais modernos permitiu avançar de modo mais coerente e consistente na

definição do quadro geral (HASUI et al. 1984) e não pode mais ser ignorada.

A compartimentação de primeira ordem que agora se reconhece consiste de um mosaico de grandes blocos crustais justapostos e é bem marcada por: (1) cinturões granulíticos, que representam porções da crosta inferior alçadas por tectonismo para níveis mais elevados ao longo de grandes descontinuidades crustais; (2) anomalias Bouguer regionais que correspondentes a assinaturas de grandes descontinuidades crustais e às quais se associam as ocorrências dos cinturões granulíticos; (3) padrões de anomalias magnéticas regionais coerentes com essas relações geológico-gravimétricas (HASUI et al. 1984, 1993).

Os complexos gnáissicos de médio grau e supracrustais associadas (inclusive *greenstone belts*) aparecem constituindo os blocos, à exceção de porções cavalgantes (ou placas superiores), onde aparecem os cinturões granulíticos sempre mais ou menos afetados pela deformação cisalhante e transformados por metamorfismo sincolisional. Nas suas bordas dos blocos aparecem (1) cinturões de cisalhamento que envolveram cavalgamentos, complicados ou não por transcorrências tardias, condizentes com o modelo de avançada colisão de continentes, e (2) as descontinuidades apontadas pela gravimetria, que nesse modelo marcam as suturas colisionais. Tais bordas representam as zonas de fraqueza crustal fundamentais e predominantemente têm direções NE-SW e NW-SE.

A(s) idade(s) das massas continentais e os processos de colisão carecem ainda de definição mais precisa, devendo remontar a tempos antigos, do Arqueano e possivelmente

do Proterozóico Inferior. Claro está que deslindar a evolução dos processos litogênicos, de deformação e transformações minerais é importante pelo potencial mineral que encerra, mas requer ainda muita investigação.

No final do Proterozóico Inferior a início do Proterozóico Médio, o cenário era de uma grande massa continental consolidada, que já foi referida como megacontinente mesoproterozóico (AL-MEIDA 1978). A partir desse tempo, sobre essa massa atuaram três grandes eventos de tectônica intraplaca de tipo extensional.

O primeiro evento incidiu já a partir do fim do Proterozóico Inferior e através de todo o Proterozóico Médio, similar ao que se reconhece no Hemisfério Norte para essa era, como já foi enfatizado por ALMEIDA (1978). Ele é relacionado a efeitos de pluma do manto e se manifestou por processos tafrogênicos, morfogênicos e de erosão/sedimentação, bem como por expressivos vulcanismo e magmatismo granítico e alcalino, que se tem colocado em termos de três grandes pulsos (p. ex., HASUI & ALMEIDA 1985).

O modelo tectônico regional para esse primeiro evento extensional envolveu:

1) a faixa Boa Vista-Caracará, de direção NW-SE, que se considera como uma zona compartimental;

2) o compartimento noroeste, onde atuou extensão σ_3 na direção N-S, a que se relacionam falhas normais E-W e falhas de transferência N-S, como vistas nas bacias Surumu e Roraima, que foram em seguida fracamente invertidas com desenvolvimento de cavalgamentos e rampas late-rais;

3) o compartimento sudoeste, correspondente à maior parte da Amazônia, onde a extensão σ_3 se deu segundo NE-SW, gerando falhas em torno de NW-SE e falhas de transferência em torno de NE-SW, como se pode reconhecer nas bacias que acolheram o Supergrupo Uatumã (COSTA & HASUI 1992).

São notáveis as direções NE-SW e NW-SE, refletindo a influência de estruturas do embasamento.

Ao segundo evento relaciona-se a implantação das bacias do Solimões, Amazonas e Parnaíba, no Paleozóico, com características estratigráficas e evolutivas melhor descritas (p. ex., GABA-GLIA & MILANI 1990). A tectônica extensional que permitiu o desenvolvimento dessas bacias envolveu um eixo de distensão σ_3 segundo NW-SE, gerando nas duas primeiras falhas normais NE-SW e na última falhas normais variadamente orientadas; as falhas de transferência, bem exemplificadas pelo Arco de Purus, têm orientação NW-SE em todas (WANDERLEY FILHO & COSTA 1991, COSTA et al. 1991a, COSTA & HASUI 1991).

As orientações de estruturas do embasamento também se reproduzem bem nas falhas de todas essas bacias, atestando a influência de zonas e linhas de fraqueza no seu desenvolvimento.

O Mesozóico assistiu ao terceiro evento, que se relaciona com a Reativação Sul-Atlântica, de signação que enfeixa os processos que ativaram a grande massa continental, culminando com a abertura do Atlântico. Foram reativadas as áreas das bacias do Solimões, Amazonas e Parnaíba, e desenvolveram-se a Bacia de Tacutu no interior, e as do Marajó, Bragança-Viseu, São Luís e outras na zona costeira (p. ex., GABAGLIA & MILANI 1990, AZEVEDO 1991, IGREJA 1992). A morfogênese foi ativa e também manifestações magmáticas ocorreram.

Mais um vez, as discontinuidades e anisotropias preexistentes tiveram papel importante na geração de zonas de movimentação. Em Roraima, o eixo extensional teve orientação NW-SE, originando falhas de orientações NE-SW (normais) e NW-SE (falhas de transferência), enquanto nas demais regiões, prevaleceu orientação de σ_3 segundo ENE-WSW, gerando falhas de direção geral NNW-SSE e NW-SE e falhas de transferência, ENE-WSW e NE-SW (COSTA et al. 1991b,c, 1994; COSTA & HASUI, 1991).

O Cenozóico é marcado por regime tectônico transcorrente no território brasileiro, induzido pela rotação da Placa Sul-Americana para oeste, sucessora do regime extensional que levou à abertura do Atlântico. Esse regime neotectônico é admitido como tendo se iniciado no Mioceno e envolve um binário dextral E-W, com tensor de tensão envolvendo σ_3 (distensão) atuando em torno de NE-SW e σ_1 (compressão) segundo aproximadamente NW-SE (HASUI 1990). Movimentação ao longo de descontinuidades e anisotropias preexistentes e eventualmente de novos planos de falhas, erosão ativa e sedimentação, afeição do relevo e controle da rede de drenagem são aspectos que se detectam (COSTA & HASUI 1991, CUNHA 1991, COSTA et al. 1991b, 1993, 1994, BEMERGUY & COSTA 1991; FERREIRA Jr. 1995, BORGES et al. 1995).

As manifestações sísmicas, ainda que acusando relativamente poucos eventos, representam alívios de tensão (MIOTO 1993) e têm também guardam relação com as grandes zonas de fraqueza crustal.

Assim, na evolução geológica da Amazônia podem ser reconhecidos 3 grandes etapas de evolução:

1) uma antiga, ainda bastante nebulosa, que pode até se desmembrar em outras etapas, e que culminou com a formação e estabilização de uma grande massa continental;

2) uma etapa marcada por três eventos de tectônica extensional, basicamente no Proterozóico Médio, Paleozóico e Mesozóico, que podem ser vistos como tentativas de ruptura dessa massa continental que acaba acontecendo no Mesozóico;

3) a etapa neotectônica, ligada à deriva continental.

Nessa evolução é clara a manifestação de tectônica ressurgente (HASUI 1990), com aproveitamento de descontinuidades e anisotropias preexistentes em cada episódio, e forte influência das grandes zonas de fraqueza crustal.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. (1978) A evolução dos crátons Amazônico e do São Francisco comparada com a de seus homólogos do Hemisfério Norte. In: CONGR, BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978. Anais... Recife: SBG, v. 6, p. 2293-2407.
- AMARAL, G. (1974). Geologia pré-cambriana da região Amazônica. São Paulo: Instituto de Geociências, USP. Tese (Livre Docência).
- ARAÚJO, O.J.B. et al. (1988). A megaestrutura arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: CONGR, BRAS. GEOL., 7, Belém, 1988. Anais... Belém: SBG, p. 324-338.
- AZEVEDO, R.P. (1991). Tectonics evolution of Brazilian equatorial continental margin basins. Londres: Imperial College, University of London. Tese (Doutoramento).
- BEMERGUY, R.L & COSTA, J.B.S. (1991). Controle tectônico na evolução do sistema de drenagem da Amazônia. In: SIMP. NAC. ESTUDOS TECTÔNICOS, 3. Rio Claro, 1991. Boletim... Rio Claro: UNESP & SBG, p. 103-104.
- BORGES, M.S. et al. (1995). Evolução neotectônica da região nordeste do Pará. In: SIMP. NAC. ESTUDOS TECTÔNICOS, 5, Gramado, 1995. Anais... Porto Alegre: SBG, p. 421-422.
- CORDANI, U.G. et al. (1979). Evolução tectônica da Amazônia com base em dados geocronológicos. In: CONGR. GEOL. CHILENO, 2, Arica, 1979. Actas... Arica: SGC, v. 4, p. 137-148.
- COSTA, J.B.S. et al. (1991a). Aspectos da evolução tectônica da Bacia do Parnaíba e sua relação com o arcabouço pré-cambriano. In: SIMP. NAC. ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, Rio Claro, 1991. Boletim... Rio Claro: UNESP & SBG, p. 96-97.

- COSTA, J.B.S. et al. (1991b). Tectônica mesozóico-cenozóica da região norte do Brasil. In: SIMP. NAC. ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, Rio Claro, 1991. Boletim... Rio Claro: UNESP & SBG, p. 108-110.
- COSTA, J.B.S. et al. (1991c). O quadro tectônico regional do Mesozóico na região Norte do Bra-sil. In: SIMP. GEOL. AMAZÔNIA, 3, Belém, 1991. Anais... Belém: SBG, v. 1, p. 166-178.
- COSTA, J.B.S. et al. (1994). Arcabouço tectônico mesozóico-cenozóico da região da calha do Rio Amazonas. S. Paulo: Editora da UNESP. Geociências, v. 14, n. 2. (No prelo).
- COSTA J.B.S. et al. (1993). Aspectos fundamentais da neotectônica na Amazônia Brasileira. In: SIMP. INTERN. QUATERNÁRIO DA AMAZÔNIA, 4, Manaus, 1993. Resumos e Contribuições Científicas... Manaus: FUA, p. 103-106.
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. (1991). O quadro geral da evolução tectônica da Amazônia. In: SIMP. NAC. ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, Rio Claro, 1991. Boletim ... Rio Claro: UNESP & SBG, p. 142-143.
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. (1992). Aspectos tectônicos fundamentais do Proterozóico Médio da Amazônia Brasileira. Rev. Bras. Geoc., v. 22, n. 4, p. 487-492.
- CUNHA, F.M.B. (1991). Morfologia e neotectonismo do Rio Amazonas. In: SIMP. GEOL. A-MAZÔNIA, 3, Belém, 1991. Anais... Belém: SBG, p. 193-210.
- FERREIRA Jr., C.R.P. (1995). Neotectônica na Bacia de São-Luís. Belém: Centro de Geociên-cias, UFPA. Dissertação (Mestrado).
- GABAGLIA, G.P.R. & MILANI, E.J. (Coordenadores.), (1990). Origem e evolução de bacias sedimentares. Rio de Janeiro: PETROBRÁS, p. 221-234.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. (1985). The Central Brazil Shield reviewed. Ottawa: IUGS. Episodes, v. 8, n. 1, p. 29-37.
- HASUI, Y. (1990). Neotectônica e tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CONTINENTAL CENOZÓICA DO SUDESTE DO BRASIL, 1, Belo Horizonte, 1990. Anais... Belo Horizonte, SBG, p. 1-31.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; COSTA, J.B.S. (1993). Megaestruturação pré-cambriana doterritório brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. São Paulo: Editora da UNESP. Geo-ciências, v. 12, n. 1, p. 7-31.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; SCHOBENHAUS, C. (1984). Elementos geofísicos e geológi-cos da região Amazônica. In: SYMPOSIUM AMAZÓNICO, 3, Manaus, 1984. Anais... Brasília: DNPM, p. 129-147.
- IGREJA, H. L. S. (1992). Aspectos tectono-sedimentares do Fanerozóico do nordeste do Estado do Pará e noroeste do Maranhão, Brasil. Belém: Centro de Geociências, UFPA. Tese (Doutoramento).
- LIMA, M.I.C. (1984). Províncias geológicas do Cráton Amazônico em território brasileiro. In: SYMPOSIUM AMAZÓNICO, 3, Manaus. Anais... Brasília: DNPM, p. 9-23.
- MIOTO, J.A. (1993). Sismicidade e zonas sismogênicas do Brasil. Rio Claro: Instituto de Geo-ciências e Ciências Exatas, UNESP. Tese (Doutoramento).
- SUSZCZYNSKI, E. (1970). La géologie et la tectonique de la Plateforme Amazonienne. Geol. Rundschau, v. 59, n. 3, p. 1235-1253.
- WANDERLEY F°, J.R. & COSTA, J.B.S. (1991). Contribuição à evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento. In: SIMP. GEOL. AMAZÔNIA, 3, Belém, 1991. Anais... Belém: SBG, p. 244-259.

A NEOTECTÔNICA NA AMAZÔNIA

João Batista Sena Costa

Centro de Geociências, Departamento de Geologia -UFPA

DEFINIÇÃO As manifestações finais do evento extensional Sul-Atlântico na Amazônia resultaram no desenvolvimento das unidades sedimentares do Terciário Inferior (Formação Ipixuna, partes superiores das formações Itapecuru e Alter do Chão, etc.). Sobre essas unidades e outras mais antigas estabeleceu-se o perfil laterítico bauxítico-fosfático, provavelmente no Oligoceno. Esses registros geológicos marcam a idade máxima da neotectônica e a mudança do regime extensional do Mesozóico-início do Cenozóico para o regime direcional dextral a partir do Terciário Superior (Mioceno) no interior da placa Sul-Americana (Hasui, 1990).

As investigações pioneiras de Sternberg (1950) na região de Manaus indicaram que os vales na planície Amazônica e as orientações dos rios Urubu, Preto da Eva e Uatumã estão condicionados a lineamentos de direções NE-SW e NW-SE. Sternberg (1953) classificou essa região como uma das principais áreas sismogênicas da Amazônia e explicou o fenômeno das "terras caídas" através de atividade tectônica recente. Com esse enfoque, Miotto (1993) individualizou várias áreas sismogênicas na Região Norte através da interpretação de eventos de sismicidade natural. Adiciona-se ainda que muitas investigações geológicas já apontaram a existência de estruturas decorrentes de movimentos do Quaternário (Fernandes Filho et al, 1995; Ferreira Júnior et al, 1995, dentre outros).

Portanto, o quadro neotectônico da Amazonia reúne os sistemas estruturais, as sequências sedimentares, os sistemas de relevo e os elementos das bacias hidrográficas que respondem por movimentos do Terciário

Superior (Mioceno-Plioceno) e do Pleistoceno Superior ao Recente (Bemerguy & Costa 1991; Costa et al, 1993; Costa et al, 1994; Costa et al, 1995; Bemerguy et al, 1995). Nesse sentido, reconhecem-se sistemas de falhas transcorrentes dextrais orientadas nas direções E-W, ENE-WSW e NE-SW que geraram extensas áreas transtensivas e transpressivas delineadas através de falhas normais NW-SE e NNW-SSE, e de cavalgamentos e dobras de direções NE-SW e ENE-WSW, respectivamente. Há também vastas áreas formadas por falhas normais orientadas na direção N-S. Com a finalidade de ilustrar os aspectos gerais desse quadro, são apresentados alguns exemplos que resultaram de investigações em diferentes escalas.

REGIÃO DA CALHA DO RIO AMAZONAS

Na região compreendida entre a confluência dos rios Negro e Solimões e a Foz do rio Amazonas há registros de elementos estruturais e geomorfológicos que resultaram de movimentos tectônicos do Mioceno-Plioceno e do Quaternário (Costa et al, op cit; Costa et al, op cit; Costa et al, op cit; Bemerguy et al, op cit).

O arcabouço do Mioceno-Plioceno inclui duas áreas transpressivas e uma transtensiva separadas por feixes de transcorrências dextrais. As áreas transpressivas encontram-se entre as cidades de Manaus e Itacoatiara, e Santarém e Aveiro, e encerram cavalgamentos e dobras orientadas nas direções NE-SW e ENE-WSW, às quais se associam colinas e serras alongadas. Elas acham-se separadas por um feixe de falhas transcorrentes dextrais de direção NE-SW (lineamento Tupinambarana) que controla o baixo curso do rio Madeira e alguns trechos do rio Amazonas. Ao longo desse lineamento

reconhece-se uma bacia romboédrica composta, e limitada por falhas normais E-W, onde existem extensas planícies contrastando com os fortes gradientes morfológicos adjacentes. Admite-se que parte das rias interiores ou rio-lagos pode ter começado a evoluir a partir de bloqueios no paleosistema de drenagem devido à propagação desses diversos elementos estruturais. A área transtensiva engloba a região da ilha de Marajó e adjacências, é formada por falhas normais de direção NW-SE e aloja as sequências Pirabas-Barreiras/Pará. Essa área é limitada a noroeste por um feixe de transcorrência de direção NE-SW, que sempre funcionou como o canal de ligação entre o rio Amazonas e o oceano Atlântico; ao longo desse feixe, conhecido na literatura como lineamento Arari (Villegas, 1994), há várias bacias *pull-apart* guardando espessas sequências do Terciário Superior. Entre a área transpressiva de Santarém-Aveiro e a área transtensiva do Marajó há um segmento direcional formado por falhas transcorrentes dextrais ENE-WSW que controlam a orientação geral do rio Amazonas.

O arcabouço do Quaternário compreende duas junções tríplexes dos tipos R-R-T (Baixo Tapajós) e T-T-R (Marajó-Mexiana) e duas áreas transtensivas (Manacapuru-Manaus e Litoral Norte do Pará) (Costa et al, 1995). Os ramos distensivos da estrutura R-R-T orientam-se nas direções WNW-ESE e NNE-SSW e controlam especialmente os baixos cursos dos rios Trombetas e Tapajós, e o ramo T tem direção ENE-WSW e define o traçado do rio Amazonas entre as cidades de Santarém e Gurupá. Os ramos transcorrentes da estrutura do Marajó-Mexiana orientam-se nas direções NE-SW e ENE-WSW, e o ramo distensivo tem orientação NW-SE. Os ramos NE-SW e NW-SE controlam os baixos cursos dos rios Amazonas e Xingu, respectivamente. A área transtensiva de Manacapuru-Manaus é formada por falhas normais NW-SE que se ligam a transcorrências dextrais E-W; as falhas normais exercem notável influência nas orientações dos rios Preto da Eva, Urubu e Uatumã, bem como no baixo curso do

rio Negro, e impõem desnivelamentos de até 30 m no perfil laterítico plio-pleistocênico. A área transtensiva do Litoral Norte do Pará é caracterizada também por falhas transcorrentes E-W que se ligam através de falhas normais NW-SE; nessa região a forma do litoral se ajusta às orientações das falhas normais e transcorrentes, e os paleocanais da região nordeste da ilha de Marajó decorrem de basculamentos de blocos limitados por falhas normais.

Esses dois episódios principais de movimentos neotectônicos são separados por um período de estabilidade marcado pelo desenvolvimento do perfil laterítico imaturo no Plio-Pleistoceno (Costa, 1991). Por outro lado, há evidências de movimentação ao longo do lineamento Arari, a julgar pelos registros sedimentares na bacia de Mexiana (Villegas, 1994).

REGIÃO NORDESTE DO ESTADO DO PARÁ As estruturas e os principais elementos da paisagem da região nordeste do Estado do Pará resultam também de dois movimentos principais atribuídos ao Mioceno-Plioceno e Pleistoceno Superior-Holoceno (Borges et al, 1995).

Ao quadro mais antigo reconhecem-se uma área transpressiva e outra transtensiva. A área transpressiva ocupa parte do município de Paragominas e estende-se para a região oeste do Estado do Maranhão, correspondendo ao conjunto de serras com cotas de até 500m, alongadas na direção NE-SW e reunidas sob a denominação de Serra do Tiracambu. Esse grupo de relevo é sustentado pelos sedimentos das formações Ipixuna e Itapecuru e pelo perfil laterítico bauxítico-fosfático, e compreende morfo-estruturas cuestasiformes convergentes e divergentes que expressam, em grande parte, o sistema de dobras métricas a quilométricas, abertas e com eixos orientados em torno de N40-70E. A área transtensiva corresponde a região compreendida entre as cidades de Belém e Ipixuna e o Litoral, onde se acham depositados os sedimentos da Sequência Pirabas-Barreiras.

As principais estruturas dessa bacia são falhas normais orientadas na direção NW-SE e inclinadas para NE, as quais tiveram papel importante na incursão marinha do Mioceno ("Mar de Pirabas") até as adjacências da cidade de Ipixuna, bem como durante a fase transicional em direção ao Plioceno que resultaram no desenvolvimento da Sequência Pirabas-Barreiras; tais falhas foram individualizadas a partir da interpretação de linhas sísmicas (Igreja, 1992), mas ainda não foi possível separá-las das falhas normais mais novas no campo.

O quadro do Pleistoceno Superior-Holoceno compreende várias estruturas romboédricas transtensivas simétricas e assimétricas formadas por um sistema revezado de falhas transcorrentes dextrais E-W e por falhas normais NW-SE. Essas estruturas são seccionadas por transcorrências NE-SW e por falhas normais N-S. O padrão de drenagem dominante em escala regional é o retangular angulado com a distribuição dos seus elementos maiores fortemente controlada pelas falhas E-W, NE-SW e NW-SE; esse quadro se repete com a forma da linha de costa. As unidades do sistema de colinas orientam-se preferencialmente na direção NW-SE e têm suas origens ligadas, em grande parte, aos desnivelamentos de blocos resultantes de deslocamentos ao longo das falhas normais.

REGIÃO NOROESTE DO ESTADO DO MARANHÃO A região compreendida entre as cidades de Alcântara, Santa Helena, Maracaçumé e Santa Inês inclui também registros geológicos dos dois movimentos neotectônicos descritos acima (Ferreira Junior, 1996), mas são abordados aqui apenas aqueles decorrentes da evolução do Quaternário. A estruturação regional corresponde a uma bacia *pull-apart* simétrica formada por dois feixes de falhas transcorrentes dextrais E-W ligados através de falhas normais NW-SE. Os limites nordeste e sudoeste da bacia são realçados pelos conjuntos de colinas alinhadas e vinculadas a rotações de blocos limitados pelas falhas

normais; essa morfologia contrasta com as áreas planas do interior da bacia, no caso caracterizadas por planícies de inundação colmatadas e lagos originados a partir do bloqueio parcial da rede de drenagem pelas falhas normais da parte nordeste da área. Os padrões de drenagem paralelos, com os seus elementos orientados preferencialmente na direção E-W, realçam as falhas transcorrentes dos limites norte e sul da bacia.

CONSIDERAÇÕES FINAIS As demais áreas investigadas na Região Amazônica (oeste do Amazonas, norte de Roraima, norte do Tocantins, etc.) também apresentam aspectos estruturais e geomorfológicos semelhantes aos apresentados brevemente neste trabalho. Os diversos compartimentos estruturais e morfotectônicos respondem pela atuação de um binário dextral E-W, com as componentes compressiva e distensiva orientadas nas direções NW-SE e NE-SW, respectivamente.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BEMERGUY, R. L.; COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BORGES, M. S.; 1995. Tectônica e Paleogeografia da Calha do Rio Amazonas. SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5, Bol. de Res. Expandidos, Gramado- RS SBG/RS-CPGQ/UFRGS.p.419-420.
- BEMERGUY, R. L.; COSTA, J. B. S. 1991. Considerações sobre a evolução do sistema de drenagem da Amazônia e sua relação com o arcabouço tectono-estrutural. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências da Terra 3:75-97.
- BORGES, M. S.; COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; FERNANDES, J. M. G.; COSTA, M. L.; HASUI, Y. Evolução neotectônica da Região nordeste do Estado do Pará. SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5, Bol. de

- Res. Expandidos, Gramado- RS SBG/RS-CPGQ/UFRGS, p. 421-422.
- COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BEMERGUY, R. L.; BORGES, M. S.; TRAVASSOS, W.; MIOTO, J. A.; IGREJA, H. L. S. 1993. Aspectos fundamentais da neotectônica na Amazônia Brasileira. SIMPÓSIO INTERNACIONAL DO QUATERNÁRIO, 1992, Resumos e Contribuições Científicas. UFAM/INPA/UNESCO, Manaus. p.103-106.
- COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BORGES, M. S.; BEMERGUY, R. L.; SAADI, A.; COSTA JÚNIOR, P. S. 1994. Arcabouço tectônico meso-cenozóico da região da calha do Rio Amazonas. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4. Boletim, Belém, SBG, p. 47- 50.
- COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BORGES, M. S.; BEMERGUY, R. L. 1995. Arcabouço tectônico meso-cenozóico da região da calha do Rio Amazonas. (Submetido a revista da UNESP).
- FERREIRA JÚNIOR. 1996. Neotectônica na Bacia de São Luís. Dissertação de Mestrado. Curso de pós-graduação em geologia e Geoquímica UFPA/CG.
- FERREIRA JÚNIOR, C. R. P.; COSTA, J. B. S.; RODRIGUES, M. A. B. 1995. Bacia de Pinheiro: uma estrutura *pull- apart* do Quaternário, noroeste do Maranhão. SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5. Gramado, Bol. de Res. Expandidos SBG/RS- CPGQ/UFRGS, p. 427-428.
- FERNANDES FILHO, L. A.; COSTA, J. B. S. COSTA, M. L. 1995. Bacia de Manaus: uma estrutura *pull-apart* do Quaternário. SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5. Gramado, SBG/RS- CPGQ/UFRGS. p. 425-426.
- HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1, 1990, Belo Horizonte, Anais...Belo Horizonte, SBG. p. 1-31.
- IGREJA, H. L. S. 1992. Aspectos tectono-sedimentares do Fanerozóico do NE do Estado do Pará. Belém. Tese de Doutorado em Geociências. Curso de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica. UFPA/CG.
- MIOTO, J. A. 1993. Sismicidade e Zonas Sismogênicas do Brasil. Tese de Doutorado. UNESP- Campus de Rio Claro. Curso de Pós-Graduação em Geociências.
- VILLEGAS, J. M. 1994. Geologia Estrutural da Bacia de Marajó. Curso de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica. UFPA/CG.
- STERNBERG, H. O' R. 1950. Vales tectônicos na planície Amazônica. Rev. Bras. Geogr. Rio de Janeiro. p. 95- 166.
- STERNBERG, H. O' R. 1953. Sismicidade e morfologia na Amazônia brasileira. An. Acad. Bras. Ci., Rio de Janeiro (25): 443-453.

PERSPECTIVAS DE UTILIZAÇÃO DO GÁS NATURAL DAS PROVÍNCIAS PETROLÍFERAS DO RIO URUCU E JURUÁ PARA O DESENVOLVIMENTO DA AMAZÔNIA

Gerson José Faria Fernandes *

Adison Marinho de Oliveira Góes **

* Geólogo e Gerente Geral de Exploração e Produção da Petrobras na Amazônia.

** Geólogo e Assessor de Comunicação do órgão de Exploração e Produção da Petrobras na Amazônia.

As província do Rio Urucu e Juruá localizam-se na Bacia Sedimentar do Solimões, estado do Amazonas. A primeira é composta por cinco campos de gás natural, óleo e condensado e a segunda por dez campos de gás natural e pequena quantidade de condensado (Fig. 1). A profundidade média das acumulações situa-se entre 2500 e 2650 metros, em arenitos de idade Carbonífera, pertencentes a Formação Juruá.

As reservas totais de hidrocarbonetos nessas duas Províncias são da ordem de 175,1 milhões de barris de petróleo e condensado e as de gás natural alcançam 82 bilhões de metros cúbicos (correspondentes no caso do gás natural a 25% das reservas provadas brasileiras), que são suficientes para suprir a região Amazônica por quase quatro décadas, com uma produção diária de seis milhões de metros cúbicos.

A província do Rio Urucu apresenta-se como a melhor alternativa para suprir com gás natural a Amazônia. A propósito, em dezembro de 1995 a Petrobras aprovou projeto de investimento no valor de US\$ 391 milhões para ampliar a produção de petróleo nessa província, passando do patamar atual de 17.000 barris diários para 45.000 no ano de 1998. O projeto já iniciado permitirá também a obtenção de 770 toneladas diárias de GLP (gás de cozinha) - volume suficiente para suprir toda a Amazônia, com base no consumo atual, e ainda gerar um pequeno excedente, e a disponibilização imediata para eventual comercialização de 2.000.000 de m³ diários de gás natural, que

poderão ser ampliados em curto-médio prazo para um volume diário de 8.000.000 de m³, através da utilização das reservas de gás não associadas das províncias do Rio Urucu e Juruá.

Os benefícios desse projeto para o País serão através da substituição de óleo e GLP importados e da diminuição dos custos de transporte desses produtos. A Amazônia será beneficiada com a expressiva diminuição da dependência externa de combustíveis fósseis e, na dependência de resultados de estudos de viabilidade técnica-econômica e da política energética a ser aplicada na região, através da ampliação do parque de refino regional e da disponibilização de um novo produto - o gás natural.

Certamente grande parte da sociedade amazônica desconhece o que significa dispor de um produto com as características do gás natural, pois, apesar desse insumo e energético ser amplamente aceito e utilizado nos países do primeiro mundo, onde é aplicado como combustível capaz de atuar como substituto de quase todos os outros energéticos e também como matéria prima para as indústrias, sua participação na matriz energética brasileira não ultrapassa a 2,5%, concentrando-se tal demanda nas regiões sul e sudeste do Brasil e em menor escala no nordeste. Estas distorções já estão sendo corrigidas através das diretrizes do Governo Federal para mudar a matriz energética brasileira, conforme demonstram o Projeto do Gasoduto Brasil-Bolívia, o sistema de gasodutos

do Nordeste e os planos e ações do Ministério das Minas e Energia e da Petrobras para disponibilizar o gás natural na região Norte (Fig. 2).

Tendo por base as conclusões dos trabalhos direcionados para as possibilidades de utilização do gás natural de Urucu, podemos afirmar que existem na Amazônia todas as condições necessárias para a implantação de projetos técnicos e economicamente atrativos com o uso desse combustível e insumo. Em um primeiro momento, garantindo a economia de escala necessária a um projeto desse porte e visando superar a crônica deficiência de energia elétrica na região Amazônica, o gás natural poderá ser aplicado na geração de energia elétrica para atender os estados de Rondônia, Acre e Amapá, a cidade de Manaus e algumas localidades da margem esquerda do rio Amazonas no estado do Pará, para os quais estima-se uma demanda inicial em torno de 4.400.000 m³ diários de gás natural.

Dentre os aspectos balisadores das perspectivas de utilização do gás natural de Urucu na Amazônia, temos os seguintes:

- A disponibilidade de gás natural na Amazônia vêm de encontro as necessidades da região de dispor de alternativas energéticas e de insumos industriais, que possam contribuir para resolver a crônica deficiência de energia elétrica e atuem como um forte indutor de desenvolvimento sócio-econômico, através da criação dos meios para processamento e industrialização das riquezas naturais da região, que conduzirão a reflexos macroeconômicos extremamente positivos, dentre os quais destaca-se a criação de empregos e o retorno tributário advindos das novas atividades fabris.

- A aplicação do gás natural em unidades termoelétricas permite o equilíbrio econômico-financeiro dos empreendimentos, a disponibilização de energia a preços

competitivos, a modularidade dos investimentos e um mínimo impacto ambiental, além de facilitar o aporte de recursos financeiros.

- A possibilidade de aplicação do produto na região é quase imediata (1998), haja visto que os projetos de ampliação da produção de petróleo em Urucu, além de disponibilizarem um volume significativo de gás natural, criam facilidades em infra-estrutura para alavancar os projetos exclusivos para o gás natural.

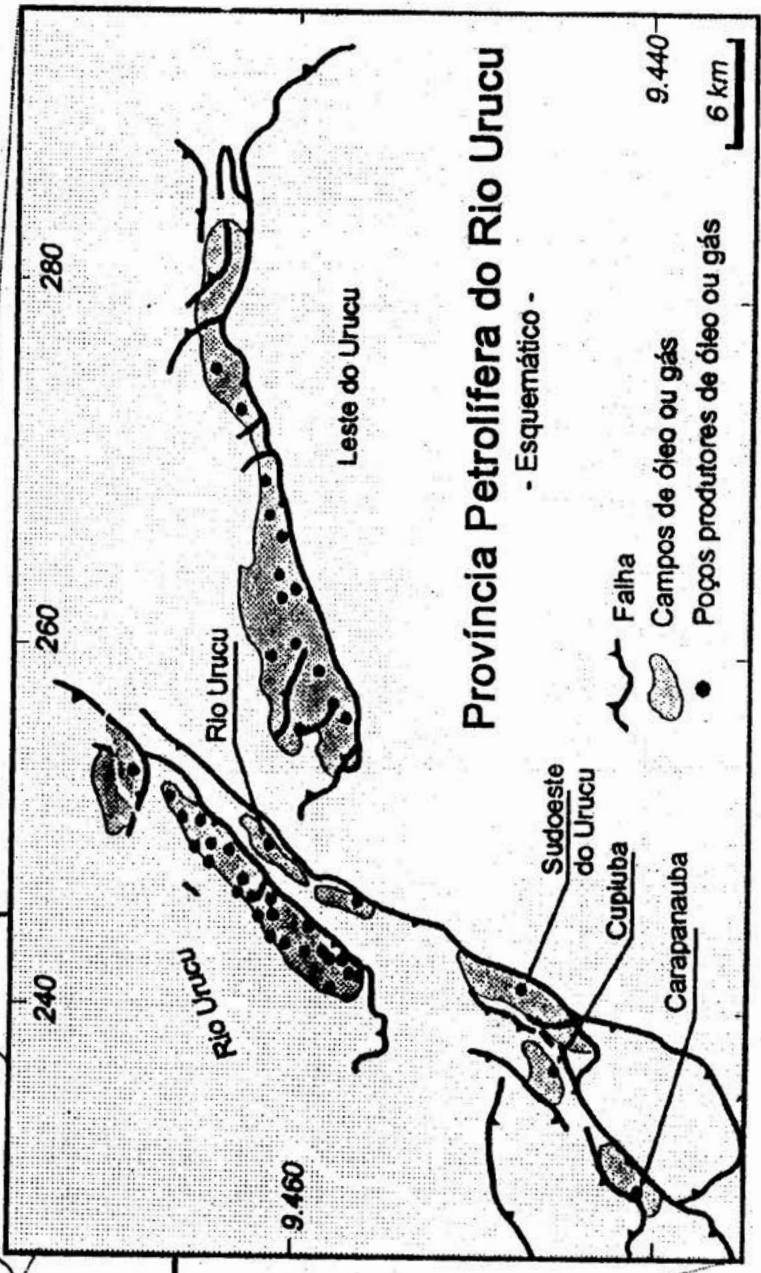
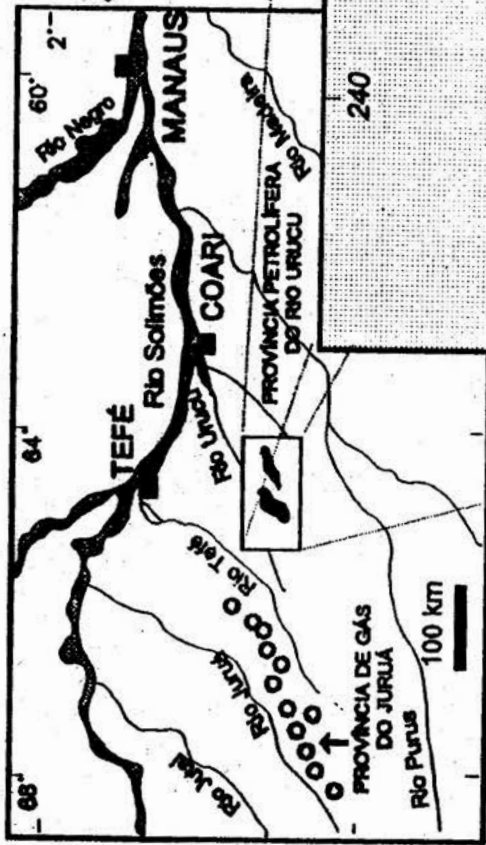
- Os estudos técnico-econômicos realizados pelo Ministério das Minas e Energia com a participação da Petrobras e Eletrobras e outros, realizados através de parcerias entre a Petrobras e instituições regionais, indicam que o gás natural é a solução mais econômica para suprir a crônica deficiência energética da região.

- A diversidade de atividades na indústria do gás natural permite um grande número de parcerias entre o setor estatal e a iniciativa privada, em várias escalas, abrindo possibilidades significativas para a iniciativa privada regional.

- A implantação do gás natural na Amazônia não é um interesse isolado, pelo contrário, sua efetivação torna-se plenamente viável e com maior atratividade econômica através da ação integrada de todos os estados da região, considerando-se que todos serão beneficiados.

Outros fatores importantes nesta questão estão relacionados a questões geopolíticas, dentre as quais citamos as seguintes: as bacias sedimentares da Amazônia são favoráveis a ocorrência de gás natural; existem grandes reservas e disponibilidade de gás natural nos países vizinhos a região Amazônica; a tendência a nível mundial para os próximos anos é que as reservas de gás natural se tornem maiores que as de óleo; o gás natural por suas características é considerado o combustível do presente e do futuro

Mapa de Localização das Províncias Petrolíferas do Rio Urucu e Juruá



Província Petrolífera do Rio Urucu

- Esquemático -

- Falha
- Campos de óleo ou gás
- Poços produtores de óleo ou gás

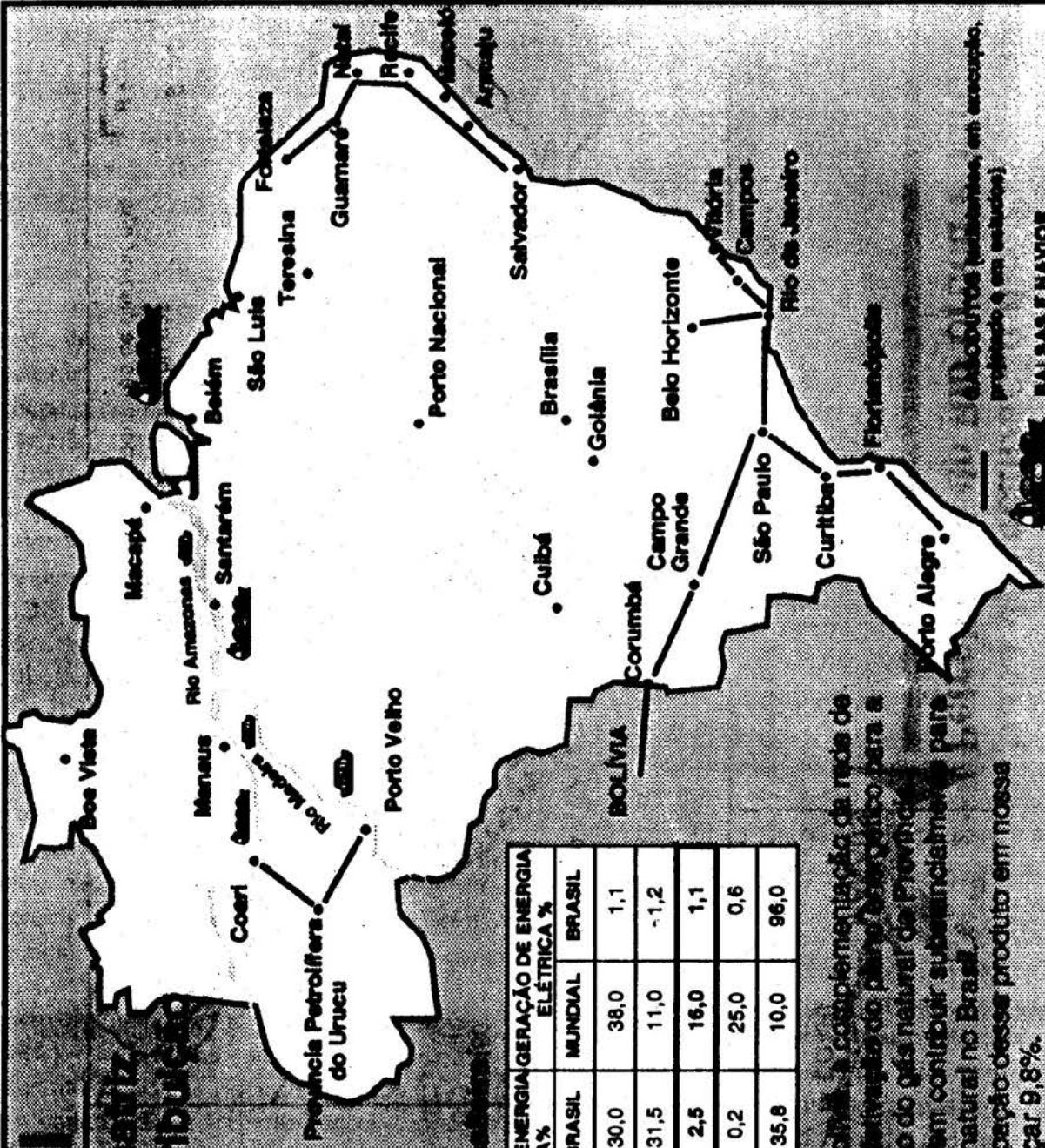
9,440

6 km

BRASIL

Gás Natural

Participação na matriz Energética e Distribuição



Gás Natural na Matriz Energética Mundial e Brasileira

| TIPO DE COMBUSTÍVEL | DEMANDA DE ENERGIA GERAÇÃO DE ENERGIA ELÉTRICA % | | |
|---------------------|--|--------|--------|
| | MUNDIAL | BRASIL | BRASIL |
| COMBUST. SÓLIDOS | 27,4 | 30,0 | 38,0 |
| PETRÓLEO | 40,0 | 31,5 | 11,0 |
| GÁS NATURAL | 22,9 | 2,5 | 16,0 |
| E. NUCLEAR | 2,5 | 0,2 | 25,0 |
| E. HIDRÁULICA | 7,2 | 35,8 | 10,0 |
| | | | 1,1 |
| | | | -1,2 |
| | | | 1,1 |
| | | | 0,6 |
| | | | 96,0 |

O Gasoduto Brasil - Bolívia, a complementação da rede de gasodutos do Nordeste e a ativação do plano energético para a Amazônia, com a participação do gás natural do Projeto Petrolífero do Rio Urucu, devem contribuir substancialmente para uma maior demanda de gás natural no Brasil.

No ano 2000, a participação desse produto em nossa matriz energética deve alcançar 9,8%.

LABÓRIOS PETROLÍFEROS, em atuação, profundos e em estudos

BALSAS E NAVIOS CRIOGÊNICOS



O SETOR MINERAL PARAENSE: CENÁRIO ATUAL

Xafi da Silva Jorge João

Serviço Geológico do Brasil - CPRM/Belém

O Estado do Pará, ocupando um espaço de 1,2 milhão de km², correspondente a 14,5% da área do país, hospeda um alto potencial hidromineral. Representado por um substrato ou ambiência geológica diversificada, incorpora, naturalmente, um talento mineral que posiciona o Estado na vice-liderança do cenário mineral nacional. Este arcabouço geológico, apenas parcialmente entendido - em função do baixo nível do conhecimento geológico - internaliza nas suas litologias, controladas estratigráfica e estruturalmente, recursos minerais das classes dos não metálicos, dos metálicos, dos industriais, dos energéticos, dos fertilizantes e geomolológicos. A análise da última década mostra que o setor mineral tem se projetado com maior dinamismo, permitindo denunciar a performance do setor, como de alta positividade. Pólos mínero-sídero-metalúrgicos e a disseminação de frentes garimpeiras, embora díspares, na escala econômico-industrial, vem ocupando espaços desérticos, fazendo-se sentir os seus efeitos multiplicadores.

Com relação ao nível de conhecimento, apenas de 22% do subsolo estadual está sistematicamente conhecido em escala 1:250.000, enquanto não se vislumbra a curto prazo, levantamentos regulares em maior escala. Não obstante, grandes recursos minerais de classe internacional, descobertos na década de 60, são os responsáveis atuais pelo valor da produção mineral paraense, centrada em pouquíssimos municípios, denunciando uma rigidez locacional não condizente com o potencial mineral do espaço estadual. A metalogenia e a previsibilidade dos recursos minerais do substrato paraense demonstram ser possível diversificar e especializar a dotação mineral do Estado. Com cerca de 14% do PIB e 70% das exportações provenientes do setor mineral, o Estado do Pará se caracteriza por uma economia es-

sencialmente mineira, sendo ainda o setor responsável por cerca de 18% da receita tributária estadual.

Ferro, bauxita, manganês e ouro, são os bens minerais de maior expressão na produção, no valor da produção mineral e nas exportações, como produtos do extrativismo mineral. Embora com um eixo de verticalização ainda embrionário, a alumina-almínio, o ferro gusa e o silício metálico, contribuem para uma maior expressividade desses indicadores. Para o ano de 1995, existem indicativos de uma produção mineral com valor de cerca de 1,9 bilhão de dólares, representando um incremento em torno de 27% em relação ao ano de 1994. Dos bens minerais acima citados, apenas o ouro de origem garimpeira mostrou uma retração em torno de 17% em relação ao ano anterior. Com relação às exportações do setor mineral, o ano de 1995 apresentou um valor de 1,5 bilhão de dólares com uma expansão de 24% em relação ao ano de 1994 (1,2 bilhão de dólares), em que o ferro e o alumínio exibiram uma melhor performance em consequência do aumento no volume comercializado e do acréscimo na cotação, a nível internacional, respectivamente. O valor de receita tributária resultante foi de 93 milhões de dólares em 1995, incrementado em cerca de 28% em relação ao ano anterior sendo atribuído ao ICMS, a maior representatividade (80%) do valor total arrecadado. Enquanto a mineração organizada exhibe uma dinâmica progressiva de expansão, a atividade garimpeira mostra um acentuado declínio nos seus resultados, pela quase exaustão do ouro aluvionar, mudando o palco de operações pelo ingresso aos domínios do ambiente primário filoneano, com destaque para a região do Vale do Tapajós. Essa mudança ambiental geológica exige tecnologia mais avançada, pesquisa ordenada e maior intensidade em capital, ge-

rando grandes dificuldades para a garimpagem tradicional. Em decorrência, várias empresas nacionais e internacionais, produtoras de ouro, circulam, e algumas se estabelecem no Estado do Pará, com realce para a região do Tapajós, animadas, adicionalmente pelas mudanças constitucionais, recentemente ocorridas. A produção aurífera proveniente da atividade garimpeira, em 1995, foi oficialmente de 10 toneladas, com uma redução em torno de 17% em relação ao ano de 1994. Ainda assim, essa atividade tem uma participação de 78% da produção estadual, posicionando o Pará na liderança da extração aurífera. Mais de 1000 garimpos disseminados no Estado apresentam dificuldades de acompanhamento e fiscalização pelos órgãos oficiais, provocando clandestinidade e descaminho da produção, com conseqüente penalização da receita tributária estadual (IOF). Com relação à garimpagem das gemas, observa-se uma grande concentração no Sul do Pará, sendo conhecidas em todo o Estado, cerca de 240 ocorrências com 54 variedades identificadas, incluídas as pedras ornamentais. Toda a produção gemológica paraense está concentrada em cristal de rocha, ametista e diamante, sendo dirigida para Minas Gerais, Goiás, São Paulo e Bahia. A falta de investimentos, o baixo índice do conhecimento gemológico, a elevada carga tributária, áreas sob jurisdição federal e ausência de centros de lapidação, são fatores limitativos à dinamização desse segmento, funcionando o Estado como um observador passivo e um mero extrator.

O segmento de fertilizantes é materializado por 1,6 bilhão de toneladas de calcário, distribuídos em 79 pontos, de acordo com o Anuário Mineral Brasileiro (1991). Contudo, dados

de Relatórios de Pesquisa mais recentes, disponíveis no Órgão Oficial do governo, elevam as reservas paraense de calcário para 2,4 bilhões de toneladas, alguns com qualidades excepcionais para correção e fertilização de solos. Atualmente, todo o calcário aplicado na agricultura paraense é adquirido em estados do nordeste e centro-oeste brasileiro. Não obstante os calcários paraense terem sido pesquisados para cimento, existe atualmente, uma avaliação preliminar da aplicabilidade agrícola, discriminados por municípios das regiões sudoeste, nordeste, sudeste e Baixo Amazonas.

Este trabalho incorpora, adicionalmente, outros aspectos ao macrocenário do setor mineral paraense que estão sendo vivenciados no presente. Esboça uma antevisão e discute as várias angulações para formulação e/ou estabelecimento de uma política estadual focalizada aos interesses e as especificidades regionais.

Cabe, finalmente, ressaltar que o atual cenário mineral realoca o Estado do Pará ao longo do eixo dos investimentos transnacionais, particularmente na questão aurífera. Em paralelo, a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais atuando como Serviço Geológico do Brasil, vem desenvolvendo, institucionalmente, programas do Governo Federal no Estado, na produção de informações básicas infra-estruturais, sobre o solo-subsolo estadual, como uma fase do pré-investimento industrial do ciclo da geração de jazidas. A CPRM em parceria com o Governo do Estado do Pará, macroempresas de porte nacional e internacional, além de micro e pequenos empreendimentos, constituem o elenco de fatores operacionais organizados do cenário mineral paraense.

**PETROLOGIA DE ROCHAS ÍGNEAS E
METAMÓRFICAS**

COMPLEXOS MÁFICOS E ULTRAMÁFICOS

ROCHAS GRANÍTICAS

**DIQUES E STOCKS MÁFICOS DA REGIÃO DE CURIONÓPOLIS - PA:
PETROGRAFIA, SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA E MINERALOGIA DOS
OPACOS.**

Leila Márcia Mendes Carvalho¹

Roberto Dall'Agnol¹

Carlos Eduardo de Mesquita Barros^{1,2}

1- Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitos, CG-UFPa; 2- CRPG-CNRS, bolsista CNPq; Apoio FINEP-PADCT, CNPq e PIPES.

INTRODUÇÃO A leste da Serra dos Carajás, entre os municípios de Curionópolis e Parauapebas, afloram granitóides intensamente deformados, que se apresentam sob a forma de corpos alongados denominados de Gnaisse Estrela e limitados a norte e a sul por rochas supracrustais metamorfisadas (BARROS, 1991). Posteriormente, a designação dessa unidade foi modificada para Complexo Granítico Estrela (BARROS, em preparação). O mapeamento geológico do Complexo Granítico Estrela e o seu estudo petrográfico, estrutural e geoquímico permitiu caracterizá-lo como um corpo circunscrito, individualizá-lo do Complexo Xingu e descartar a hipótese de sua correlação com os granitos anorogênicos do tipo Serra dos Carajás (BARROS, 1991). Dentro da área estudada por BARROS (op. cit.) ocorrem diques de diabásio e stocks gabróicos que cortam as litologias do Complexo Granítico Estrela.

Este trabalho sintetiza os resultados obtidos em pesquisa de iniciação científica e trabalho de conclusão de curso de graduação em Geologia da UFPA (CARVALHO, 1995). Ele está vinculado às atividades do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitos (GPPG) do Departamento de Geoquímica e Petrologia do Centro de Geociências da UFPA, e tem como objetivo estudar as

rochas máficas hipabissais que ocorrem na região de Curionópolis. Visa-se essencialmente a caracterização petrográfica desses gabros, enfatizando a sua classificação e o seu aspecto textural, bem como a realização de medidas de suscetibilidade magnética (SM) e estudo da natureza e evolução dos minerais opacos.

ASPECTOS GEOLÓGICOS As rochas máficas estudadas se apresentam na forma de diques e, subordinadamente, pequenos stocks, de idade provavelmente fanerozóica (?), mapeáveis na escala de 1:40.000.

Os diques são amplamente distribuídos dentro da área e sua ocorrência é verificada nos extremos N, NE e nas porções SSE e central, cortando o Complexo Granítico Estrela e suas encaixantes. Esses diques são caracterizados por elevações alinhadas da topografia, por vezes, identificáveis em fotografias aéreas. Sua orientação é variável: N-S, NNE-SSW e NNW-SSE (BARROS 1991). Os corpos gabróicos apresentam-se na forma de dois pequenos stocks circunscritos e suas ocorrências são verificadas nas porções leste e nordeste do Complexo.

PETROGRAFIA As composições modais das rochas estudadas, plotadas no diagrama Q-A-P (STRECKEISEN, 1976), juntamente com o plagioclásio labradorítico e a dominância de piroxênio ± olivina entre as fases máficas levaram a classificá-las como gabros e quartzogabros. Os diagramas Q-(A+P)-M e

Pl-Cpx-Ol (STRECKEISEN op. cit.), (Figuras 1 e 2) permitiram distinguir as seguintes variedades de gabros: leucogabro (LGB), leucogabro com olivina (LGBol) e gabro (GB).

As rochas que constituem esses corpos são textural e mineralogicamente similares. Macroscopicamente são mesocráticas, de coloração cinza escuro, faneríticas, holocristalinas, com granulação variando de média a grossa. Ao microscópio essas rochas apresentam texturas entre subofítica e ofítica e, localmente, intercrescimentos granofíricos intersticiais. Mineralogicamente são constituídas por labradorita, augita, pigeonita, opacos e, em quantidades acessórias, olivina, quartzo, apatita e feldspato alcalino. Como produto de transformações tardi a pós-magmáticas tem-se anfibólios, biotita, sericita, clorita, titanita e epidoto.

Os cristais de labradorita são euédricos a subeuédricos, em forma de ripas alongadas que se interpenetram com cristais de augita. Mostram zoneamento oscilatório normal proeminente, acompanhado de feições de "patch zoning". Os teores de anortita, determinados oticamente pelo método albita-carlsbad, variam de An₅₀ a An₆₂. Estes cristais apresentam alteração para epidoto e, em menor proporção, para sericita e carbonatos.

Os cristais de augita são subeuédricos e geralmente, apresentam-se parcialmente uralitizados, sendo substituídos ao longo de suas bordas por anfibólio. Em geral, os cristais de augita apresentam crescimentos paralelos ou exsoluções (?) de pigeonita, a qual ocorre como finos cristais alongados, anédricos, associados aos cristais de augita. A olivina apresenta-se em forma de cristais bem desenvolvidos e ocorre como agregados inclusos e/ou associados a labradorita. Os intercrescimentos granofíricos de quartzo e feldspato alcalino ocorrem dispostos intersticialmente entre cristais de labradorita e augita.

MINERAIS OPACOS Os constituintes opacos dessas rochas são magnetita (Mt), ilmenita (Ilm), hematita (martita - Ht) e, subordinadamente, calcopirita e pirita.

A magnetita ocorre geralmente como cristais idiomórficos a hipidiomórficos e, mais raramente, xenomórficos. Em geral, ocorrem associados com os minerais máficos ou inclusos na labradorita. Cristais xenomórficos apresentam texturas esqueléticas, cujas cavidades são preenchidas por anfibólio, biotita e titanita. A maior parte desses cristais era originalmente titanomagnetita, contudo apresenta-se atualmente como intercrescimentos entre uma magnetita pobre em Ti e ilmenita tipo *trellis* (Ilm T), em função do processo de exsolução-oxidação da titanomagnetita no estágio subsolidus (Buddington & Lindsley, 1964 apud Magalhães, 1991). A Mt presente nos intercrescimentos ocorre sempre parcialmente substituídas por hematita (processo de martitização).

A ilmenita (Ilm) se apresenta em quatro formas distintas: (i) ilmenita tipo *trellis* (Ilm T) - ocorre intercrescida com a magnetita, em formas de lamelas bem desenvolvidas, dispostas em três direções distintas. A Ilm T se distribui de forma relativamente constante e regular nos diferentes cristais da titanomagnetita original; (ii) ilmenita tipo *composite* (Ilm C) - cristais em contato direto com a magnetita, seja colados, seja envolvidos por cristais de magnetita; a sua ocorrência é esporádica; (iii) ilmenita tipo *patch* (Ilm P) - cristais de forma irregular, presentes na magnetita, em geral, em torno de inclusões dos minerais máficos na magnetita; (iv) ilmenita como cristais individuais (Ilm I) - são cristais isolados com formas hipidiomórficas a xenomórficas. Acredita-se que as ilmenitas C e I cristalizaram durante o estágio magmático e a Ilm P em uma fase mais tardia, provavelmente contemporânea da formação da ilmenita T (cf. Dall'Agnol et al., 1995).

A hematita (martita) ocorre em todas as amostras estudadas, sempre substituindo a magnetita (processo de martitização), porém, a intensidade varia muito, inclusive na mesma seção polida ou grão. A calcopirita e a pirita ocorrem em algumas amostras, sempre associadas à magnetita.

SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA Foram efetuadas 44 medidas de suscetibilidade magnética, empregando um suscetibilímetro modelo SI-1 (Saphire Instruments) com bobina plana, em um total de 19 amostras sendo, então, calculados os valores médios de SM de cada amostra (maiores informações sobre a metodologia em Magalhães, 1991). Os corpos estudados apresentam uma suscetibilidade magnética média de $2,632 \times 10^{-2}$ SI-emu, com valores variando de $3,231 \times 10^{-3}$ (valor mínimo) a $5,351 \times 10^{-2}$ SI-emu (valor máximo). A análise das figuras 3 e 4 permitiu a divisão desses gabros em duas populações de SM. A população "X" engloba em torno de 90% das amostras estudadas e apresenta os maiores valores de SM, variando de $1,550 \times 10^{-2}$ a $5,351 \times 10^{-2}$ SI-emu. A população "Y" engloba cerca de 10% das amostras estudadas e é formada pelas amostras fracamente magnéticas, com intervalo de SM entre $3,231 \times 10^{-3}$ a $6,216 \times 10^{-3}$ SI-emu.

O gráfico de probabilidade indica, ainda, a possibilidade de subdivisão da população X em duas subpopulações ($-1,809 < \log X1 < -1,500$; $\log X2 > -1,471$). Essa subdivisão não é, no entanto, aparente no histograma de frequência e não possui evidências nos dados petrográficos que a justifiquem.

INTERPRETAÇÕES E CONCLUSÕES

Observou-se uma excelente correlação entre os dados de SM e as fácies identificadas nesses corpos. Os maiores valores de SM registrados encontram-se nas fácies em que a magnetita está menos transformada, enquanto que os menores valores estão nas fácies onde tem-se o inverso. Além da variação em função do grau de alteração da magnetita, percebe-se uma tendência de decréscimo dos valores de SM no sentido QGB-GB-LGB, que parece refletir diretamente os conteúdos modais de opacos e de minerais máficos, que tendem a decrescer nesse mesmo sentido.

Os QGB apresentam os valores mais elevados de SM, refletindo o seu maior

conteúdo modal de opacos (magnetita). As fases máficas apresentam transformação por cloritização, porém a mesma não deve ter afetado de modo intenso a magnetita.

A população Y caracteriza-se por seus baixos valores de SM. Nessa população estão incluídas as rochas em que a magnetita foi mais intensamente transformada dentre as estudadas. O comportamento dessa população reflete o maior grau de desestabilização da magnetita pelas transformações tardi a pós-magmáticas, além de, possivelmente, um conteúdo original mais reduzido de minerais opacos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARROS, C.E.M. 1991. Evolução petrológica e estrutural do Gnaiss Estrela, Curionópolis, PA. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 135p. Tese (Mestrado em Geoquímica e Petrologia). Curso de Pós-Graduação em Geociências, CG, UFPA, 1991.
- BARROS, C.E.M. (em preparação). Complexo Granítico Estrela, evolução estrutural, geoquímica e petrogênese. Tese (Doutorado). CRPG-CNRS. Nancy. France.
- CARVALHO, L.M.M. 1995. Diques Máficos da Região de Curionópolis-PA: Petrografia, Suscetibilidade Magnética e Mineralogia dos Opacos. Belém. Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 64p. il., TCC (Geologia) Curso de Graduação em Geologia. Departamento de Geologia, CG, UFPA.
- DALL'AGNOL, R., PICHAVANT, M & CHAMPENOIS, M. 1995. Iron-Titanium Oxide Minerals, T and fO_2 : The example os the Proterozoic A-Type Jamon Granite, Eastern Amazonian Region, Brazil. Belém,

Simposium on Rapakivi Granites and Related Rocks. Belém, Brazil. p.24-25. 1995.

MAGALHÃES, M.S. 1991. Minerais opacos e suscetibilidade magnética de granitóides da Amazônia Oriental: implicações petrológicas. Belém. Universidade Federal do Pará, Centro

de Geociências, 274p. Tese (Mestrado em Geoquímica e Petrologia). Curso de Pós-Graduação em Geociências, CG, UFFa, 1991.

STRECKEISEN, A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth Sci. Rev., 12:1-33.

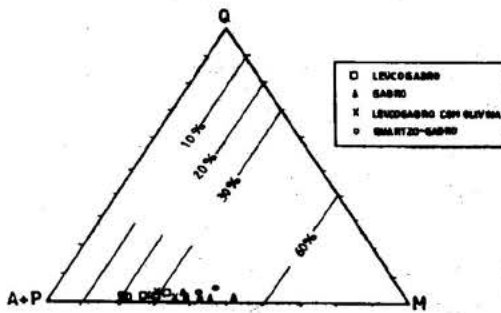


Figura 1 - Diagrama Q-(A+P)-M ilustrando a variação nos teores de minerais máficos dos corpos máficos hipabissais de Curionópolis-PA.

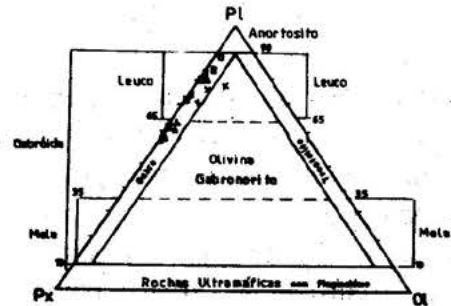


Figura 2 - Diagrama Pl-Cpx-Ol ilustrando a variação nos teores de olivina da fácies leucogabro da associação.

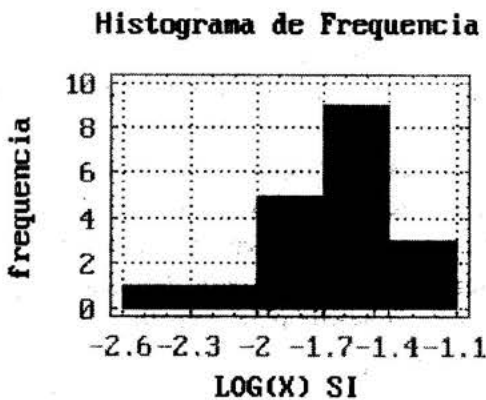


Figura 3 - Histograma de frequência (5 classes) referente aos dados de SM dos corpos máficos hipabissais de Curionópolis -PA.

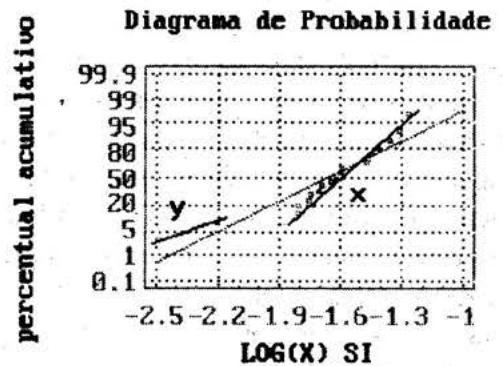


Figura 4 - Diagrama de probabilidade (5 classes) referente aos dados de SM dos corpos máficos hipabissais de Curionópolis - PA.

SIENITO CANAMÃ, UM EXEMPLO DA SÉRIE ALCALINA-SÓDICA NA AMAZÔNIA.

Roberto Dall'agnol^{1,2}, Marcos Giovanni Silva dos Santos^{2,3}

¹ Departamento de Geoquímica e Petrologia. DGP/CG/UFPA; ² Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitos; ³ Curso de Pós-graduação em Geociências. CPGG/CG/UFPA; apoio CNPq e Projeto RADAMBRASIL.

INTRODUÇÃO Os estudos sobre a geologia da área de ocorrência do Sienito Canamã (Folha SC.21 Juruena) foram efetuados por SILVA et al. (1974) e SILVA et al. (1980).

O Maciço Canamã ocorre em Aripuanã (NW do MT), sendo intrusivo no Complexo Xingu. Este corpo, afetado em sua porção setentrional pela Falha de Canamã, representa a unidade mais jovem do Grupo Caiabis, o qual é sucedido temporalmente pelo Arenito da Fazenda Casa Branca. As rochas que constituem o maciço são leucocráticas, de coloração cinza a róseo-avermelhado, faneríticas, de granulação média a grossa, embora com tipos microgranulares e pegmatíticos associados. Sua idade Rb-Sr em rocha total é 1216 ± 30 Ma (2σ), com razão isotópica inicial de $0,704 \pm 0,001$ e MSWD de 0,7983 (SILVA et al., 1980).

PETROGRAFIA: DALL'AGNOL & ARAÚJO (1975) realizaram o estudo petrográfico preliminar do Sienito Canamã, complementado e ampliado por DALL'AGNOL (1980).

Petrograficamente, os diversos litotipos que compõem este corpo possuem características "hipersolvus", caráter metaluminoso a peralcalino, e enquadram-se na série alcalina-sódica (LAMEYRE & BOWDEN, 1982). São distinguíveis não só pela sua mineralogia, mas também pelos seus aspectos texturais; destacando-se sienitos de granulação grossa com alcalinidade variável, sienitos orientados, microssienitos, quartzo-sienitos albitizados e aegirina-arfvedsonita granitos. São leucocráticas, apresentando importantes teores

de máficos (6,6% no granito e 7,7% a 19,8% nos sienitos).

Os sienitos deste corpo são desprovidos de feldspatóides e, por vezes, com ligeiro excesso de sílica. O caráter alcalino de certas amostras é traduzido pela presença de minerais ferromagnesianos ricos em Na, como aegirina, aegirina-augita, arfvedsonita e aenigmatita.

Nessas rochas domina o feldspato alcalino, muito sódico e rico em pertitas (mesopertitas). Salvo certas categorias de sienito e muito localmente, não é evidenciada a presença de plagioclásio precoce. A formação tardia da albita é um fenômeno comum nestes sienitos, podendo este mineral ocorrer em quantidades importantes na rocha.

O anfibólio é o máfico mais abundante, seguido pelo piroxênio, biotita e, por vezes, aenigmatita. Localmente, a biotita é mais abundante que anfibólio e piroxênio. Como acessórios ocorrem os opacos, a apatita, o zircão, titanita, allanita e rutilo (estes dois últimos vez ou outra). De origem secundária ocorrem os argilo-minerais, os hidróxidos de ferro, a calcita e, muito localmente, a sericita-muscovita.

As análises modais mostram que os feldspatos alcalinos totalizam mais de 75% da rocha; os plagioclásios são extremamente raros ou ausentes e o quartzo ocorre em quantidades igualmente subordinadas, exceto nos quartzo-sienitos e no granito.

QUÍMICA MINERAL: As análises à microsonda eletrônica de diferentes minerais do Sienito Canamã foram realizadas por F. Autefage (Universidade Paul Sabatier - França; DALL'AGNOL,

1980) e por E. Braun (Universidade de Clausthal - Alemanha; dados cedidos ao primeiro autor pelo Projeto RADAMBRASIL). O tratamento e interpretação dos dados de análises à microsonda eletrônica desses minerais foram realizados por SANTOS (1994).

Os feldspatos alcalinos mesopertíticos são formados por fases albiticas e ortoclásicas quase puras, exceto em certos sienitos, onde a anortita aparece em teores significativos na albita.

Já os piroxênios e anfibólios mostram importantes variações composicionais, constatando-se um paralelismo entre as composições dessas fases minerais e a situação da rocha no esquema adotado para explicar a evolução magmática do maciço (figura 1). Observa-se nesses minerais, de modo geral, um aumento das razões Fe/Mg e diminuição nos teores de CaO, acompanhada de um enriquecimento em Na₂O. Os piroxênios passam de piroxênios ferromagnesianos cálcicos para piroxênios sódicos, conforme ilustra a figura 2. Paralelamente, os anfibólios passam de anfibólios cálcicos para sódico-cálcicos e, finalmente, para álcali-anfibólios (figura 3).

EVOLUÇÃO MAGMÁTICA: Um esquema evolutivo, amplamente hipotético e não definitivo, feito com base nos dados petrográficos existentes, apoiados na química mineral, é apresentado na figura 1.

Provavelmente, a cristalização das rochas que compõem o maciço ocorreu em condições de pressão baixas (entre 1 a 3 kbar, correspondendo a uma profundidade crustal de 2,5 a 9 km) e com temperatura variando desde acima de 1.000°C até por volta de 700°C (DALL'AGNOL, 1980).

CONCLUSÕES: As variações registradas nas composições de piroxênios e anfibólios, coincidem com o esperado a partir das propostas evolutivas feitas para o Sienito Canamã, que admitem um aumento da alcalinidade dos ferromagnesianos acompanhada de um aumento nos teores de

quartzo, à medida que eram geradas rochas derivadas de líquidos mais evoluídos.

A ocorrência de minerais como arfvedsonita e aegirina, presentes nas rochas mais evoluídas da série de diferenciação, correspondem aqueles encontrados em associações peralcalinas e revelam condições de subsaturação em Al₂O₃ nos estágios finais de evolução do magma sienítico que formou as rochas do Maciço Canamã.

O sienito Canamã representa um expressivo exemplo da série alcalina-sódica do Mesoproterozóico da Amazônia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- DALL'AGNOL, R. - 1980 - Etude sur des granites du type "Rondonian" en Amazonie Orientale et leurs transformations tardi-magmatiques. Toulouse, Universite Paul Sabatier de Toulouse, Laboratoire de Geologie-Petrologie. 348 p. These (Doctorat).
- DALL'AGNOL, R. & ARAÚJO, J. F. V. - 1975 - Petrografia e amostragem do bloco C. I. Projeto RADAMBRASIL. 73 P. (Relatório Interno 2-G).
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. - 1982 - Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. J. Volcanol. Geotherm. Res. 14: 169-186.
- LEAKE, B. E. - 1978 - Nomenclature of amphiboles. American Mineralogist, 63: 1023-1052.
- MORIMOTO, N. - 1988 - Nomenclature of pyroxenes. Mineralogical Magazine, 52: 535-550.
- SANTOS, M. G. S. - 1994 - Estudo da mineralogia do Sienito Canamã. Belém, Universidade Federal do Pará, Departamento de Geoquímica e Petrologia do Centro de Geociências. 67 p. Trabalho de Conclusão de Curso.
- SILVA, G. H.; LEAL, J. W. L.; SALUM, O. A. L.; DALL'AGNOL, R.; BASEI, M. A. S. - 1974 - Geologia de parte da Folha SC.21 Juruena. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE

GEOLOGIA, 26. Porto Alegre, 1974.
Anais. Porto Alegre, SBG, 1974. v. 6.
p. 309-320.

SILVA, G. H.; LEAL, J. W. L.;
MONTALVÃO, R. M. G.;
BEZERRA, P. E. L.; PIMENTA, O.
N. S.; TASSINARI, C. C. G.;

FERNANDES, C. A. C. -1980 -
Geologia. In: BRASIL. Projeto
RADAMBRASIL. Folha SC.21
Juruena. Levantamento de Recursos
Naturais, 20. Rio de Janeiro. cap. I,
p. 21-119.

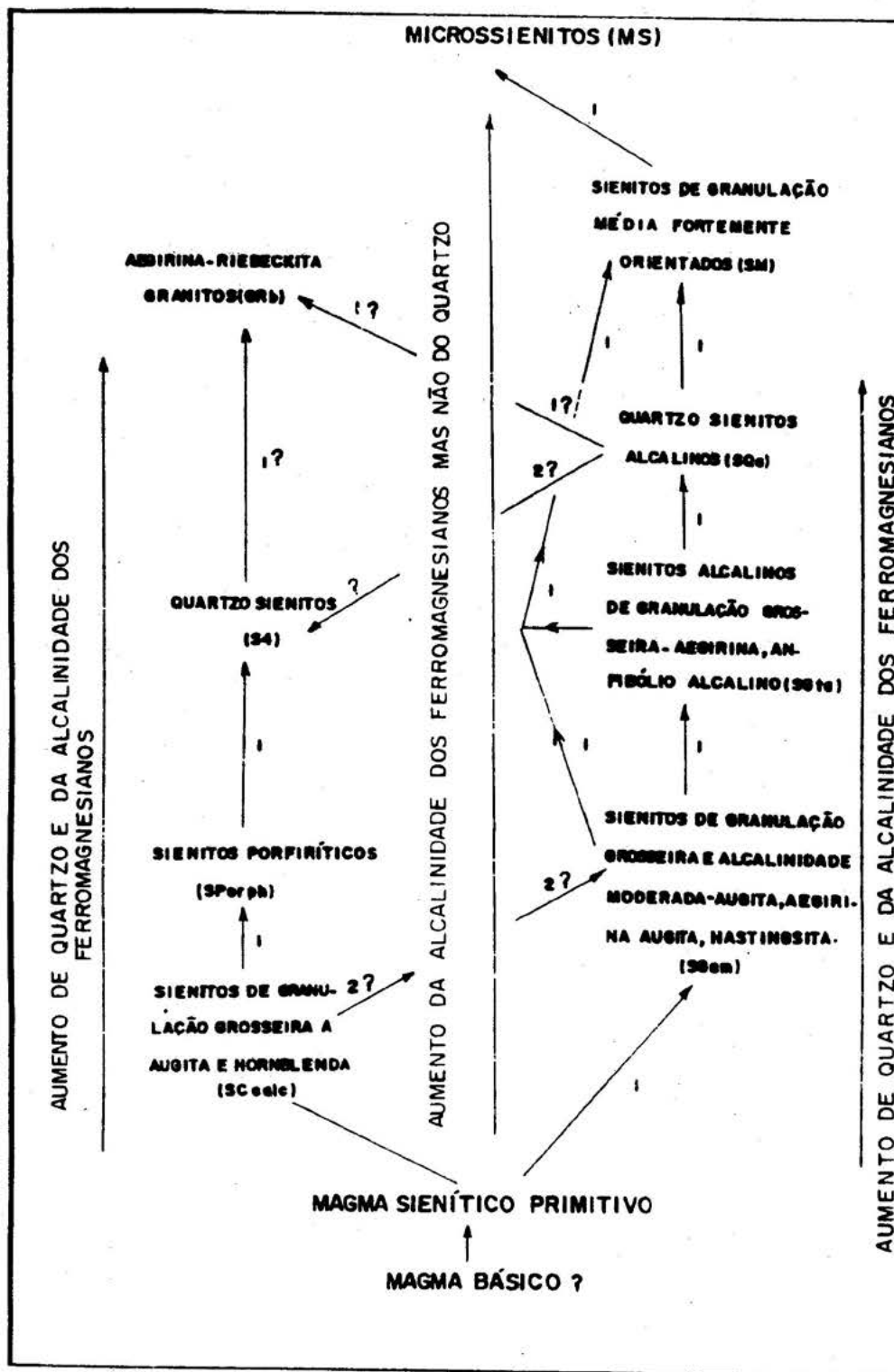
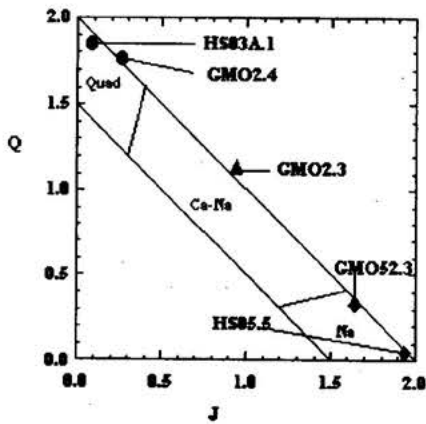
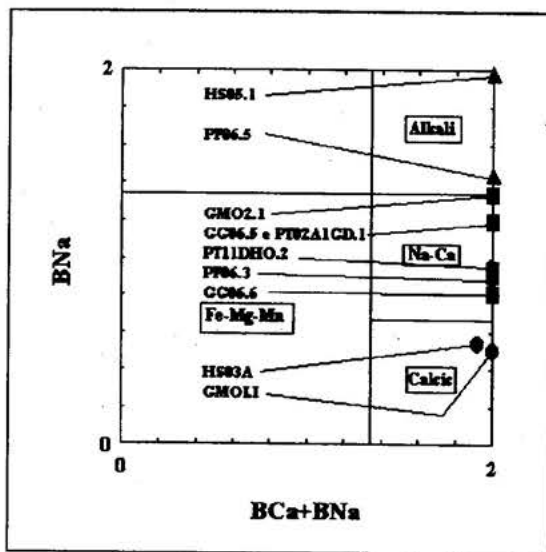


Figura 1: Esquema de diferenciação magmática do Sienito Canamã. 1 - Hipótese mais provável.
2 - Hipótese alternativa. Modificado de DALL'AGNOL (1980).



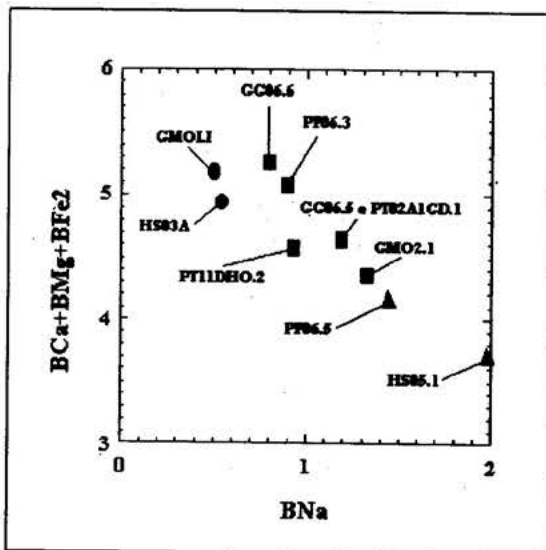
HS03A.1: hornblenda augita sienito grosso
 GMO2.4: anfibólio augita sienito grosso
 GMO2.3: anfibólio aegirina-augita sienito grosso
 GMO52.3: anfibólio aegirina microssienito
 HS05.5: aegirina arfvedsonita granito

Figura 2: Diagrama Q-J de MORIMOTO (1988) onde estão plotados piroxênios do Sienito Canamã. $Q=Ca+Mg+Fe^{2+}$ e $J=2Na$. Modificado de SANTOS (1994).



[A]

GMOLI: hornblenda hastingsítica sienito grosso
 HS03A: ferro-hornblenda augita sienito grosso
 GG06.6: magnésio catoforita sienito grosso
 PF06.3: aegirina catoforita sienito grosso
 PT11DHO.2: aegirina ferro-richterita sienito grosso
 GG06.5: catoforita sienito grosso
 PT02A1GD.1: catoforita sienito médio
 GMO2.1: catoforita sienito grosso
 PF06.5: aegirina arfvedsonita sienito grosso
 HS05.1: aegirina arfvedsonita granito



[B]

Figura 3: Anfibólios do Sienito Canamã plotados no diagrama de classificação de LEAKE (1978) [A] e num diagrama do tipo Bna versus $BCa+BMg+BFe^{2+}$ [B].

METEORITO IPITINGA: O PRIMEIRO METEORITO ENCONTRADO NA AMAZÔNIA BRASILEIRA

A. M. Dreher (CPRM-RJ)

R. Dall'Agnol (UFPA)

S. L. Martini (CPRM-RJ)

INTRODUÇÃO O meteorito Ipitinga foi encontrado em 1989, no norte do Estado do Pará, e representa o primeiro meteorito descoberto na região amazônica brasileira. O local do achado situa-se a cerca de 15 km a SW da serra do Ipitinga e tem coordenadas aproximadas de 0° 21' N, 53° 49' W (Fig. 1). O corpo pesava originalmente pouco mais de 7 kg. Deste, uma massa de 6,685 kg permanece preservada (Fig. 2) e encontra-se atualmente exposta no Museu de Geociências da Universidade Federal do Pará, em Belém. As informações a seguir têm o intuito de divulgar resumidamente as circunstâncias em que se deu a descoberta deste meteorito e os subseqüentes estudos mineralógicos e químicos efetuados por Dreher et al. (1995) que possibilitaram a sua classificação como um condrito do tipo H 5.

CIRCUNSTÂNCIAS DO ACHADO O meteorito foi encontrado à beira de uma estrada, logo a norte da pista de pouso Treze de Maio, pelo geólogo S. L. Martini durante trabalhos de campo na região. A forma poliedral, a densidade elevada e o forte magnetismo do corpo chamaram a atenção por diferirem das características dos materiais lateríticos que ocorrem nas vizinhanças. A quebra de um fragmento para exame mostrou uma parte interna semelhante a uma rocha ultramáfica fina, limonitizada, com alguns minerais metálicos ainda visíveis, envolta por uma borda de granulação afanítica, mais tarde reconhecida como uma crosta de fusão. A identificação definitiva do corpo como um meteorito, da variedade condrito, foi feita através do estudo de uma lâmina delgada.

MINERALOGIA, COMPOSIÇÃO QUÍMICA E CLASSIFICAÇÃO O exame microscópico do meteorito mostra claramente uma textura condritica, com côndrulos arredondados mas mal delineados, imersos numa matriz de grão fino,

recristalizada e impregnada por material limonítico. Os côndrulos medem 0,2 a 3 mm e são das variedades comumente encontradas em condritos, a saber, porfiríticos (Fig. 3), granulares, de olivina em barras e de piroxênio radiado. Mineralogicamente, o meteorito é composto sobretudo por silicatos como olivina e ortopiroxênio. Clinopiroxênio e plagioclásio são mais subordinados. As fases opacas abrangem cerca de 15% em volume do meteorito e são representadas por ligas metálicas de Fe-Ni (kamacita, taenita, plessita), troilita (FeS) e, em menor quantidade, cromita e magnetita. A limonita é produto de intemperismo terrestre, principalmente das ligas metálicas. A classificação do meteorito Ipitinga como um condrito do grupo H baseia-se na composição química de seus minerais, em especial da olivina (Fa 18,3), do ortopiroxênio (Fs 16,2 Wo 1,3) e do plagioclásio (Ab 80,1 An 13,6 Or 6,3). Também indicativos de que o meteorito pertence ao grupo H são os resultados de uma análise química global, que forneceu valores de Fe/SiO₂ de 0,78 e um conteúdo de Fe total de 27,17%. A composição uniforme das olivinas e ortopiroxênios, a presença de côndrulos mal delineados e o aspecto recristalizado da matriz indicam, por sua vez, que o meteorito Ipitinga é um tipo equilibrado, pertencente à classe petrológica 5. Outras feições observadas, como a presença de leve extinção ondulante e de fraturas irregulares e planares nas olivinas, indicam que o meteorito sofreu fraco metamorfismo de choque.

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

- DREHER, A. M., DALL'AGNOL, R. & MARTINI, S. L. 1995., The Ipitinga H5 chondrite: a new meteorite found in Pará State, Northern Brazil. An. Acad. Bras. Ci., 67(1), p. 45-54.

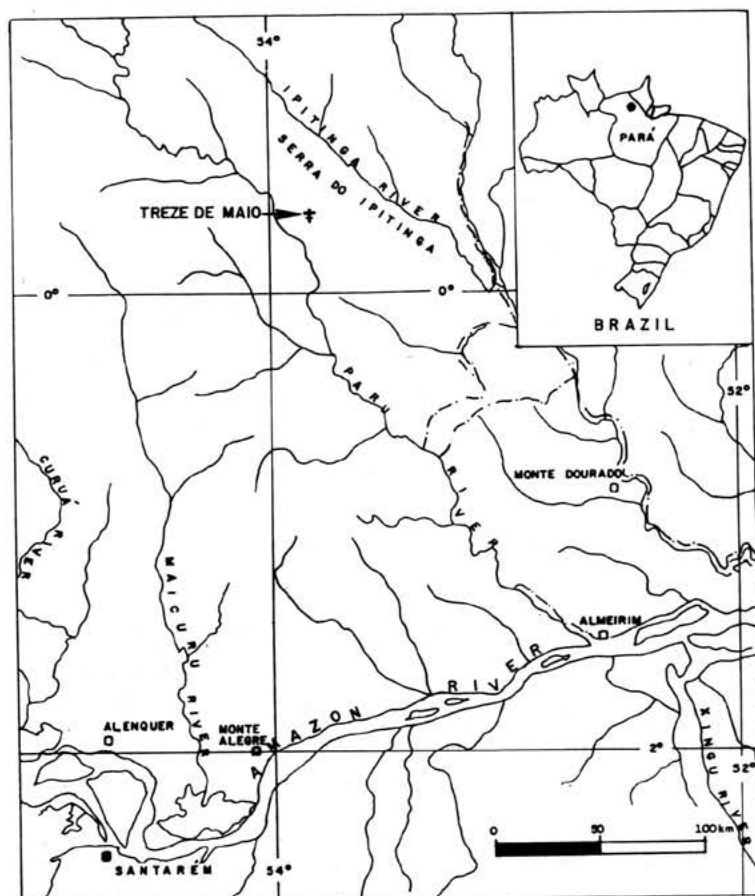


Fig. 1 - Mapa indicando o local onde o meteorito Ipitinga foi encontrado.



Fig. 2 - O meteorito Ipitinga, encontrado no norte do Estado do Pará. O corpo tem forma poliedral e pesa atualmente 6,685 kg. A escala tem 10 cm.

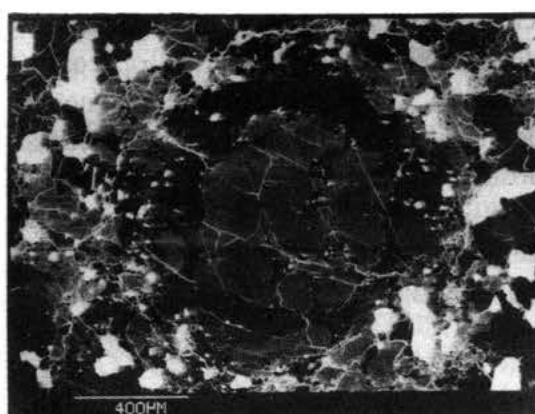


Fig. 3 - Côndrulo porfirítico, contendo um grande fenocristal de olivina (cinza) em seu centro. O côndrulo é mal delineado e está imerso numa matriz granular fina composta de silicatos (cinza a preto) e fases metálicas (em branco). Imagem obtida em microscópio eletrônico de varredura.

COMPORTAMENTO MAGNÉTICO E NATUREZA DOS MINERAIS OPACOS DO MACIÇO GRANÍTICO ARQUEANO XINGUARA, SUDESTE DO PARÁ

Marco Aurélio B. M. Figueiredo¹

Roberto Dall'Agnol¹

Albano A. da S. Leite¹

¹ Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitos, CG-UFPA; Apoio CNPq, FINEP-PADCT.

INTRODUÇÃO O Granito Xinguara (GXg) é um maciço de idade arqueana (2.800 - 2.890 Ma, Macambirá, 1992), aflorante na região de Xinguara, no SE do Pará. Esta região, caracteriza-se como um terreno granito-*greenstone* arqueano, com coberturas plataformais proterozóicas ou arqueanas e intrusões de granitos anorogênicos (Huhn et al., 1988; Souza et al., 1990)

O estudo do comportamento magnético de rochas granitóides da Amazônia Oriental foi inicialmente elaborado por Dall'Agnol et al. (1988). A partir daí, estudos detalhados foram realizados a fim de verificar as diferenças petrográficas e geoquímicas observáveis nestas rochas e nas fácies de um mesmo corpo granítico, que poderiam estar relacionadas à variação do conteúdo de magnetita e, por sua vez, à variação de SM (Magalhães, 1991; Magalhães & Dall'Agnol, 1992). Dessa forma, tendo em vista o reduzido volume de dados referentes ao estudo de minerais opacos e, principalmente, de suscetibilidade magnética (SM) procurou-se determinar esta propriedade em amostras representativas GXg, buscando entender o seu comportamento magnético bem como definir a natureza dos minerais opacos e relacioná-los com as feições geoquímicas e petrológicas.

MINERAIS OPACOS Os conteúdos modais de opacos do GXg variam geralmente de 0,1 a 0,5%, sendo a proporção média de 0,3% (Leite, 1995). A paragênese de minerais opacos é formada por magnetita (dominante), hematita (martita), ilmenita e goethita. Eles ocorrem de duas formas distintas: inclusos em cristais de feldspato alcalino (microclina) e

plagioclásio e associados a biotita e minerais acessórios.

A magnetita (Mt) apresenta-se com formas variáveis, predominando cristais hipidiomórficos a idiomórficos, os quais acham-se bem preservados e pouco martitizados. Por outro lado, há também cristais xenomórficos que apresentam-se geralmente mais martitizados, seja nas bordas, em seus planos de fraturas ou completamente. Em alguns cristais, observam-se fraturas preenchidas por goethita. Nos contatos da magnetita com a titanita ou com os minerais ferromagnesianos, tem-se algumas reentrâncias, sugerindo que a Mt funcionou como fonte de parte do titânio para formar estes minerais. Observam-se raramente na Mt lamelas de exsolução de ilmenita do tipo *trellis* (ilm T), caracterizando um intercrescimento entre magnetita pobre em titânio e ilm T através do processo de exsolução-oxidação da titanomagnetita (Buddington & Lindsley, 1964).

A hematita ocorre somente a partir do processo de martitização da magnetita. Este processo desenvolve-se comumente ao longo dos planos (111) da magnetita (Haggerty, 1981).

A goethita ocorre invariavelmente como pequenos cristais de forma isolada ou preenchendo fraturas na magnetita. Sua formação, segundo Haggerty (1981), resulta do processo de oxi-hidratação da magnetita.

SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA O GXg apresenta valor médio global de SM de $3,707 \times 10^{-3}$, com valores médios de cada amostra variando de $0,488 \times 10^{-3}$ (valor mínimo) a $9,190 \times 10^{-3}$ (valor máximo). A

elaboração do histograma de frequência com os dados magnéticos (SM), permitiu a separação de três populações de SM (Fig. 1), as quais podem ser observadas melhor no gráfico de probabilidade (Fig. 2), a partir de segmentos de reta que definem intervalos de SM. A população "A" é formada por amostras fracamente magnéticas com valores de SM $< 2,861 \times 10^{-3}$ SI-emu, enquanto a população "B" possui valores de $2,938 \times 10^{-3}$ a $4,686 \times 10^{-3}$ SI-emu e a população "C" tem SM $> 4,860 \times 10^{-3}$. Verificou-se que a distribuição dos valores de SM do Gxg, no mapa geológico do corpo, não mostra evidências claras de concentração de valores altos ou baixos de SM, em nenhuma porção do corpo, nem tampouco nas proximidades dos seus contatos com a encaixante.

INTERPRETAÇÕES E CONCLUSÕES

Os valores de SM obtidos para o GX ($> 0,488 \times 10^{-3}$) bem como os conteúdos modais de opacos $> 0,1\%$ e as razões $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} > 1$ (Leite, 1995) são características que permitem classificar o maciço Xinguara como granito similar aos da série a magnetita de acordo com a classificação de Ishihara (1981).

Com base na estimativa petrográfica (Leite, 1995) da variação do grau de deformação das amostras do Gxg utilizadas para medidas de SM, procurou-se estabelecer uma relação entre SM e grau de deformação (Fig. 1). Levando-se em conta as populações definidas, constatou-se que não há uma correlação clara entre SM e grau de deformação, pois amostras com diferentes graus de deformação distribuem-se nas três populações. Isso sugere que a deformação sofrida pelo Gxg não chegou a afetar os cristais de Mt, contrariamente ao verificado em estudos realizados no Granito Guarantã (Magalhães et al., 1994), o qual possui similaridades petrográficas e geoquímicas com o Gxg.

No Granito Guarantã a SM varia entre $0,619 \times 10^{-3}$ e $4,472 \times 10^{-3}$ SI-emu com média de $2,126 \times 10^{-3}$ SI-emu, sendo que os valores mais baixos de SM estariam relacionados à cominuição dos cristais de Mt nas

proximidades de zonas de cisalhamento (Magalhães et al., 1994).

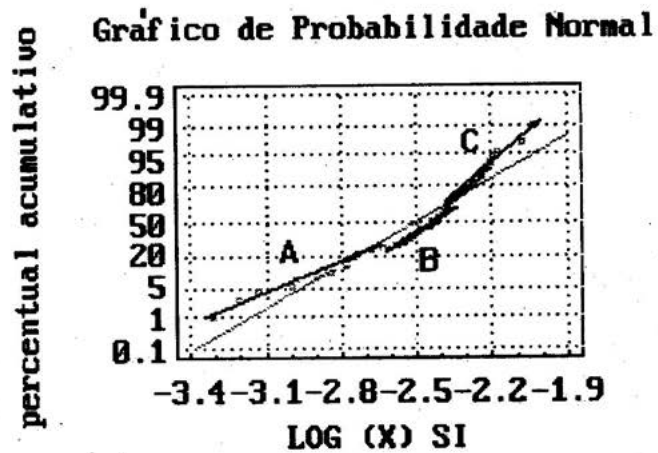
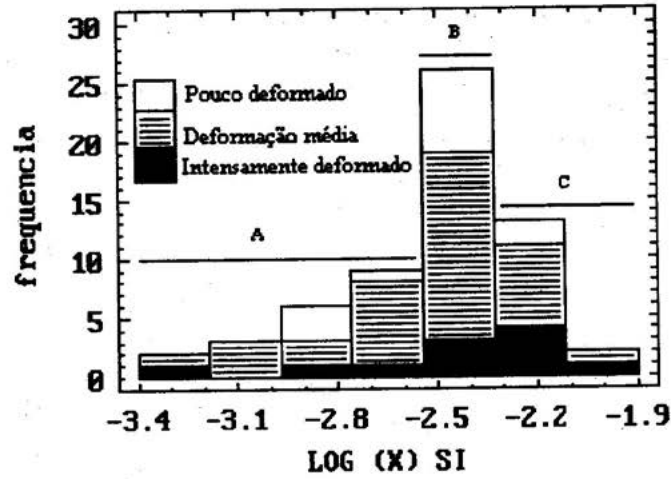
No caso do Gxg, os maiores valores de SM foram observados nas amostras cujos cristais de Mt são mais desenvolvidos e bem preservados, ou seja pouco martitizados, ao passo que os menores valores de SM estão associados a amostras com um percentual menor de Mt, que além disso, se apresenta parcial ou intensamente martitizada. Assim as populações de SM apresentadas no histograma de frequência devem refletir essencialmente variações na proporção e no grau de alteração da Mt. Isso reflete o fato de a Mt tem uma SM muito maior do que qualquer outro mineral e, conseqüentemente, a SM de uma rocha é quase que exclusivamente determinada por seu conteúdo de Mt.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BUDDINGTON, A. F. & LINDSLEY, D. H. 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. petrology*, 5(2): 310-357.
- DALL'AGNOL, R.; SAUCK, W. A.; GONÇALEZ, M. G. B. 1988. Suscetibilidade magnética em granitóides da Amazônia: Um estudo preliminar. In: Cong. Bras. Geol., 35, Belém, 1988. Anais... Belém, SBG. v. 3, p. 1664-1173.
- HAGGERTY, S. E. 1981. Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In: RUMBLE III, D. ed Oxide minerals. 2nd ed. Washington, Miner. Soc. Am. p. Hg101-Hg300. (Short course notes).
- HUHN, S. R. B.; SANTOS, A. B. S.; AMARAL, A. F.; LEDSHAM, E. J.; GOUVÊA, J. L.; MARTINS, L. P. B.; MONTALVÃO, R. M. G.; COSTA, V. G. 1988. O terreno granito - "greenstone" da região de Rio Maria - sul do Pará. In: Cong. Bras. Geol., 35, Belém, 1988. Anais... Belém, SBG. v. 3, p. 1438-1452.
- SHIHARA, S. 1981. The granitoid series and

- mineralization. *Econ. Geol.*, 75th ann. Vol. 458-484.
- MACAMBIRA, M.J.B. 1992. Chronologie U/Pb, Rb/Sr, K/Ar et croissance de la croûte continentale dans L'Amazonie du sud-est; exemple de la région de Rio Maria, Province de Carajas, Brésil. Montpellier, Université Montpellier II - France. 212 p. Tese de Doutorado - Université Montpellier II, 1992.
- MAGALHÃES, M. S. 1991. Minerais opacos e suscetibilidade magnética de granitóides da Amazônia Oriental: Implicações petrológicas. Belém, 274 p. (Tese de Mestrado UFPA-Centro de Geociências).
- MAGALHÃES, M. S. & DALL'AGNOL, R. 1992. Estudos de minerais opacos e suscetibilidade magnética nos Granitos Musa e Jamon (Região de Rio Maria - SE do Pará) e suas implicações petrológicas. *Rev. Bras. Geoc.*, Belém, 1992. v. 22, 2.
- MAGALHÃES, M. S.; FIGUEIREDO, M. A. B. M.; ALTHOFF, F. J. 1994. Comportamento magnético do Tonalito Arco Verde e do Granito Guarantã, Rio Maria, Pará: suscetibilidade magnética e minerais opacos. In: SIMP. GEOL. AMAZ., IV, Belém, SBG. p. 347-348.
- SOUZA, Z. S.; MEDEIROS, H.; ALTHOFF, F. J.; DALL'AGNOL, R. 1990. Geologia do terreno granito-greenstone Arqueano da Região de Rio Maria, sudeste do Pará. In: CONG. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. Anais...Natal, SBG. v. 6, p. 2913-2928.

Histograma de Freqüência.



Figuras: 1) Histograma de freqüência (7 classes) e 2) Diagrama de probabilidade referentes aos dados de suscetibilidade magnética do Granito Xinguara.

METAGABROS DE ÁGUAS CLARAS: NOVOS DADOS PETROGRÁFICOS E ESTUDO DE SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA E MINERAIS OPACOS

Geraldo Sarquis Dias², José Erimar B. Soares¹⁻², Roberto Dall'Agnol¹⁻², Carlos Eduardo Mesquita Barros²⁻⁴, Anselmo Domingos V. Soares³, Marília Sacramento Magalhães².

¹ Centro de Geociências/UFGA; ² Grupo de Pesquisa de Petrologia de Granitos; ³ DOCEGEO - Distrito Amazônia; ⁴ CRPG - CNRS(França) Apoio: Convênio CVRD-UFGA; PADCT-FINEP: CNPq.

INTRODUÇÃO Na porção norte da Província Mineral de Carajás (PMC) ocorrem diversas seqüências de rochas máficas de idade arqueana (GIBBS et al., 1986; DARDENNE et al., 1987; LINDENMAYER, 1990; BARROS et al., 1994a e TEIXEIRA, 1994). Permanecem em discussão as relações estratigráficas entre essas seqüências (cf. DIAS et al., neste simpósio), bem como as controvérsias no que tange ao ambiente tectônico, natureza dos magmatismo básicos e das transformações metamórfico/hidrotermais que os afetaram. Os metagabros de Águas Claras, que constituem diques e *sills* básicos alojados na Formação Águas Claras (SOARES et al., 1994), são uma das seqüências mencionadas. Eles foram estudados detalhadamente por BARROS et al. (1994), no furo de sondagem F-72 realizado pela DOCEGEO. O presente trabalho tem como objetivo discutir a petrografia dos furos F-95, F-124 e F-139 e compará-los com os dados já divulgados sobre o furo F-72. Além disso serão apresentados os dados de suscetibilidade magnética e sobre a natureza de minerais opacos obtidos nesses metagabros, aprofundando o estudo preliminar realizado por BARROS et al. (1994b).

ASPECTOS PETROGRÁFICOS Neste trabalho será adotada a classificação proposta por BARROS et al. (1994), que dividiram os metagabros em dois grupos: a) metagabros fortemente transformados, onde a textura primária está totalmente obliterada e a mineralogia primária substituída. b) gabros com textura ígnea preservada, que com base no

conteúdo modal de piroxênios, foram subdivididos em quatro subgrupos: 1) Cpx > 30%; 2) 30% > Cpx > 15%; 3) 15% > Cpx > 4% e; 4) Cpx < 4%. Os furos (95, 124 e 139) descritos não apresentam variações mineralógicas e texturais relevantes. As transformações metamórfico/hidrotermais que os afetaram também são muito similares. As rochas exibem textura ígnea preservada, subofítica a ofítica, com predomínio do primeiro tipo. As assembléias mineralógicas primárias são constituídas por augita, plagioclásio saussuritizado e quartzo granofírico. Os minerais secundários principais são hornblenda, actinolitas, cloritas, epidoto, carbonato, sericita, albita e opacos. A proporção entre os minerais primários/secundários é variável e depende da intensidade dos processos metamórficos/hidrotermais que afetaram nessas rochas.

No furo F-95 predominam na base rochas fortemente transformadas; localmente no topo ocorrem metagabros com Cpx < 4%. No furo F-124 dominam, principalmente na base do furo, metagabros com 4% < Cpx < 15%. Enquanto no topo são freqüentes metagabros com Cpx < 4%. No furo F-139 predominam metagabros com Cpx < 4%, com intercalações de metagabros fortemente transformados.

MINERAIS OPACOS Os minerais opacos mostram diferentes texturas e proporções variáveis (0.2 a 6.6%) dependendo da natureza e intensidade das transformações dos metagabros. Esses opacos apresentam as seguintes características: 1) cristais primários

de titano-magnetita, subédricos a anédricos, de granulação média, afetados inicialmente por oxidação-exsolução e, posteriormente, com a magnetita sendo desestabilizada e formando massas transparentes (titanita?) entremeadas com finas lamelas regulares de ilmenita, formando arranjos losangulares, definindo textura em *trellis*; 2) cristais de magnetita neoformada, anédricos a subédricos, finos a médios, maciços, alguns parcialmente transformados à maghemita/hematita. Ocorrem em cristais disseminados ou em agregados; 3) cristais de pirita também são freqüentes, com calcopirita subordinada. São cristais finos, anédricos a subédricos, maciços, disseminados ou em agregados; 4) relacionados provavelmente com a mineralização de Au e Cu, ocorrem magnetita/maghemita como grãos grossos, irregulares, maciços, anédricos, envolvendo cristais ripiformes de hematita(?). Associam-se com calcopirita, principalmente no contato com os silicatos.

SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA Os valores de SM definem sete classes, variando de $0,618 \times 10^{-3}$ a $49,47 \times 10^{-3}$ SI-emu. São exemplificados pelo furo 139 (Figura 1). Esses valores podem ser agrupados em quatro grupos principais: a) As medidas de SM $< 0,618 \times 10^{-3}$ SI-emu, correspondem aos metassedimentos no contato com os metagabros; b) O segundo grupo, com maior freqüência das leituras, tem SM variando de $0,618 \times 10^{-3}$ a $1,911 \times 10^{-3}$ SI-emu, relacionando-se aos metagabros fortemente transformados, metagabros com Cpx $< 4\%$ e, subordinadamente, aos demais litotipos; c) No terceiro grupo, que engloba um número expressivo de amostras, os valores de SM variam entre $1,911 \times 10^{-3}$ e $26,96 \times 10^{-3}$ SI-emu; nele predominam metagabros fortemente transformados, metagabros com $4\% < \text{Cpx} < 15\%$ e $15\% < \text{Cpx} < 30\%$; d) O quarto grupo, possui valores de SM $> 26,96 \times 10^{-3}$ SI-emu, obtidos em pequeno número de amostras, que correspondem a metagabros fortemente transformados com vênulas de Qz, Py, Mt (ou maghemita).

CONCLUSÕES Petrograficamente as associações mineralógicas primárias e aquelas secundárias, resultantes dos processos hidrotermais, nos furos descritos (95, 124 e 139), são muito similares as observadas no furo 72 descrito por BARROS et al. (1994b).

Os opacos exibem uma grande variação na natureza, quantidade, textura e modo de ocorrência o que se reflete nos valores de SM. Não há nenhuma correlação entre SM e os grupos e subgrupos de metagabros, mostrando que os valores de SM e, conseqüentemente, o conteúdo de Mt, não dependem do grau de preservação das rochas. Os valores mais baixos de SM são atribuídos a quase que ausência de magnetita nos metassedimentos em contato com os metagabros. As medidas de SM do segundo grupo traduzem a desestabilização da Mt que é observada em todas as variedades de metagabros. Os valores de SM do terceiro grupo estão relacionados à neoformação de magnetita sobre os opacos primários desestabilizados, bem como a disseminações de Py, Cp e Mt, relacionadas a processos de mineralização. Essas medidas são encontradas em todos os tipos de metagabros. O quarto grupo, com valores máximos de SM, corresponde a vênulas de Qz, Mt, Py e Cp, encaixados nos metagabros fortemente transformados, os quais associam-se aos processos de mineralização.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.

- BARROS, C.E.M.; DALL'AGNOL, R.; MAGALHÃES, M. S. 1994a. Metagabros da área de Águas Claras. In: Estudo petrológico da borda Oeste do granito Central e dos corpos máficos associados a Formação Águas Claras. Relatório Final. Belém. CRVD-UFPa. p.91-167.
- BARROS, C.E.M.; DALL'AGNOL, R.; SOARES, A.D.V.; DIAS, G.S. 1994b. Metagabros de Águas Claras, Serra dos Carajás: Petrografia, Geoquímica e Transformações Metamórfico-Hidrotermais. Acta Geológica Leopoldensia, 40: 31-70.

- DARDENNE, M.A.; FERREIRA, F.; MEIRELLES, M.A. 1987. The role of shoshonitic and calc-alkaline suite in tectonic evolution of the Carajás, District, Brazil. In: IGCP-204 Project. Precambrian evolution of the Amazonian region, Carajás, 1987. Final meeting of the working group. Extended abstracts. p. 40-50.
- GIBBS, A.K.; WIRTH, K.R.; HIRATA, W.K.; OLSZEWSKI, W. 1986. Age and composition of the Grão-Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.*, 16(2): 201-211.
- LINDENMAYER, Z.G. 1990. Salobo, Carajás, Brazil: Geology, Geochemistry and Metamorphism. Canadá, University of Western Ontario, 407p. Thesis (Doctor of philosophy)- Department of geology, 1990.
- SOARES, A. V.; SANTOS, A. B.; VIEIRA, E. A.; BELLA, V. M.; MARTINS, L. P. B. 1994. Áreas Águas Claras: contexto geológico e mineralizações. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4, Belém, 1994. Anais, Belém, SBG, p.379-382.
- TEIXEIRA, J.B.G. 1994. Petrology, geochemistry, and tectonic setting of Archean basaltic and dioritic rocks from the N4 Iron Deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. The Pennsylvania State University. 175. il. Thesis (Doctor of philosophy) - Department of Geosciences, 1994.

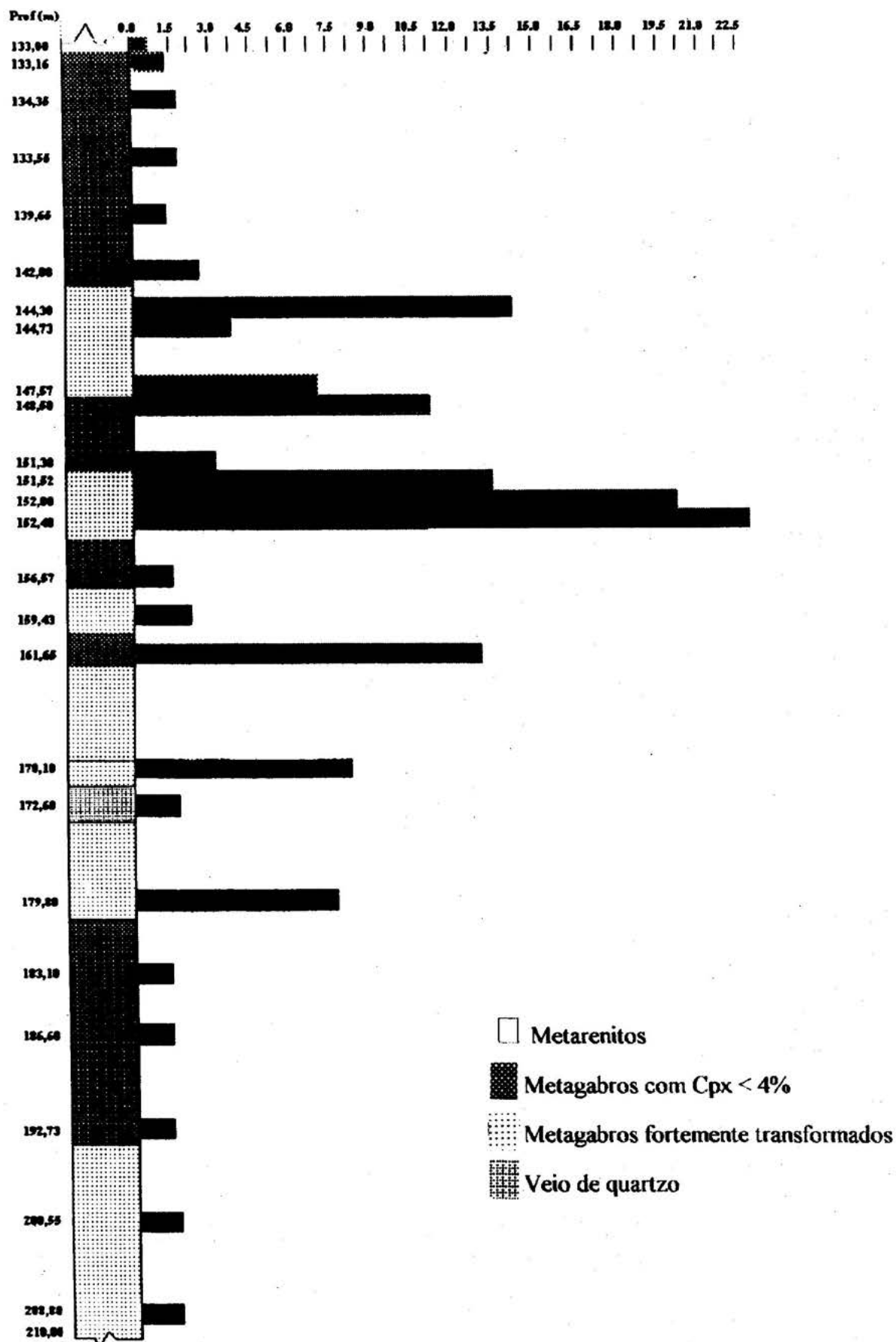


Figura 1 - Log do furo 139, mostrando a variação da suscetibilidade magnética ($SI \times E^{-3}$) dos diversos grupos e subgrupos de rochas estudadas.

GEOQUÍMICA E ASPECTOS PETROGENÉTICOS DO GRANITO ARQUEANO XINGUARA, SE DO PARÁ

Albano Antonio da Silva Leite¹

Roberto Dall'Agnol¹

1- Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitos, CG-UFPa; Apoio FINEP-PADCT, ALBRAS, CAPES e CNPq.

INTRODUÇÃO O Granito Xinguara (GXg) está localizado na porção NE do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria (TGGRM), nas cercanias de cidade homônima. Trata-se de um excelente exemplo do magmatismo granítico potássico de idade arqueana (2,80 a 2,89 Ga, Macambira, 1992) presente no TGGRM. É intrusivo em tonalito-trondhjemitos gnáissicos (TTGn) e no Granodiorito Rio Maria (GdRM) (Souza, 1990; Leite & Dall'Agnol, 1994; Leite, 1995).

O GXg é um maciço granítico de forma alongada segundo WNW-ESE, coincidente com a principal estruturação arqueana regional. Possui uma foliação marcante próximo dos contatos e pouco penetrativa no centro do corpo. É formado essencialmente por leucomonzogranitos (LMG), cortados por leuco-sienogranitos (LSG) e granitos pegmatóides (GPG).

O presente artigo tem como finalidade discutir a geoquímica e aspectos petrogenéticos do GXg, baseado no que foi apresentado na dissertação de mestrado do primeiro autor (Leite, 1995).

GEOQUÍMICA

Caracterização Geoquímica: Os teores de SiO₂ das fácies identificadas no GXg são pouco contrastantes com valores médios de 73,5% nos LMG, 74,8% nos LSG e 75,1% nos GPG. Em vários diagramas geoquímicos é evidente a separação entre as fácies do GXg, bem como a discriminação de dois grupos de LMG: leucomonzogranitos ricos em K₂O (K-LMG) e leucomonzogranitos ricos em Na₂O (Na-LMG). Os K-LMG situam-se num domínio bem definido na porção central do

corpo. Os Na-LMG são dominantes no maciço e ocupam as demais porções do corpo. As composições dos dois grupos de LMG são bastante distintas. Em amostras com teores similares de SiO₂, os K-LMG são comparativamente empobrecidos em Al₂O₃, MgO, CaO e Na₂O e enriquecidos em K₂O, Rb, Zr e Y em relação aos Na-LMG. Nesses SiO₂ varia dentro de um intervalo mais amplo do que nos K-LMG. Em ambos os grupos os teores de Na₂O e K₂O mantêm-se constantes ou pouco variam com o aumento de SiO₂. As razões K₂O/Na₂O médias são de 2,09 para os K-LMG e 1,21 para os Na-LMG.

Os LSG e GPG são mais ricos em SiO₂. As amostras do último apresentam baixos valores dos óxidos concentrados nas fases máficas e em CaO, refletindo a sua derivação a partir de um líquido bastante evoluído. Já os LSG não divergem muito em composição dos LMG de mesmos teores de SiO₂.

No que se refere à filiação magmática do GXg, no diagrama K-Na-Ca (Fig. 1) foi lançado o conjunto de amostras estudadas, juntamente com os *trends* cálcico-alcálico (CA) de Nockolds & Allen (1953) e trondhjemitico (TH) de Barker & Arth (1976). Verificou-se a tendência do GXg de dispor-se segundo o *trend* cálcico-alcálico.

No diagrama A/CNK vs. A/NK (Fig 2) baseado no Índice de Shand expresso em proporções moleculares observa-se que as amostras do GXg situam-se próximo do limite metaluminoso-peraluminoso, porém a maioria, com exceção de quatro amostras, plota no campo metaluminoso, com razões A/CNK < 1.

Normas C.I.P.W: As composições normativas confirmam o caráter metaluminoso a peraluminoso das rochas estudadas. O coríndon normativo aparece sempre com percentuais inferiores a unidade e está ausente na fácies GPG. Os teores de diopsídio normativo também são baixos, superando a unidade em apenas uma amostra.

Parâmetros Geoquímicos versus Ambiente Tectônico: Vários autores utilizam elementos-traço a fim de discriminar e classificar rochas granitóides de acordo com o ambiente tectônico. Pearce et al. (1984) discriminam ambientes tectônicos de rochas granitóides, utilizando elementos-traço de granitos do Fanerozóico. Tais autores subdividiram os granitos de acordo com seu ambiente tectônico em: granitos de arcos vulcânicos, intraplaca, de regiões orogênicas e de zonas de colisão, subdivididos em sin-colisionais e pós-colisionais. A utilização isolada destes diagramas não permite definir o ambiente tectônico de colocação de rochas granitóides, pois sabe-se que há granitóides geoquimicamente similares, formados em ambientes tectônicos distintos (Sylvester, 1989). Porém, os mesmos podem auxiliar na caracterização das rochas estudadas, permitindo a eliminação de determinadas hipóteses.

No diagrama Rb vs. Y+Nb (Fig. 3) as amostras do GXg plotaram tanto no campo dos granitos sin-colisionais, como no campo dos granitos de arcos vulcânicos, concentrando-se no limite entre ambos. A distribuição das amostras do GXg nos dois campos pode ser atribuída ao seu alto grau de fracionamento com aumento de Rb. Por outro lado, algumas características geoquímicas do GXg, como aumento de Rb, pequena variação de Nb e decréscimo de Y com o aumento de sílica são, para Goellnicht et al. (1991), teoricamente coerentes com granitos intraplaca, os quais sofreram intenso fracionamento produzindo razões de elementos traços compatíveis com granitos sin-colisionais e de arcos vulcânicos. No entanto, no diagrama SiO_2 vs. Rb (Fig. 4) (Pearce et al., 1984), verifica-se que a quase totalidade de amostras do GXg plota no campo

dos granitos sin-colisionais, reforçando sua afinidade geoquímica com aqueles sin-colisionais fanerozóicos.

Sylvester (1989) propôs a utilização do diagrama $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}) / (\text{FeOt} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ vs. $100(\text{MgO} + \text{FeOt} + \text{TiO}_2) / \text{SiO}_2$ (Fig. 5) para verificar a natureza das séries magmáticas de rochas granitóides com $\text{SiO}_2 > 68\%$, admitidas como sin-colisionais. Apenas uma amostra do GXg plotou no campo dos granitos cálcico-alcalinos a fortemente peraluminosos. O restante concentra-se no campo onde se superpõem os granitóides alcalinos e os cálcico-alcalinos fortemente fracionados, porém as características geoquímicas do GXg, evidenciadas nos diagramas das Figs 1 e 4, sugerem a sua afinidade com os últimos.

ASPECTOS PETROGENÉTICOS Os contrastes geoquímicos observados entre os dois grupos de LMG (K-LMG e Na-LMG) são indicativos da complexidade que envolve a origem do magma gerador do GXg. Sugerem que eles, provavelmente derivaram de líquidos com características próprias e evolução distintas que poderiam talvez, ser explicadas por fusão parcial, envolvendo diferentes graus de fusão ou ainda, fontes ligeiramente diferentes. Explicar os contrastes geoquímicos por processos de diferenciação magmática não parece coerente, haja vista que os dois grupos não seguem um *trend* de diferenciação. Uma outra possibilidade, algo remota, seria a contaminação em graus variáveis do magma original pelas rochas encaixantes, presentes no interior do corpo na forma de enclaves, concentrados principalmente na região de dominância das amostras dos K-LMG.

As fácies GPG e LSG são, conforme atestam as relações de campo tardias, e de menor volume (Leite, 1995). Apesar de não demonstrado, é lógico admitir que estas fácies derivaram dos líquidos residuais dos K-LMG e Na-LMG.

A analogia geoquímica do GXg com os granitos sin-colisionais fanerozóicos não é totalmente conclusiva, quanto ao seu ambiente tectônico podendo refletir apenas o fato de se

tratar de leucomonzogranitos gerados a partir de magmas formados na crosta.

Quanto a gênese do GXg, a sua notável homogeneidade composicional, refletida nos dados petrográficos e geoquímicos, e a natureza granítica e hololeucocrática do corpo, juntamente com seus altos teores de SiO₂ (> 70%), e álcalis (> 8%), associados a baixos teores de MgO (0,10%) e CaO (1,26%), sugerem uma fonte crustal para esse granito. Essa hipótese é similar aquela assumida para explicar a origem de outros granitos *stricto sensu* arqueanos (Foden et al., 1984; Cassidy et al., 1991; Ridley, 1992; Davis et al., 1994).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARKER, F. & ARTH, J.G. 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and archean bimodal trondjemite-basalt suites. *Geology*, 4:596-600.
- CASSIDY, K.F.; BARLEY, M.E.; GROVES, D.I.; PERRING, C.S.; HALLBERG, J.A. 1991. An overview of the nature, distribution and inferred tectonic setting of granitoids in the Late Archean Norseman-Wiluna Belt. *Prec. Res.*, 51: 51-83.
- DAVIS, W.J.; FRYER, B.J. KING, J.E. 1994. Geochemistry and evolution of late Archean plutonism and its significance to the tectonic development of the Slave Craton. *Prec. Res.*, 67: 207-241.
- FODEN, J.D.; NESBITT, R.W.; RUTLAND, R.W.R. 1984. The geochemistry and crustal origin of the Archean acid intrusive rocks of the Agnew Dome, Lawlers, Westwen Australia. *Prec. Res.*, 23: 247-271.
- GOELLNIGHT, N.M.; GROVES, D.I.; McNAUGHTON, N.J. 1991. Late Proterozoic fractionated granitoids of the mineralized Telfer area Paterson Province, Western Australia. *Precam. Res.*, 51: 375-391.
- LEITE, A.A.S. 1995. Geologia e geoquímica do maciço granítico arqueano Xinguara e de suas encaixantes, sudeste do Estado do Pará. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 209 p. Tese (Mestrado em Petrologia e Geoquímica) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1995.
- LEITE, A.A.S. & DALL'AGNOL, R. 1994. Estratigrafia e aspectos geológicos da região de ocorrência do Granito Xinguara (SE do Pará). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. Boletim de Resumos Expandidos. Belém, SBG., p. 325-327.
- MACAMBIRA, M.J.B. 1992. Chronologie U/Pb, Rb/Sr, K/Ar et croissance de la croûte continentale dans L'Amazonie du sud-est; exemple de la région de Rio Maria, Province de Carajas, Brésil. Montpellier, Université Montpellier II - France. 212 p. Tese (Doutorado) - Université Montpellier II, 1992.
- NOCKOLDS, S.R. & ALLEN, R. 1953. The geochemistry of some igneous rock series. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4: 105-142.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25: 956-983.
- RIDLEY, J.R. 1992. The tremal causes and effects of voluminous, late Archaen: terrains, processes and metallogeny. Proceedings volume for the Third International Archean Symposium, Perth. Geology Dept. & University Extension. The University of Western Australia. Publi., 22: 275-285.
- SOUZA, Z.S.; MEDEIROS, H.; ALTHOFF, F.J.; DALL'AGNOL, R. 1990. Geologia do terreno granito-greenstone Arqueano da região de Rio Maria, sudeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. Anais. Natal, SBG. v. 6, p. 2913-2928.
- SYLVESTER, P.J. 1989. Post-collisional alkaline granites. *J. Geol.*, 97: 261-280.

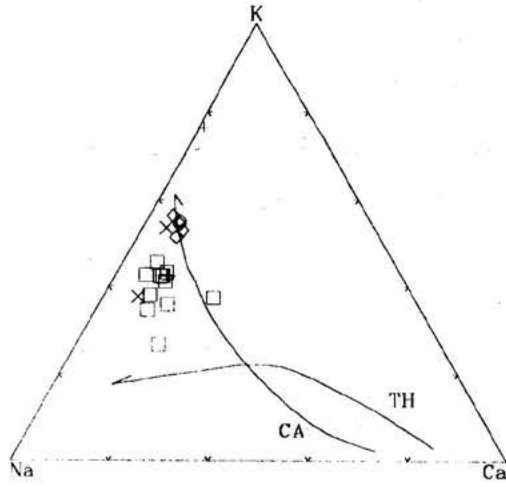


Fig. 1 - Diagrama K-Na-Ca para as fácies do GXg. Trends cálcico-alcalino (CA) de Nockolds & Allen (1953) e Trondhjemitico (TH) de Barker & Arth (1976).

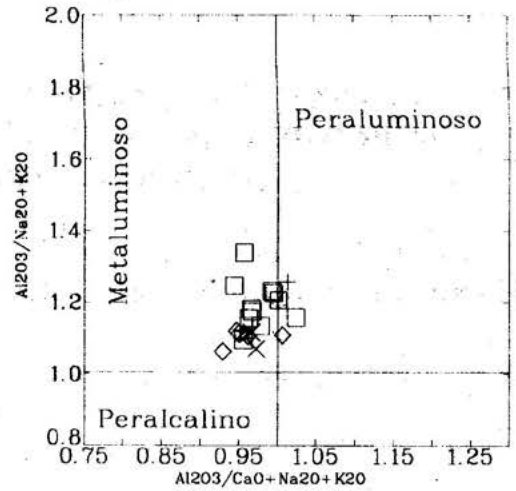


Fig. 2 - Diagrama mostrando o comportamento metaluminoso a peraluminoso das fácies do GXg. Dados químicos em proporção molecular.

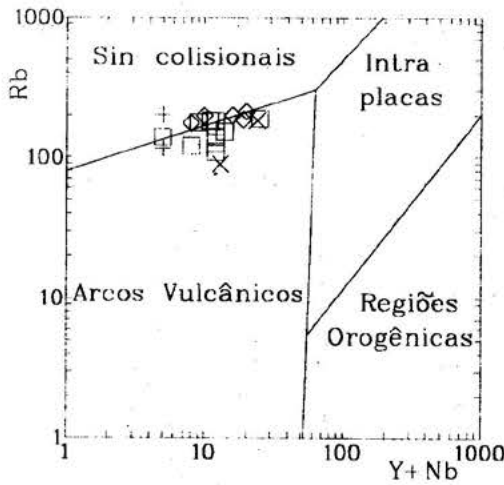


Fig. 3 - Diagrama Rb vs. Y+Nb (Pearce et al., 1984) para as amostras do GXg.

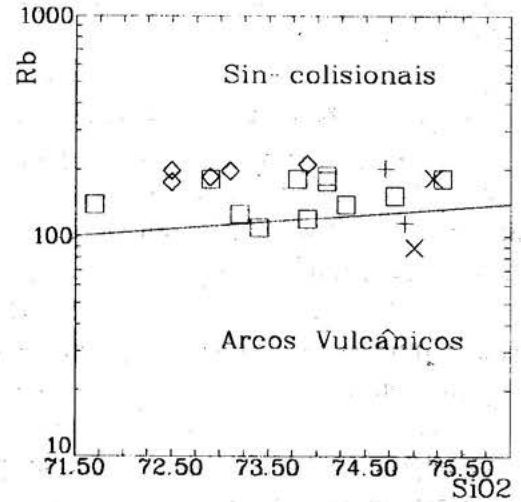


Fig. 4 - Diagrama Rb vs. SiO₂ (Pearce et al., 1984) sugerindo o caráter sin-colisional do GXg.

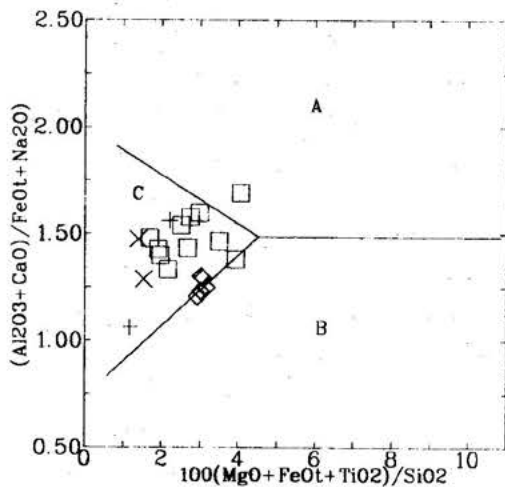


Fig. 5 - Diagrama de Sylvester (1989) discriminando campos de: A - Granitóides cálcico-alcalinos a fortemente peraluminosos, B - granitóides alcalinos e C - granitóides alcalinos e cálcico-alcalinos fortemente fracionados.

Símbolos das figuras:

- ▣ - Leucomonzogranitos ricos em Na₂O (Na-LMG)
- ◊ - Leucomonzogranitos ricos em K₂O (K-LMG)
- + - Leuco-sienogranitos (LSG)
- X - Granito pegmatóides (GPG)

INTRUSÕES BÁSICAS DO PROTEROZÓICO SUPERIOR (DIABÁSIO CUJUBIM) E MESOZÓICO (DIABÁSIO UARANÁ) NA REGIÃO NOROESTE DO ESTADO DO AMAZONAS — PROJETO ALTO RIO NEGRO

Melo, A.F.F. de; Villas Boas, P.F.

CPRM - Serviço Geológico do Brasil, SUREG-BE

INTRODUÇÃO Este trabalho reúne as informações concernentes às rochas básicas do Proterozóico Superior (Diabásio Cujubim) e do Mesozóico (Diabásio Uaraná) registradas durante a execução do Projeto Alto Rio Negro (MELO & VILLAS BOAS, 1993). Tal projeto, foi executado pela CPRM, em convênio com o DNPM, no período de 1986 a 1993, numa área de 136.000 km², localizada na porção noroeste do Estado do Amazonas.

SÍNTESE GEOLÓGICA Através dos estudos do Projeto Alto Rio Negro, foram assinalados, na região homônima, diversos diques de diabásio os quais foram englobados em duas unidades litoestratigráficas distintas, designadas por MELO & VILLAS BOAS (1993) de Diabásio Cujubim e Diabásio Uaraná, com idades correspondentes ao Proterozóico Superior e Mesozóico, respectivamente (Fig. 01). A unidade Diabásio Cujubim, refere-se a diques de diabásio com direção predominantemente NW-SE, os quais, na região do rio Traíras (Folha SA.19-V-B-V), ocorrem encaixados em rochas quartzíticas e/ou riolíticas do Grupo Tunui. Ao microscópio, tais rochas revelam textura típica subofítica, sendo seus constituintes essenciais a labradorita e augita. Os acessórios são opacos, biotita, clorita, serpentinita, apatita, sericita, epidoto e quartzo.

Em relação as médias estabelecidas por LE MAITRE (1976) para rochas básicas, as rochas correspondentes a unidade Diabásio Cujubim são caracterizadas por denotarem baixos teores em sílica (média de 46,23%), elevados valores

em álcalis (médias de 3,05%) e altos conteúdos em TiO₂ (média de 2,83%).

As amostras referentes a unidade Diabásio Cujubim, através dos diagramas (K₂O+Na₂O) versus SiO₂ (Fig.02), O1-Opx-Cpx (Fig. 03) e O1'-Ne'-Q' (Fig 04) revelam quimismo francamente subalcalino. A natureza indiscutivelmente toleítica das amostras dessa unidade fica caracterizada através dos diagramas AFM (Fig. 05) e Al₂O₃ versus CNP, (Fig. 06) fato este bastante interessante uma vez que demonstra que diferentemente do que tem sido sugerido por diversos autores, o magmatismo básico do Proterozóico Superior não é unicamente representado por básicas alcalinas (Cachoeira Seca e Seringa), mas também por manifestações básicas de caráter toleítico, tal como no caso presentemente estudado. De acordo com o diagrama classificatório das rochas básicas tholeíticas (Fig. 07), de IRVINE & BARAGAR (1971) que relaciona o Índice Normativo de Coloração (INC) com a Composição Normativa do Plagioclásio (CNP), tais rochas correspondem a basaltos. Destaca-se que duas amostras de diabásio representantes da unidade Diabásio Cujubim foram submetidas, através do Projeto RADAMBRASIL, a estudos geocronológicos pelo método K/Ar, tendo sido reveladas idades radiométricas de 941±14 M.a. e 984±12 M.a. (ABREU et alii, 1976), propiciando uma clara individualização cronológica dessa unidade em relação ao magmatismo básico Uaraná (250 a 200 M.a.) e das manifestações básicas tipo Avanavero (1600 M.a.). Tais idades radiométricas citadas apresentam aproximadamente, correspondências

com as obtidas por diversos autores para caracterizar manifestações básicas alcalinas ocorridas em diversos setores da região Amazônica.

A unidade Diabásio Uaraná corresponde a diques de diabásio com direção predominantemente NE-SW, os quais na área ocorrem encaixados em granitóides protomiloníticos do Complexo Cauaburi e adamelitos da Suíte Xié. Microscopicamente, essas rochas, revelam textura subofítica, em certos casos, com abundante intercrescimento micrográfico associado. Sua mineralogia essencial é representada por labradorita, augita e pigeonita, sendo os acessórios mais importantes, opacos, honblenda e apatita, além de uralita, biotita, sericita, clorita e epidoto como minerais secundários. A principal característica química dessas rochas é seu conteúdo relativamente alto de SiO_2 (superior a 51%).

As amostras referentes a unidade Diabásio Uaraná, através dos diagramas ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$) versus SiO_2 (Fig. 02), O1-Opx-Cpx (Fig. 03) e O1'-Ne'-Q' (Fig. 04), revelam quimismo subalcalino. A natureza toleítica dessas amostras é atestada através dos diagramas AFM (Fig. 05) e Al_2O_3 versus CNP (Fig. 06). De acordo com o diagrama classificatório das rochas básicas toleíticas, de IRVINE & BARAGAR (1971) que relaciona o Índice Normativo de Coloração (INC) com a composição normativa do plagioclásio (CNP) tais rochas correspondem a basaltos (Fig. 07). Três amostras de diabásio da unidade Diabásio Uaraná foram submetidas, através do Projeto RADAMBRASIL, a estudos geocronológicos pelo método K/Ar, tendo sido obtidas idades radiométricas de 242 ± 5 M.a. 218 ± 2 M.a. e 202 ± 2 M.a. (ABREU et alii, 1976). Tais valores radiométricos se ajustam claramente a um amplo intervalo de idade que abrange desde o início do Paleozóico até o final do Mesozóico, com nítido predomínio estatístico de idades no Triássico e Jurássico Superior/Cretáceo Inferior, que tem sido registrado por diversos autores através de

numerosos estudos geocronológicos na Guiana, Suriname, Venezuela e Brasil. Os corpos básicos referentes a unidade Diabásio Uaraná, ocorrentes na área do Projeto Alto Rio Negro, por apresentarem idade em torno de 250-200 M.a. e caráter toleítico, são entendidos como representantes de um magmatismo básico semi-surgente, relacionado a profundas falhas distensivas, correlacionável ao desenvolvimento do Graben Tacutu. A orientação NE-SW do Graben, francamente concordante com um amplo feixe de falhas, ao qual, em geral associam-se corpos básicos mesozóicos e que se estende através da região do Alto rio Negro, Estado de Roraima, Guiana e Suriname, coincide portanto com a zona de ocorrência do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central, evidenciando que o evento distensivo mesozóico, processado nessa região e que culminou com a instalação do graben do Tacutu, teve como condicionante estrutural, as anisotropias relacionadas ao Cinturão de Cisalhamento Guiana Central.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, A.S.; DALL'AGNOL, R. & ARAÚJO, J.F.V. 1976. Petrografia e Amostragem do Bloco E-III; Folha SA.19-Içá; Relatório Analítico. Belém. Projeto RADAM, 23p. [Relatório Interno RADAM].
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the Common volcanic rock. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 8(523): 1-26.
- LE MAITRE, R.W. 1976. The chemical variability of some common igneous rocks: *Journal of Petrology*. v. 17, n. 4, p. 548-598.
- MELO, A.F.F. & VILLAS BOAS, P.F. 1993. Projeto Alto Rio Negro. Relatório Preliminar. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Manaus. CPRM. Relat. Inédito, 3v.

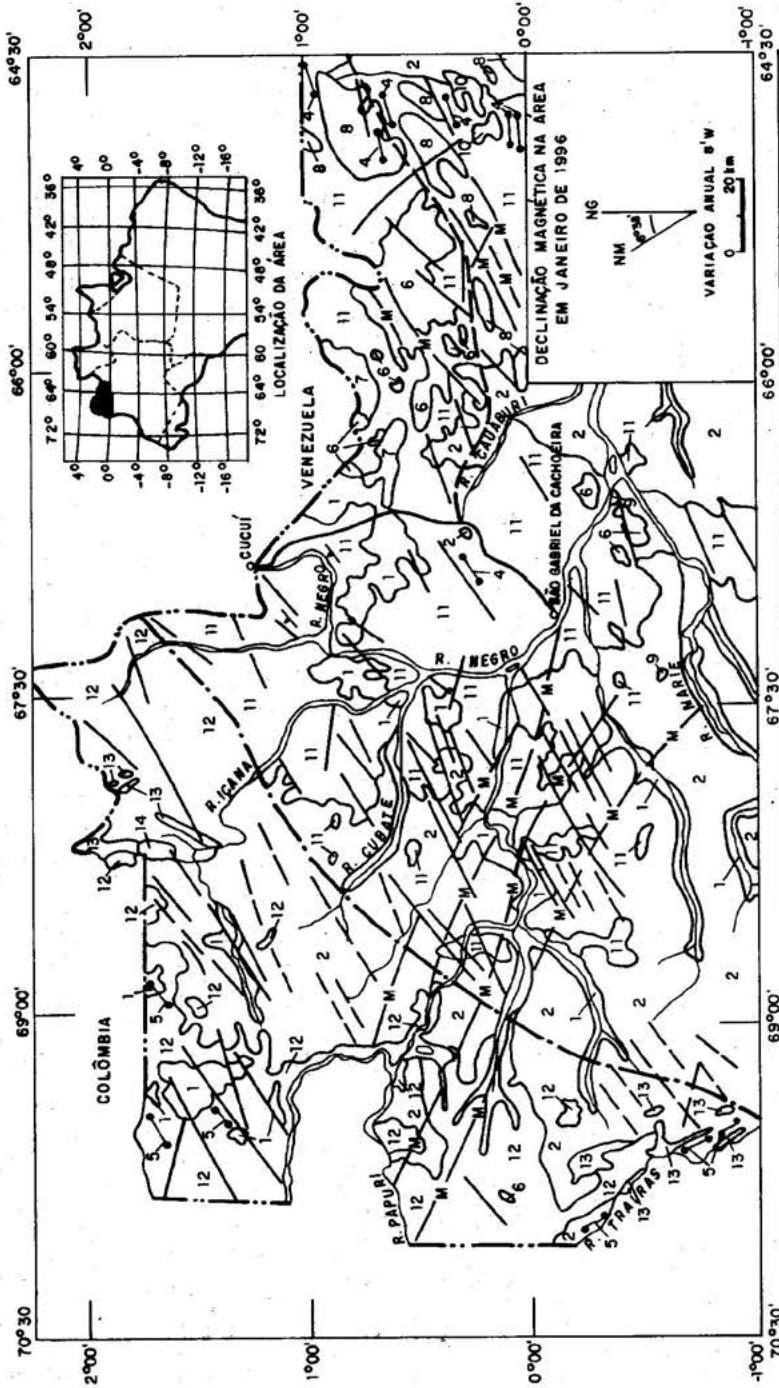


Figura 1 — MAPA GEOLOGICO DA ÁREA DO PROJETO ALTO RIO NEGRO

| | | | |
|--|--|--|---|
| <p>QUATERNÁRIO</p> <p>(1) COBERTURAS HOLOCENICAS (Aluviões recentes, aluviões sub-recentes etc...)</p> <p>(2) FORMAÇÃO IÇÁ</p> <p>MESOZÓICO</p> <p>(3) ALCALINAS SEIS LAGOS</p> <p>(4) DIABÁSIO VARANA</p> <p>PROTEROZOICO SUPERIOR</p> <p>(5) DIABÁSIO CUJUBIM</p> | <p>PROTEROZOICO MÉDIO</p> <p>(6) SUÍTE INTRUSIVA TIQUÊ</p> <p>(7) SUPERGRUPO ROBAIMA</p> <p>ARQUEANO/PROTEROZOICO INFERIOR</p> <p>(8) GRANITO MARAUÁ</p> <p>(9) FORMAÇÃO SERRINHA</p> <p>(10) GRUPO DARAA</p> <p>(11) COMPLEXO CAUABURI</p> <p>(12) SUÍTE XIE</p> <p>(13) GRUPO TUNUJ</p> <p>(14) COMPLEXO TRAIRAS</p> | <p>CONTATO GEOLOGICO</p> <p>LINEAMENTO FOTOGEOLOGICO</p> <p>LINEAMENTO LOCALIZADO ATRAVÉS DE DADOS MAGNETOMETRICOS</p> <p>FALHA INDISCRIMINADA</p> <p>FALHA ENCOBERTA</p> <p>DIQUES BÁSICOS</p> <p>LIMITE APROXIMADO ENTRE O TERRENO GRANITO "GREENSTONE" E O CINTURÃO DE CISLHAMENTO</p> | <p>FOLIAGEM MILONÍTICA COM MERGULHO INDICADO</p> <p>LIMITE INTERNACIONAL</p> <p>DRENAGEM</p> <p>RODOVIA FEDERAL</p> <p>RODOVIA FEDERAL PLANEJADA</p> <p>MUNICÍPIO</p> |
|--|--|--|---|

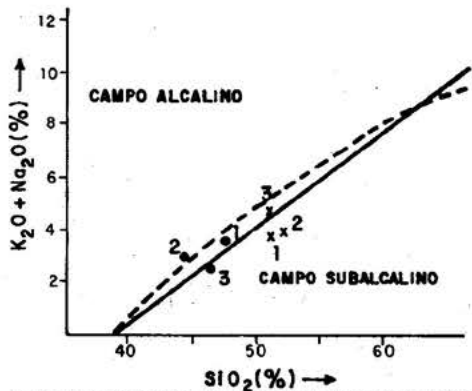


Figura 02 - Disposição das amostras das unidades Diabásio Cujubim (●) e Diabásio Uaraná (x) em diagrama Alkali versus Silício. A linha contínua representa o limite entre os campos alcalino e subalcalino proposto por MAC DONALD & KATSURA (1964), enquanto a linha descontinua representa o limite sugerido por IRVINE & BARAGAR (1971).

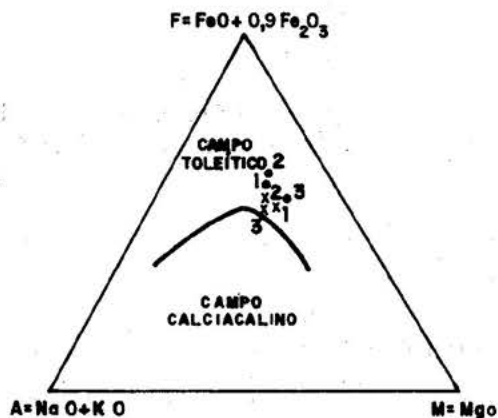


Figura 05 - Comportamento das amostras das unidades Diabásio Cujubim (●) e Diabásio Uaraná (x) em diagrama AFM, original de POLDERVAART (1964). Limite entre os CAMPOS TOLEÍTICO e CALCICALINO segundo IRVINE & BARAGAR (1971).

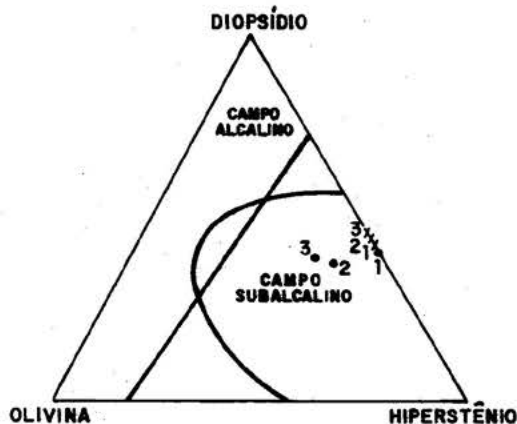


Figura 03 - Disposição das rochas das unidades Diabásio Cujubim (●) e Diabásio Uaraná (x) em campo subalcalino a partir de Análises Normativas. Limite entre os campos de acordo com CHAYES (1966).

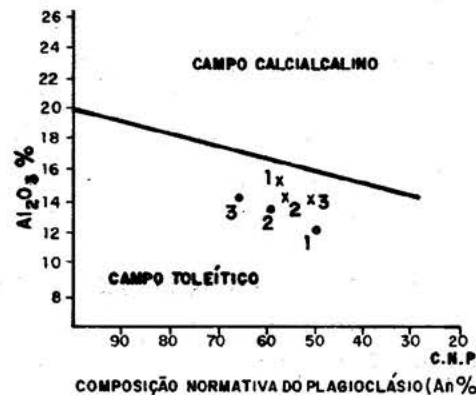


Figura 06 - Classificação geral das rochas subalcalinas de magmatismo Cujubim (●) e Uaraná (x). Diagrama original de IRVINE & BARAGAR (1971).

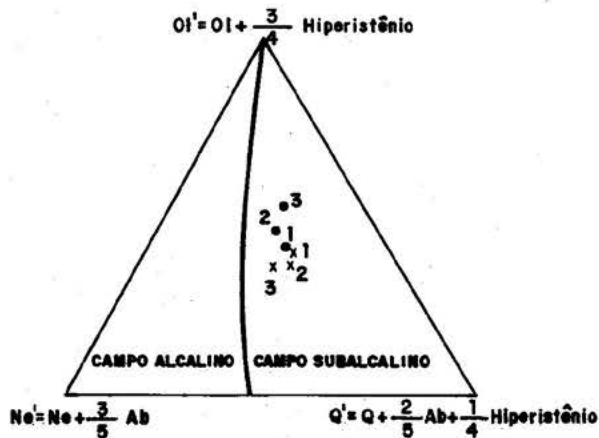


Figura 04 - Disposição das rochas das unidades Diabásio Cujubim (●) e Diabásio Uaraná (x) em campo subalcalino, a partir de Análises Normativas. Limite entre os campos proposto por YODER & TILLEY (1962), modificado por IRVINE & BARAGAR (1971).

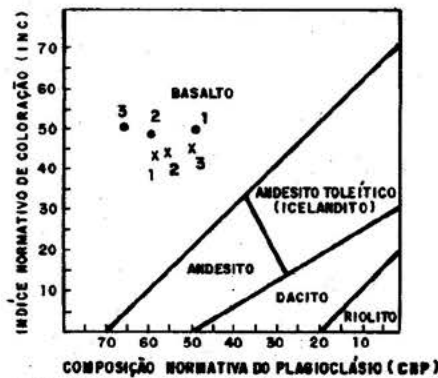


Figura 07 - Classificação das rochas toleíticas dos magmatismos Cujubim (●) e Uaraná (x) Diagrama INC versus CNP. Limites entre os campos propostos por IRVINE & BARAGAR (1971).
 $CNP = An \times \frac{100}{An + Ab + \frac{5Ne}{3}}$ $INC = Mt + Il + Di + Hy + Ol$

PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES DA SUÍTE INTRUSIVA TIQUIÉ: O CASO DOS GRANITOS TIQUIÉ E MARIÉ-MIRIM NO ESTADO DO AMAZONAS

Marcelo E. Almeida - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/Superintendência Regional de Manaus (Brasil).

INTRODUÇÃO O presente trabalho baseia-se na descrição e interpretação dos dados de campo, petrográficos e químicos, acerca dos litotipos relacionados à Suíte Intrusiva Tiquié. Este volume de dados foi obtido a partir dos resultados dos trabalhos desenvolvidos pela CPRM, vinculados ao Programa de Levantamentos Geológicos Básicos. Os corpos graníticos estudados afloram nas regiões do igarapé Castanho (principal afluente do rio Tiquié) e do médio-alto curso do rio Cauaburi (Serra Marié-Mirim), localizados respectivamente nas cartas radargamétricas NA-19-Y-D e NA-19-Z-D (1:250.000), no extremo noroeste do Estado do Amazonas (Figura 1).

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O termo *Granito Tiquié* foi introduzido por Pinheiro et al. (1976) para designar corpos intrusivos, circulares, com aproximadamente 2,5 km de diâmetro, e ausentes de deformação dúctil, encontrados no igarapé Castanho, afluente do rio Tiquié. Estes autores constataram nesta região a existência de biotita granitóides faneríticos, geralmente equigranulares, de grão médio, hipidimórficos e leucocráticos. Posteriormente, com base na interpretação de imagens de radar, Lima & Pires (1985) adotaram a designação *Suíte Intrusiva Tiquié*, incluindo os granitóides descritos por Pinheiro et al. (op.cit.) nas regiões do rio Tiquié, na cabeceira do rio Içana, na serra Marié Mirim e no extremo oeste da serra do Padre (estado do Amazonas). Os corpos graníticos associados à *Suíte Intrusiva Tiquié* tiveram seu "emplacement" por volta de 1,5 Ga., durante o episódio Paraguanense. Apresentam características químicas compatíveis com granitos tipo-A (Silva & Santos, 1994) e vocação metalogenética para cassiterita (Melo et al., 1993).

SUÍTE INTRUSIVA TIQUIÉ (SIT)

Aspectos Petrográficos

Granito Tiquié (GT) São granitóides caracterizados por apresentar cor cinza e tonalidades rosadas, granulometria média à grossa (4 a 5 mm) e textura variando de equigranular à inequigranular porfirítica. Neste último caso possuem megacristais tabulares de alcalifeldspato com 1,5 cm em média, envolvidos em matriz de grão médio. Apresentam também, subordinadamente, aspecto mosqueado dado pelo crescimento de aglomerados máficos milimétricos e ligeiramente circulares. Observam-se também com relativa frequência sinais de deformação rúptil, sendo esta registrada em feições texturais relativas a processos de microfraturamento, recristalização, extinção ondulante e ocorrência de contatos serrilhados entre diversos grãos. A associação mineral do GT é composta por alcalifeldspato (microclínio e/ou ortoclásio micropertíticos), quartzo, biotita, com titanita, hornblenda/hastingsita, e eventualmente epidoto, zircão, fluorita, apatita, minerais opacos, além de allanita metamictica. São granitóides leuco- a hololeucocráticos, apresentando variações sieno a monzograníticas, predominando amplamente o último grupo composicional.

Granito Marié-Mirim (GMM) Os granitóides da serra Marié-Mirim são constituídos por monzogranitos a alcalifeldspato granitos, com substancial predomínio de sienogranitos. Estes apresentam-se em geral com coloração rósea, hololeucocráticos, granulometria média à grossa e textura predominantemente equigranular. Variedades porfiríticas localmente são observadas, sendo caracterizadas por megacristais bem desenvolvidos de alcalifeldspato micropertítico. Em termos comparativos, nota-se nos

litotipos do GMM maior predomínio de feições texturais e estruturais indicativas de deformação rúptil (grãos cataclásados), e subordinadamente dúctil (fitas de quartzo, recristalização estática, etc...) indicando a atuação de fenômenos deformacionais intensos. A associação mineral do GMM é composta por microclínio e/ou ortoclásio micropertíticos, quartzo, plagioclásio, biotita, além de allanita, minerais opacos, hastingsita, epidoto, zircão, fluorita, apatita e titanita.

Litogeoquímica de Elementos Maiores

Como características gerais, a Suíte Intrusiva Tiquié apresenta-se subalcalina, com linhagem calcialcalina, onde o GT e GMM apresentam respectivamente seqüências expandidas e contraídas, indicando diferenças quantitativas em relação à associação mineral desses litotipos (Irvine & Baragar, 1971; figuras 2a e 2b). O índice de Shand também distingue estes granitóides em dois agrupamentos principais, indicando tendências respectivamente peralcalinas e metaluminosas em relação ao GMM e GT. Este comportamento é explicado pelas variações modais atribuídas pela presença de alcalifeldspato, anfibólio, plagioclásio e mais raramente epidoto (Maniar & Piccoli 1989; figura 3a).

No diagrama R1-R2 (La Roche et al., 1980; modificado por Batchelor & Bowden, 1985), as amostras do GMM plotam preferencialmente no campo correspondente aos granitóides anorogênicos, com amplo predomínio de sieno e alcalifeldspato granitos. Neste mesmo diagrama, as amostras do GT plotam no campo dos granitóides sincolisionais, com leve deslocamento para os campos dos tardi-orogênicos à pós-colisionais, com tipos monzograníticos enriquecidos em MgO e CaO (figura 3b).

Nos diagramas de variação de Harker, a sílica mostra-se elevada, porém o intervalo de variação deste óxido apresenta-se bastante restrito, especialmente no GMM. Observar-se também no GMM teores muito baixos de MgO e CaO e em contrapartida elevados para K₂O e Na₂O. Apesar da homogeneidade composicional apresentada, no diagrama

envolvendo K₂O x Si₂O as amostras do GMM demonstram leve correlação positiva, sugerindo a atuação local de fenômenos de diferenciação magmática, ligados fracionamento de plagioclásio. No caso do GT também é possível identificar tendências indicando correlação negativa para MgO, CaO e Na₂O e positiva para K₂O, que podem indicar a existência de processos mais atuantes de diferenciação por cristalização fracionada (figura 4).

Os valores de SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, MnO e P₂O₅ dos GT e GMM apresentam semelhanças em relação à média dos granitóides tipo-A apresentada por Whallen et al. (1987) (tabela 1).

CONCLUSÕES

1- Os Granitos Marié-Mirim (GMM) e Tiquié (GT) apresentam diferenças composicionais, no que diz respeito a associação mineral e, principalmente, ao comportamento geoquímico dos seus litotipos, implicando em fonte e processos de diferenciação magmática distintos (White, 1992). Em função disso, propõe-se a permanência da designação Suíte Intrusiva Tiquié (SIT) e a criação da Suíte Intrusiva Marié-Mirim (SIMM);

2- Com relação a tipologia, os granitóides da SIT e SIMM podem ser classificados como granitóides tipo-A do subgrupo A2 (Eby, 1992), devido ao caráter tardio e anorogênico do seu magmatismo, vinculado ao final das atividades magmáticas graníticas da região do Alto Rio Negro. Índícios de textura rapakivi e a ausência de rochas máficas associadas reforçam esta hipótese;

3 - A existência de fácies alaskíticas e valores elevados de Rb (>350 ppm), indicando maior grau de fracionamento, torna a SMM potencialmente favorável para a ocorrência de mineralizações de estanho na forma de cassiterita (White, op.cit.).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, 48, p. 43-55.

- EBY, N.G. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, v.20. 641-644.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canada. Jour. of Earth Sciences*, vol.8, p.523-548.
- LA ROCHE, H. de; LETERRIER, J.; GRAND CLAUDE, P. & MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29, p. 183-210.
- LIMA, M.I.C. & PIRES, J.L. 1985. Geologia da região do Alto Rio Negro - AM. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 2. Belém, 1985. Anais... Belém, SBG. p.140-154.
- MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101: p. 635-643.
- MELO, A.F.F. de & VILLAS BOAS, P.F. 1993. Projeto Alto Rio Negro. Manaus, CPRM, 3 v. Rel. prel. (inédito).
- PINHEIRO, S. da S.; FERNANDES, P.E.C.A.; PEREIRA, E.R.; VASCONCELOS, E.G.; PINTO, A.C.; MONTALVÃO, R.G.M.; ISSLER, R.S.; DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, W. & FERNANDES, C.A.C. 1976. Geologia In: MME. PROJETO RADAMBRASIL ed. Levantamentos de Recursos Naturais v.11. Folha NA-19 Pico da Neblina. Rio de Janeiro. DNPM, p.17-137.
- SILVA, L.C. & SANTOS, J.O.S. 1994. Distribuição de ETR e granitogênese na região do Alto Rio Negro (AM). In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4. Belém, 1994. Anais... Belém, PA, SBG. p.235-237.
- WHALLEN, J.B.; CURRIE, K.L. & CHAPPELL, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Cont. Min. Petrol.*, 95. p. 407-419.
- WHITE, A.J.R. 1992. Granite Handbook: Short Course. In: 37^o CBG, São Paulo, SP, 109p.

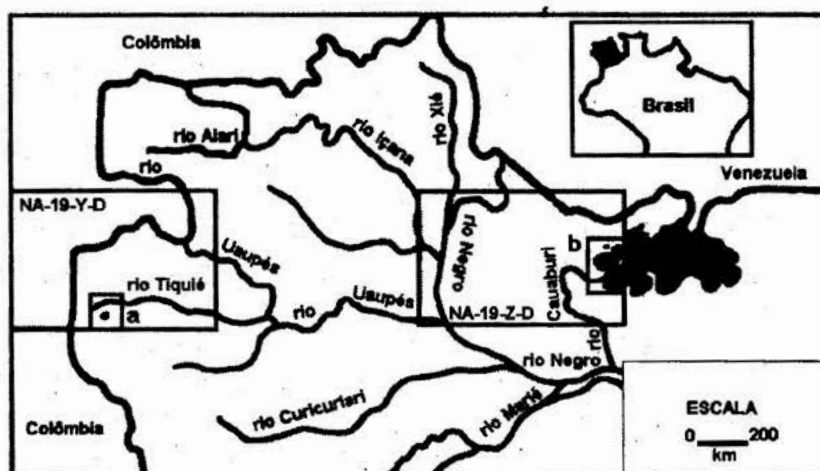


Figura 1 - Localização da área de trabalho, apresentando os corpos graníticos relacionados a Suíte Intrusiva Tiquié (a- Granito Tiquié; b- Granito Marié-Mirim). Os contornos destes corpos foram extraídos de Melo & Villas-Boas (1993).-

| % | GRANITO TIQUIÉ (7) | GRANITO MARIÉ-MIRIM (4) | GRANITO TIPO-A (148) |
|--------------------------------|--------------------|-------------------------|----------------------|
| SiO ₂ | 73,30 | 74,93 | 73,81 |
| TiO ₂ | 0,28 | 0,22 | 0,26 |
| Al ₂ O ₃ | 12,71 | 12,50 | 12,40 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,66 | 0,63 | 1,24 |
| FeO | 1,11 | 0,50 | 1,58 |
| MnO | 0,04 | 0,05 | 0,06 |
| MgO | 1,19 | 0,08 | 0,20 |
| CaO | 1,34 | 0,37 | 0,75 |
| Na ₂ O | 3,34 | 3,82 | 4,07 |
| K ₂ O | 5,07 | 6,13 | 4,65 |
| P ₂ O ₅ | 0,06 | 0,05 | 0,04 |
| LOI | 0,67 | 0,67 | 0,95 |
| TOTAL | 99,77 | 99,95 | 100,01 |
| Rb | 285 ppm | 433 ppm | 169 ppm |

Tabela 1- Quadro comparativo, de natureza química, apresentando as médias dos Granitos Tiquié e Marié-Mirim (Suíte Intrusiva Tiquié, neste trabalho) e a média dos granitoides tipo-A elaborada por Whallen et al. (1987). Obs: o número de amostras utilizadas para a obtenção da média encontra-se entre parenteses.

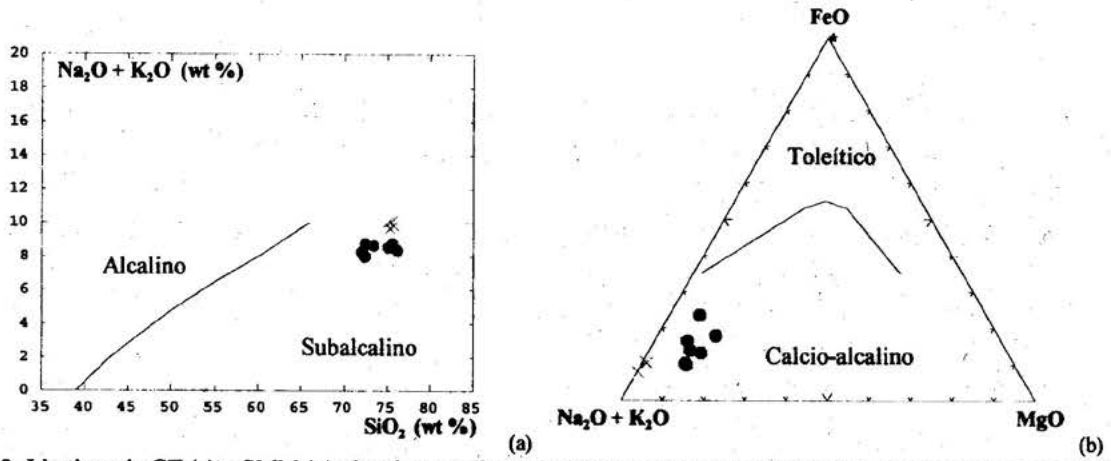


Figura 2- Litotipos do GT (●) e GMM (×) plotados nos diagramas álcalis x sílica (a) e AFM (b) de Irvine & Baragar (1971).

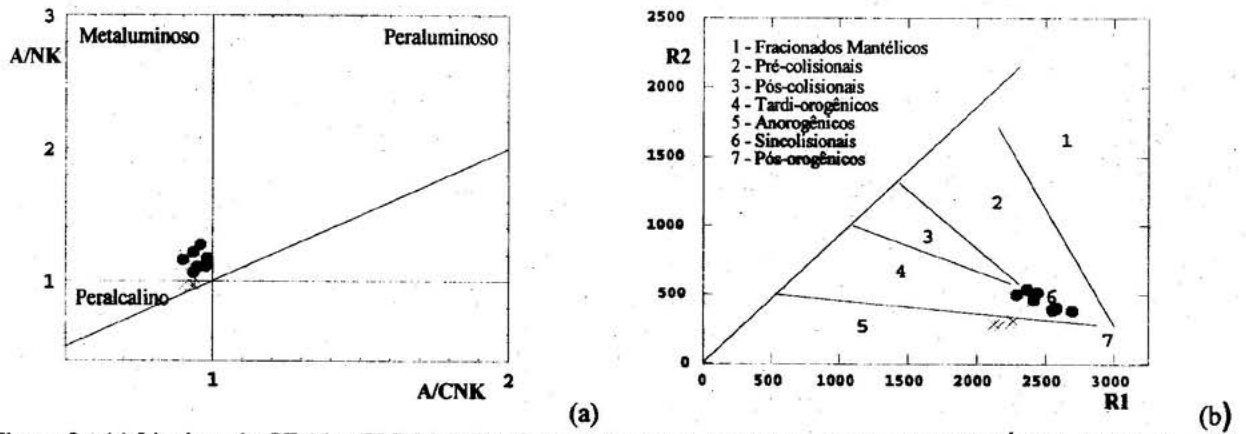


Figura 3 - (a) Litotipos do GT (●) e GMM (×) plotados nos diagramas de Maniar & Piccoli (1989) (Índice de Shand) e (b) multicatiónico de La Roche et al. (1980) modificado por Batchelor & Bowden (1985). Obs: $A/CNK = Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O$ (molar) e $A/NK = Al_2O_3 / Na_2O + K_2O$ (molar); $R1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$; $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$.

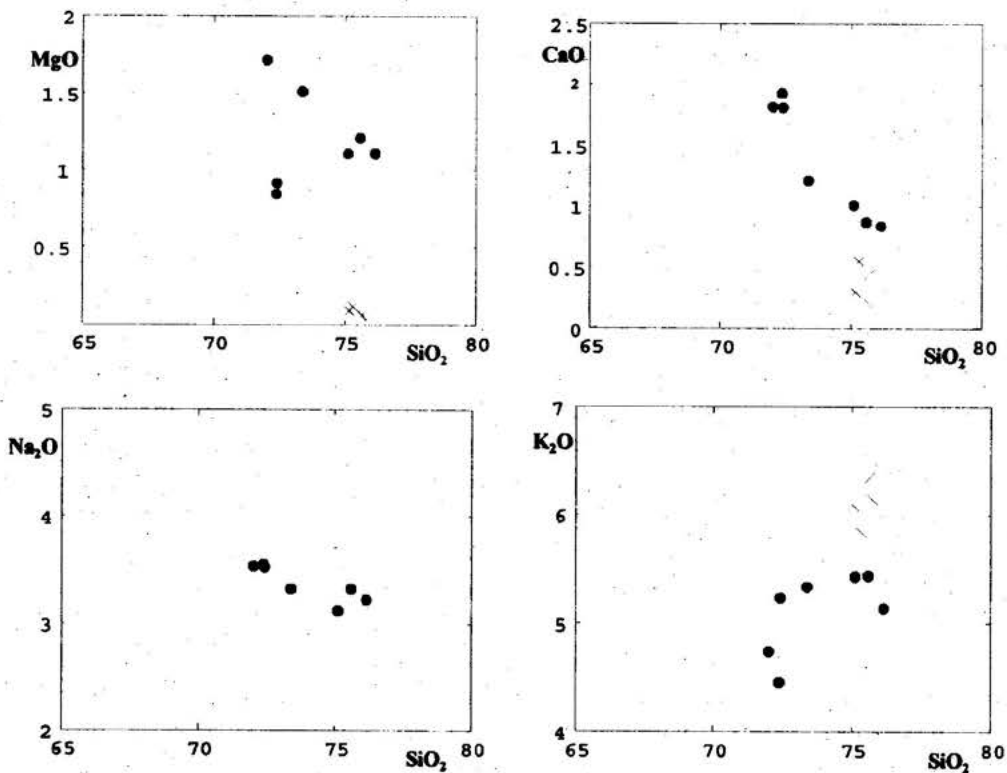


Figura 4 - Comportamento das amostras do GT (●) e GMM (×) plotadas nos diagramas de variação de Harker, envolvendo MgO, CaO, Na₂O e K₂O (em wt %).

SUITE INTRUSIVA PEDRA PINTADA-UM REGISTRO DO MAGMATISMO PÓS-COLISIONAL NO ESTADO DE RORAIMA

Lêda Maria Fraga, Nelson Joaquim Reis, Roberto Vieira Araújo (*); Regina Clélia Haddad (**)

(*) Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM/Manaus

(**) Departamento de Geociências - Universidade Federal do Amazonas

INTRODUÇÃO O mapeamento geológico (1:500.000), efetuado pela CPRM (Projeto Roraima Central, em andamento), permitiu a cartografia de corpos graníticos, reunidos na Suite Intrusiva Pedra Pintada (SIPP, Figura 1). A denominação, proposta neste trabalho, refere-se a uma localidade, à margem do rio Parimé, caracterizada por belos exemplos de pinturas rupestres. A designação *Granito Viaquário* (6), que engloba granitóides pré-Uatumã a norte da área estudada, é descartada, já que uma reavaliação petrográfica demonstrou que os litótipos aí incluídos são em parte característicos da Suite Intrusiva Saracura. Pinheiro, S. da S. (inf. verbal), confirma a presença de granito Saracura na serra Viaquário, utilizada como localidade-tipo da unidade homônima. Os granitóides da SIPP são cinza claros, médios a grossos, equigranulares. Incluem enclaves máficos, finos, em geral arredondados e elipsoidais (3-20 cm), com contatos nítidos com a encaixante. Xenólito de paragnaisse relacionado ao Grupo Cauarane foi observado. Diques dioríticos e veios quartzo-feldspáticos cortam localmente esta unidade. Os granitóides da SIPP mantêm contatos tectônicos com os granitos Saracura, vulcanitos Surumu e paragnaises Cauarane, através de zonas de cisalhamento que limitam e ora cortam esta unidade.

PETROGRAFIA E PETROQUÍMICA A SIPP reúne granodioritos à hornblenda, com tonalitos e quartzo monzodioritos subordinados (GND) e monzogranitos com restritos tipos granodioríticos, geralmente sem hornblenda (MZG). Seus constituintes essenciais são: quartzo, plagioclásio, microclínio, com ortoclásio subordinado e biotita (e hornblenda). Como acessórios ocorrem: titanita, epidoto, apatita, zircão, minerais opacos e allanita. Sericita é o mineral secundário mais comum. A textura é hipidiomórfica granular, com subordinados tipos porfíricos, subvulcânicos. É característica a presença de plagioclásio em megacristais frequentemente corroídos, mostrando zoneamento oscilatório, com quartzo, microclínio e ortoclásio (perfíticos) como fases intersticiais. Em algumas

lâminas delgadas o plagioclásio está envolvido por manto de microclínio. Os enclaves correspondem a quartzo dioritos, finos, ora incluindo megacristais de plagioclásio da encaixante. Texturas miloníticas desenvolveram-se em zonas de cisalhamento sob condições da fácies xisto-verde, durante o evento deformacional K'Mudku (~ 1.2 GA) (2).

Os granitóides da SIPP são de natureza cálcio-alcalina, com caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso (Tabela 1). Os GND, com sílica entre 61,40 e 68,30%, mostram razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ maior que 1, enquanto os MZG com sílica variando de 64,80 a 72,00% apresentam $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ menor que 1. Estes agrupamentos delineam tendências distintas no diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{TiO}_2$ (Figura 2A), com os MZG caracterizados por mais alto Ti. Os GND são levemente enriquecidos em MgO e CaO, e bem mais pobres em K_2O , tendendo a apresentar menores teores em Rb (Figura-2B), Zr e Y e maiores em Sr, formando tendências distintas daquelas dos MZG. De uma forma geral, os dois conjuntos são enriquecidos em elementos LIL em relação aos HFS e TRP, a semelhança de suites calcio-alcalinas. Quanto à distribuição de ETR (Figuras 3, A e B), os GND apresentam forte fracionamento nas TRL, anomalia negativa de Eu moderada ou ausente, e leve fracionamento em TRP. Já os MZG mostram padrão similar para as TRL, anomalia de Eu mais pronunciada e comportamento em patamar para as TRP. No diagrama multicatiônico R1-R2, com campos discriminantes de ambiente tectônico (1, Figura-4A), os GND distribuem-se no campo pré-colisional, próximo ao limite com o campo de soerguimento pós-colisional, enquanto os MZG se estendem do campo tardi-orogênico até o sin-colisional. Ocupam preferencialmente o campo dos granitóides de arco vulcânico no diagrama $\text{Y+Nb} \times \text{Rb}$ (7, figura 4B). Posicionam-se juntamente com granitóides pós-colisionais dos Alpes e Hercínides no diagrama $\text{Hf}-\text{Rb}/30-\text{Ta}_3$ (4). Em relação à Suite Intrusiva Saracura (magmatismo Uatumã) a SIPP é caracterizada por menores conteúdos em sílica, e teores mais altos em Fe_2O_3 , MgO e CaO. A SIPP mostra similaridades

petrográficas e químicas com Adamelito Água Branca, de natureza calci-alcalina (5).

CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES Os dois grupos apresentam características próprias, não integrando um *trend* evolutivo único. Nos MZG, o feldspato atuou como importante fase mineral residual e/ou fracionada, em ambiente crustal, como denota a presença de anomalias mais pronunciadas em Eu. O empobrecimento em TRP e Y apresentado pelos GND evidencia a participação de granada e/ou piroxênio e/ou zircão (3), como fases fracionadas e/ou residuais. A afinidade calci-alcalina dos granitóides da SIPP registra a participação de fontes mantélicas e/ou crustais com assinaturas de subducção. Seu intervalo composicional restrito contrasta com as suítes expandidas dos arcos magmáticos. Sua distribuição em campos distintos na figura 4A sugere um ambiente com características mistas. Este comportamento é típico de suítes formadas em zonas de colisão continental (4 e 7), com a geração de magmas com contribuições mantélicas e crustais. O teor em Ta da SIPP algo elevado relativamente a Rb e Hf é compatível com o de outras suítes pós-colisionais (4). A presença freqüente de enclaves máficos sugere a possibilidade da coexistência de magmas básicos com aqueles geradores dos granitóides (9), o que é compatível com o ambiente pós-colisional proposto para a SIPP. Desta forma, os dois conjuntos descritos devem representar pulsos magmáticos distintos ligados, no entanto, ao mesmo ambiente geotectônico. A idade Rb/Sr de 1.951 Ma., obtida para o Adamelito Água Branca (8), registra um posicionamento ao final da Orogenia Transamazônica, responsável por importante evento colisional no Escudo das Guianas, o que também é sugerido para a SIPP.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BATCHELOR, R. A. & BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid

rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48: 43-55. FRAGA, L. M., REIS, N. J., PINHEIRO, S. da S. 1994. Arranjo estrutural do segmento sul do Bloco Pacaraima - Estado de Roraima. In: IV SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA Anais... Belém, Pará, SBG 7-10.

HANSON, G. N. 1980. Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, 8: 371-406

HARRIS, N. B. W., PEARCE, J. A. & TINDLE, A. G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: M. P. COWARD & A. C. RIES (Eds.) *Collision Tectonics*. Geological Society Special Publication, 19: 67-81.

JORGE JOÃO, X. da S.; SANTOS, C. A. & PROVOST, A. 1985. Magmatismo Adamelítico Água Branca (Folha Rio Mapuera-NW do Estado do Pará). In: II SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, Belém. Anais... SBG, 2: 93-109.

MELO, A.F.F.; SANTOS, A. J.; CUNHA, M.T.P. da; CAMPOS, M. de J. & D'ANTONA, R.J. de G. 1978. Projeto Molibdênio em Roraima; Relatório Final. Manaus. DNPM/CPRM.

PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W. & TINDLE, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.

SANTOS, J. O. S. & REIS NETO, J. M. 1982. Algumas idades de rochas graníticas do Cráton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador. Anais... SBG p. 339-348.

VERNON, R. H.; ETHERIDGE, M. A. & WALL, V. J. - 1988. Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. *Lithos*, 22:1-11

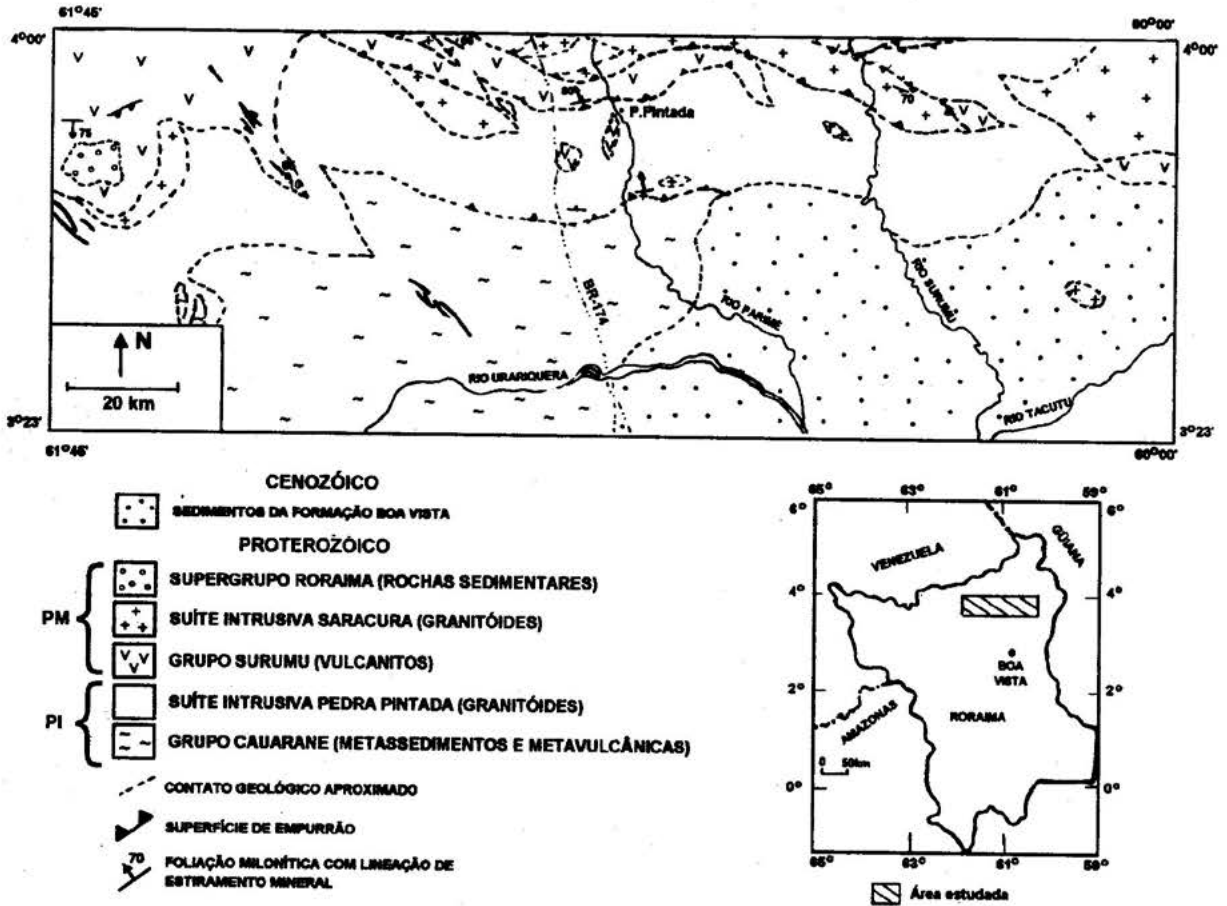


Figura 1 - Esboço Geológico da área estudada

| | GND | | | | | | | | MZG | | | |
|--------------------------------|--------|--------|--------|-------|--------|---------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|
| | LM-171 | SR-25C | NN-32C | SR-48 | LM-178 | LM-177b | SR-41 | SR-36 | NR-11 | LM-29a | LM-144 | LM-116 |
| SiO ₂ | 61.40 | 64.70 | 64.90 | 65.40 | 66.40 | 67.00 | 68.10 | 68.30 | 64.80 | 70.00 | 70.10 | 71.60 |
| TiO ₂ | 0.72 | 0.57 | 0.50 | 0.47 | 0.38 | 0.45 | 0.33 | 0.32 | 0.80 | 0.44 | 0.53 | 0.35 |
| Al ₂ O ₃ | 16.40 | 16.60 | 16.90 | 16.40 | 15.30 | 15.80 | 15.80 | 16.50 | 15.90 | 15.00 | 13.80 | 14.30 |
| Fe ₂ O ₃ | 3.20 | 1.60 | 3.10 | 2.60 | 1.20 | 1.90 | 2.70 | 2.60 | 2.20 | 2.60 | 1.90 | 1.60 |
| FeO | 2.60 | 3.60 | 0.99 | 1.70 | 3.30 | 2.10 | 0.85 | 0.71 | 2.30 | 0.14 | 2.10 | 1.10 |
| MnO | 0.19 | 0.17 | 0.08 | 0.08 | 0.20 | 0.03 | 0.11 | 0.10 | 0.14 | 0.04 | 0.21 | 0.05 |
| MgO | 1.70 | 1.60 | 1.30 | 1.60 | 1.70 | 1.30 | 1.10 | 0.86 | 1.20 | 0.66 | 0.70 | 0.59 |
| CaO | 3.50 | 3.30 | 3.90 | 4.10 | 3.40 | 3.00 | 2.90 | 3.10 | 3.10 | 1.70 | 2.10 | 1.80 |
| Na ₂ O | 4.50 | 4.10 | 3.70 | 4.30 | 3.90 | 4.30 | 3.50 | 4.30 | 3.80 | 3.60 | 3.30 | 3.90 |
| K ₂ O | 3.00 | 2.40 | 3.50 | 2.40 | 3.10 | 2.70 | 3.60 | 2.30 | 4.10 | 5.10 | 4.40 | 4.00 |
| P ₂ O ₅ | 0.22 | 0.18 | 0.19 | 0.21 | 0.13 | 0.16 | 0.14 | 0.16 | 0.15 | 0.12 | 0.06 | 0.09 |
| Mg# | 35.60 | 36.13 | 38.00 | 41.38 | 40.89 | 37.81 | 37.41 | 33.45 | 33.32 | 32.17 | 24.67 | 29.28 |
| Rb | - | 114 | 163 | 100 | - | - | 89 | 62 | 114 | 212 | 157 | 181 |
| Ba | - | 841 | 1580 | 1000 | - | - | 2488 | 1112 | 1491 | 1700 | 1213 | 1380 |
| Sr | - | 787 | - | - | - | - | 804 | 965 | 401 | - | 305 | - |
| Ga | - | - | - | - | - | - | - | - | 5 | - | 14 | - |
| Ta | - | - | 2.5 | - | - | - | - | - | 2.5 | 2.50 | 2.50 | 2.50 |
| Hf | - | - | 4.0 | 4.0 | - | - | - | - | 4.0 | 4.0 | 4.0 | 4.0 |
| Nb | - | 14 | - | - | - | - | 10 | - | 19 | - | 19 | - |
| Zr | - | 251 | 210 | - | - | - | 152 | 170 | 287 | 350 | 307 | 300 |
| Y | - | 12 | 35 | - | - | - | 9 | 18 | 34 | 39 | 44 | 46 |
| Th | - | - | 3.0 | - | - | - | - | - | 2.5 | 10.0 | 14.0 | 13.0 |
| La | 34.15 | 61.40 | 33.71 | 20.61 | - | - | 30.91 | 35.82 | 35.18 | 41.96 | 49.73 | 13.77 |
| Ce | 86.13 | 165.4 | 68.07 | 46.07 | - | - | 56.16 | 71.91 | 97.75 | 106.3 | 109.5 | 57.33 |
| Nd | 43.71 | 61.30 | 29.07 | 17.76 | - | - | 26.51 | 34.69 | 42.67 | 29.07 | 51.24 | 15.83 |
| Sm | 6.87 | 6.95 | 5.65 | 3.00 | - | - | 3.50 | 4.35 | 6.77 | 6.46 | 7.83 | 3.78 |
| Eu | 1.39 | 1.21 | 1.09 | 0.67 | - | - | 0.87 | 1.07 | 1.48 | 0.88 | 1.50 | 0.67 |
| Gd | 5.50 | 4.46 | 3.97 | 2.11 | - | - | 2.59 | 3.50 | 5.57 | 4.04 | 6.09 | 3.00 |
| Dy | 5.40 | 2.55 | 3.10 | 1.70 | - | - | 2.03 | 2.80 | 5.24 | 3.89 | 5.91 | 3.17 |
| Ho | 1.09 | 0.48 | 0.62 | 0.31 | - | - | 0.39 | 0.56 | 1.02 | 0.77 | 1.21 | 0.64 |
| Er | 2.98 | 1.19 | 1.70 | 0.76 | - | - | 1.02 | 1.51 | 2.64 | 2.03 | 3.40 | 1.78 |
| Yb | 2.31 | 0.97 | 0.97 | 0.60 | - | - | 0.85 | 1.27 | 2.06 | 1.73 | 3.30 | 1.31 |
| Lu | 0.27 | 0.15 | 0.17 | 0.09 | - | - | 0.12 | 0.18 | 0.23 | 0.26 | 0.43 | 0.21 |
| Na/K* | 1.50 | 1.70 | 1.05 | 1.79 | 1.25 | 1.59 | 0.97 | 1.86 | 0.92 | 0.70 | 0.75 | 0.97 |

Tabela 1 - Análises químicas da SIPP. GEOLAB/MG. Na/K* = Na₂O/K₂O

ASPECTOS GEOLÓGICOS E POTENCIAL MINERAL DO COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DA SERRA DA ONÇA – SUL DO PARÁ

Edésio Maria Buenano Macambira
CPRM - Serviço Geológico do Brasil, SUREG-BE

INTRODUÇÃO Desde 1986 a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, vem executando trabalhos geológicos na região da Serra da Onça. Inicialmente com o mapeamento geológico da Folha São Felix do Xingu, e em seguida com o Projeto Platina Pará-Amapá. Neste trabalho apresenta-se parte dos resultados obtidos nos empreendimentos acima mencionados.

A Serra da Onça é também conhecida pelos moradores da região como Serra da Mutuquinha e dista da cidade de Belém cerca de 650 km, segundo a direção sudoeste. Sob o ponto de vista geopolítico, a porção ocidental da Serra da Onça está localizada no Município de Tucumã, enquanto a porção Oriental, no Município de de Água Azul do Norte, no sul do Estado do Pará.

A Serra da Onça constitui um corpo longilíneo, com cerca de 25 km de extensão, disposto segundo a direção E-W. A extremidade ocidental da serra é a mais desenvolvida com cerca de 4km de largura, a qual estreita-se gradativamente em direção a extremidade oriental. A altitude média é em torno de 400m e o relevo é típico de "cuestas" com as frentes voltadas para o Norte.

ASPECTOS GEOLÓGICOS O Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça está localizado na porção sul do Cráton Amazônico, na região central do Bloco Araguacema e, mais particularmente, no Domínio Imbricado do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas. Sob o ponto de vista estratigráfico, o referido complexo é parte integrante da Suíte Intrusiva Cateté (MACAMBIRA & VALE, no prelo).

Em superfície, o corpo máfico-ultramáfico apresenta-se concordante com a estruturação

regional do Cinturão Itacaiúnas (E-W). Porém, em uma visão espacial o citado corpo mergulha de 40° a 50° para sul, de maneira discordante da foliação milonítica regional demonstrada pelas rochas encaixantes (70° a 80°N).

O corpo máfico-ultramáfico encontra-se encaixado principalmente em monzogranitos à duas micas, lenticularizados, protomiloníticos a miloníticos, denominados de Granito Plaqué. A encaixante também é constituída pelo Complexo Xingu, representado por gnaisses e migmatitos, de composição tonalítica a granodiorítica, com enclaves anfibolíticos e deformação em estágio milonítico. Considera-se as unidades estratigráficas citadas como de idade arqueana.

A relação do corpo máfico-ultramáfico com as encaixantes é abrupta e discordante, feita através de zonas de cisalhamento dúcteis e contatos de natureza intrusiva.

Litologicamente, o complexo máfico-ultramáfico é constituído, da base para o topo, por uma sequência de serpentinitos, piroxenitos e gabros, sendo este, o tipo predominante, seguido pelos serpentinitos e piroxenitos. As espécies petrográficas citadas exibem um ordenado e sequencial paralelismo, no que resulta em um evidente acamadamento, segundo a direção E-W, por toda a extensão do corpo.

Os serpentinitos ocupam a porção basal do empilhamento estratigráfico, o qual corresponde a borda norte do corpo máfico-ultramáfico. Tratam-se de rochas de coloração amarronzada, melanocráticas e de granulação fina. Mineralogicamente são constituídas por lizardita e crisotila, dispostas em uma textura em malha, o que sugere uma proveniência olivínica. Inclusive, nas espécimes mais

preservadas da serpentinização são observados cristais pseudomorfos e reliquias de olivina e mesmo de piroxênio (?). Ainda nestes exemplares é perceptível uma textura cumulática, cujos grãos idiomórficos e centimétricos de olivina, exibem contatos poligonizados, atectônicos, sem evidência de metamorfismo e de deformação. Circunstancialmente é observado um material "intercumulus" de natureza piroxenítica (?). As rochas serpentiniticas exibem texturas brechóides, nas quais associam-se veios e bolsões de quartzo, calcedônia e crisoprásio. No contexto serpentinitico, ainda são observados, localmente, vênulas de amianto, disseminados cristais de sulfetos e frequentes grânulos de cromita.

Subjacente aos serpentinitos observa-se uma sequência de piroxenitos, dispostos como faixas, compondo o acamadamento, por quase todo o corpo máfico-ultramáfico. São rochas de coloração cinza esverdeada a verde-escuro, de granulação média a grosseira, com textura cumulática e mineralogicamente constituída por bronzita, hiperstênio, olivina e plagioclásio, do tipo labradorita-bytonita, como material "intercúmulos". Em decorrência da variação proporcional da assembléia mineralógica citada, verificam-se os seguintes tipos rochosos: ortopiroxenito, ortopiroxenito-feldspático, harzburgito e lherzolito. Igualmente ao observado na sequência serpentinitica, os cristais "cúmulos" da massa piroxenítica, exibem frequentemente dimensões centimétricas, padrão idiomórfico, contatos poligonizados e atectônicos, sem indicação de processos metamórficos ou deformacionais.

As rochas gabróicas estão sobrepostas aos piroxenitos, constituem o topo da sequência máfico-ultramáfica e ocorrem por toda a encosta sul da Serra da Onça. Exibem uma coloração cinza-escuro, aspecto isotrópico, granulometria média a fina e mineralogicamente constituído de hiperstênio, augita e labradorita, como mineral majoritário. Como consequência da variação de abundância entre o clino e ortopiroxênio, verifica-se a presença de gabros-noritos, gabros e noritos,

segundo uma ordem decrescente de abundância. Localmente, são observados níveis sulfetados.

O corpo da Serra da Onça encontra-se seccionado por diques de olivina-diabásio, que estão sendo interpretados como as últimas manifestações básicas do magmatismo máfico-metamórfico Cateté. Observam-se também diques de augita-diabásio, os quais estão sendo correlacionados ao Diabásio Cururu, de idade mesozóica.

De acordo com MACAMBIRA & VALE (no prelo) considera-se o complexo máfico-ultramáfico da Serra da Onça, como de idade proterozóica inferior, relacionado aos primeiros estágios do regime Distensivo do Proterozóico.

A extremidade do complexo máfico-ultramáfico encontra-se truncada e algumas camadas estão deslocadas, sugerindo que o mencionado complexo, após o seu "emplacement", sofreu ação de um tectismo rúptil.

Associados as rochas da Serra da Onça observam-se blocos de crostas lateríticas e rochas ferrolitizadas, resultantes do intenso processo regional de lateritização que ocorreu durante o Terciário.

POTENCIAL MINERAL O principal recurso mineral da Serra da Onça é o minério de níquel laterítico. De acordo com os trabalhos de HEIM & CASTRO FILHO (1986) trata-se de uma jazida com reservas totais da ordem de 19,1 milhões de toneladas e com um teor médio de 2,14% de Ni. A jazida é constituída por um espesso capeamento laterítico, que se desenvolveu sobre a faixa serpentinitica. De uma maneira generalizada, o minério laterítico é constituído por filossilicatos, os quais são os principais portadores de níquel, onde se destacam a serpentina níquelífera, clorita (antigorita e/ou clinocloro) e esmectita.

Os trabalhos da CPRM detectaram em concentrados de solos residuais e em concentrados de aluviões a presença de "pintas" e "pepitas", constituídos de ligas metálicas de EGP (Pt, Pd, Ir e Os). Este

material foi detectado em vários pontos da Serra da Onça e associado aos serpentinitos, aos piroxenitos e aos gabros. MACAMBIRA et al., (1993) correlacionam o Complexo da Serra da Onça a outros complexos máfico-ultramáficos nos quais foram detectados jazimentos de EGP, tais como o Complexo de Bushveld (África do Sul), Great Dyke (Rodésia), Stillwater (USA) e Penikatte (Finlândia), assemelhando-se bastante aos dois últimos exemplos. Atestando o potencial mineral da Serra da Onça para EGP, os citados autores mencionam, vários condicionamentos metalogenéticos tais como: níveis sulfetados existentes nos gabros e nos serpentinitos; níveis de piroxenito grosseiro tipo "Merensky Reef"; níveis de gabros grosseiros, etc.

As análises petro/calcográficas detectaram no pacote de serpentinito a frequente presença de disseminados cristais de cromita. Os estudos até então desenvolvidos não demonstraram a presença de cromitito, entretanto, em razão da correlação da Serra da Onça com outros complexos máfico-ultramáficos (Bushveld) é de se prever a presença deste minério.

Associadas ao pacote de serpentinito também foram detectados vênulas de arbesto, as quais apesar de serem de pequenas dimensões, são frequentes. Ainda foram detectados nas rochas serpentiniticas a presença de veios e bolsões de calcedônia e crisoprásio. Os estudos realizados por COSTA et al. (1994) em amostras deste último mineral, concluíram que o mesmo apresenta propriedades físicas adequadas para o uso gemológico.

Durante os trabalhos realizados na Serra da Onça foram detectados minerais sulfetados associados aos serpentinitos e aos gabros. Em ambos os casos os sulfetos ocorrem em forma de milimétricos cristais dispersos na massa rochosa, sendo que nos gabros também está relacionado a fraturamentos. Estudos calcográficos revelaram a presença de pirita, calcopirita e pentlandita. A associação de sulfetos de Ni-Cu é comum em muitos corpos básicos (Duluth), nos quais são de interesse econômico. Portanto, deve ser considerada a

presença de sulfetos de Ni-Cu, de importância econômica, associada ao contexto da Serra da Onça.

Os sedimentos de corrente coletados pela CPRM no domínio da Serra da Onça revelaram importantes anomalias geoquímicas de Co, assim como foi detectado a presença de cobaltita (?) em amostras de serpentinito e de gabro. HEIM & CASTRO FILHO (1986) detectaram elevados teores de Co (> 1.000ppm) em material laterítico. Em complexos máfico-ultramáficos do tipo Stillwater (USA) o Co está associado as fases sulfetadas, onde pode constituir um importante subproduto. Estes fatos sugerem a possibilidade de serem detectados concentrações econômicas associadas as rochas máfico-ultramáficas da Serra da Onça.

Em vários concentrados de solo e de aluvião provenientes da Serra da Onça, foram detectados a presença de "pintas" e "pepitas" de ouro. Nos concentrados de solo, este metal esteve associado principalmente aos gabros e aos serpentinitos. O ouro é extraído como subproduto em alguns complexos máfico-ultramáficos (Bushveld) nos quais encontra-se associado aos EGP. Em vista do exposto, ressalta-se a possibilidade de o ouro ocorrer em concentrações econômicas no Complexo da Serra da Onça.

Ressalta-se ainda, a provável utilização, como pedra ornamental, do piroxenito verde e dos gabros cinza-escuros.

CONCLUSÕES O Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça é um corpo anorogênico, intrusivo, intra-placa, acamadado, considerado de idade proterozóica inferior e litologicamente constituído de serpentinitos, piroxenitos e gabros. Apresenta características geotectônicas, estruturais, litológicas, mineralógicas, geocronológicas e metalogenéticas, que permitem correlacioná-lo a outros complexos máfico-ultramáficos (Bushveld, Stillwater e Penikatte), reconhecidamente de alta potencialidade mineral. No atual estágio de conhecimento, o níquel é o principal recurso mineral e apresentam-se com grande potencialidade os

EGP, cromita, arbesto, crisoprásio, sulfetos de Cu-Ni, cobalto, ouro e pedras ornamentais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

COSTA, M.L.; MACAMBIRA, E.M.B.; COSTA W.A. de M. 1994. O Crisoprásio da Serra da Onça/Mutuquinha (Pará). In: Simpósio de Geologia da Amazônia, IV. Belém. Boletim de Resumos Expandidos. 168-171.

HEIM, S.L. & CASTRO FILHO, L.W. de C. 1986. Jazida de Níquel Laterítico da Puma-Onça, município de São Félix do Xingu, Pará. In: Principais Depósitos Minerais do Brasil. Brasília. DNPM/CVRD, V. 2, 347-368.

MACAMBIRA, E.M.B.; JORGE JOÃO, X. da S.; ALVES, J.N. 1993. Ocorrência de Minerais do Grupo da Platina no

Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça, Sul do Pará, Brasil.

In: Encontro Brasileiro dos EGP, 1. Brasília. Volume de Resumos Expandidos. 41-43.

MACAMBIRA, E.M.B. & VALE, A.G.

Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Folha SB.22-Y-B. São Félix do Xingu. Estado do Pará. DNPM/CPRM (no prelo).

POTENCIAL METALOGENÉTICO PARA ELEMENTOS DO GRUPO DA PLATINA NA AMAZÔNIA ORIENTAL

Edésio Maria Buenano Macambira
CPRM - Serviço Geológico do Brasil, SUREG-BE

INTRODUÇÃO No intenso processo de desenvolvimento tecnológico ocorrido nos últimos anos, os Elementos do Grupo da Platina-EGP, tem ocupado uma posição de destaque. Devido as suas propriedades físico-químicas os EGP têm sido amplamente utilizados, particularmente, na indústria eletrônica, química e como catalisadores. Esta demanda provocou uma elevação/estabilidade dos preços dos EGP, tornando-os estratégicos, pois cerca de 95% da produção mundial é controlada por apenas dois países: Ex-União Soviética e África do Sul (FARINA, 1988).

O avanço do conhecimento geológico do território brasileiro, tem relevado um panorama geológico-metalogenético muito favorável à jazimentos de EGP. Baseado neste fato e no mencionado contexto estratégico-econômico, a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, iniciou em 1991, o Programa Nacional de Prospecção de Metais do Grupo da Platina. Este empreendimento objetiva, primordialmente, avaliar a potencialidade nacional e fomentar/descobrir jazimentos de EGP. Para alcançar estas metas na Amazônia Oriental (Pará, Amapá, e partes do Maranhão e Tocantins) a CPRM implantou o Projeto Platina Pará-Amapá, cujos resultados, parciais, constituem este trabalho.

CONTEXTO GEOLÓGICO-METALOGENÉTICO A região considerada abrange cerca de 1.550.000 km² e sob o ponto de vista geotectônico, compreende as porções norte e sul do Cráton Amazônico, separadas pela Bacia Paleozóica do Amazonas; o Cráton de São Luiz; a região noroeste da Bacia Paleozóica do Parnaíba e os cinturões de cisalhamentos Gurupi e Araguaia (porção setentrional).

Os EGP (Pt, Pd, Ru, Rh, Ir e Os) ocorrem intimamente relacionados, em diversos compostos, particularmente sob a forma de minerais sulfetados, ligas metálicas naturais e elementos nativos. Exibem forte afinidade siderofílica, entretanto, em alguns ambientes exibem um comportamento calcófilo. Em razão destas características e de outras propriedades físico-químicas (refratários, quimicamente inertes, excelente atividade catalítica, alto peso específico, etc.), os EGP estão presentes em variados condicionamentos geológicos. Entretanto, a sua filiação predominante e primitiva, está associada ao material mantélico e aos seus produtos diretamente relacionados, tais como, as rochas básico-ultrabásicas, as quais armazenam a maioria dos depósitos de EGP.

As características, o condicionamento, a metalogenia e a classificação dos depósitos de EGP tem sido estudada, há várias décadas, por inúmeros pesquisadores, tais como: JACKSON & THAYER (1972), NALDRETT & CABRI (1976), FARINA (1988), NALDRETT (1989), entre outros. O contexto das rochas básico-ultrabásicas na Amazônia Ocidental tem sido abordado por diversos pesquisadores e nos últimos anos, particularmente, por MACAMBIRA et al., (1994) e JORGE JOÃO & MACAMBIRA (1995). Integrando o atual conhecimento tectônico/petrográfico /metalogenético dos corpos básicos e básico-ultrabásicos da Amazônia Ocidental, com os padrões internacionais de classificação/favorabilidade dos depósitos de EGP, apresenta-se uma sequência de prioridade:

- Complexos máfico-ultramáficos, diferenciados, acamadados, pré-cambrianos, preferencialmente não-

metamorfisados (tipo Onça, Puma e Jacaré), e mesmo os metamorfisados (tipo Luanga).

- Intrusões básicas (e/ou ultrabásicas), anorogênicas, diferenciadas, não metamorfisadas, proterozóicas, exemplificadas pelo Troctolito Cachoeira Seca e Gabro Ingarana.
- Corpos serpentiniticos do tipo "alpino" associados ao Cinturão Araguaia, como a Serra do Quatipuru.
- Fácies komatiíticas e intrusões acamadadas associadas aos "greenstone belts" (Andorinhas, Gradaús, etc.) e as bacias transcorrentes (Aquiri, São Felix, etc.).
- Intrusões ultrabásico-alcálinas (Maraconá).
- Basalto de platô: soleiras de diabásio e derrames de basalto, associados as bacias paleozóicas do Amazonas e do Parnaíba.
- Ambiente sedimentar: folhelhos negros (bacias sedimentares); aluviões e crostas lateríticas associadas as rochas máfico-ultramáficas.

PRINCIPAIS OCORRÊNCIAS A presença de EGP tem sido detectada em vários condicionamentos, nas seguintes regiões da Amazônia Ocidental:

- Uma das mais antigas notícias sobre EGP deve-se a SILVA et al. (1974) que descreve a presença de Pt (2,5g/t) em uma amostra de cromita, proveniente de um maciço ultrabásico serpentizado localizado na margem direita do rio Araguaia.
- Provavelmente, uma das mais importantes concentrações de EGP está localizada no Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça. Foi detectada a presença de Pt, Pd, Ir e Os, intimamente associados como fases minerais, em 3 condicionamentos litológico-metalogenético, ou seja, relacionados aos serpentinitos, piroxenitos e gabros (MACAMBIRA et al., 1993).
- DIELLA et al. (1995) descrevem a presença dos elementos e minerais

(sperryllita, braggita e laurita) do grupo da platina associados a cromita na intrusão máfico-ultramáfica de Luanga.

- Os estudos efetuados por BHASKARA RAO (1993) permitiram caracterizar a faixa Sapucaia como uma província platinífera.
- É conhecida a presença de importantes quantidades de Pd, associado ao Au, no garimpo de Serra Pelada (FARINA, 1988).
- Recentes pesquisas da CPRM no Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra do Puma, revelaram a presença de Pt em concentrados de solo e de aluvião.
- Os trabalhos realizados por COSTA & ARAÚJO (1994) revelaram a presença de Pt e Pd, na Serra do Pirocaua, em crostas ferro-fosfática-laterítica.
- Na Serra do Ipitinga foi detectada a presença de Pt em várias litologias da Suíte Metamórfica Vila Nova, porém, os maiores teores foram detectados em formações ferríferas do tipo silicato (FARACO, 1990).

CONCLUSÕES O quadro geológico da Amazônia Ocidental apresenta uma alta favorabilidade para a revelação de jazimentos de EGP, em diferentes contextos metalogenéticos, o que é comprovado pelas ocorrências descritas. No atual estágio de conhecimento destaca-se, a exemplo do que ocorre nas principais jazidas de EGP conhecidas no Mundo, os complexos máfico-ultramáficos acamadados, como os alvos prioritários.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BHASKARA RAO, A. 1993. O potencial Brasileiro de Platina. In: Encontro Brasileiro dos EGP, 1. Brasília. Volume de Resumos Expandidos, 9-11.
- COSTA, M.L. da; ARAÚJO, E.S. 1994. Aplicação da Geoquímica Multi-elementar em Crostas Fosfáticas Lateríticas para Caracterização de sua Fonte Primária (Serra do Pirocaua,

- Amazônia). In: 38° Cong. Brasil. de Geol. Camboriú-SC, 3, 123-124.
- DIELLA, V.; FERRARIO, A.; GIRARDI, V.A.V. 1995. PGE and PGM in the Luanga mafic-ultramafic intrusion in Serra dos Carajás (Pará State, Brazil). In: Ore Geol. Rev. 9, 445-453.
- FARACO, M.T.L. 1990. Evolução Petrológico-Geoquímica das Rochas da Suíte Metamórfica Vila Nova na Serra do Ipitinga (NW do Pará). Belém. UFPA. Centro de Geociências. Tese de Mestrado. 346.
- FARINA, M. 1988. Metais do Grupo da Platina-Ambiências Geológicas e Ensaio sobre a Geologia Quantitativa com Aplicações para Descobrimto de Depósitos. In: XXXV Cong. Bras. de Geol., Belém-Pa, 1, 130-143.
- JACKSON, E.D.; THAYER, T.P. 1972. Some Criteria for Distinguishing Between Stratiform, Concentric and Alpine Periodotite-Gabro Complexo. 24th Intern. Geol. Congr., 2, 289-296.
- JORGE JOÃO, X. da S. & MACAMBIRA, E.M.B. 1995. Evolução do Magmatismo Máfico-Ultramáfico na Amazônia Ocidental, Brasil. In: Congresso Latino-Americano de Geologia, 9º, Caracas, Venezuela.
- MACAMBIRA, E.M.B. & JORGE JOÃO X. da S.; NILSON, A.A.; MEDEIROS FILHO, C.A.; VALE, A.G. 1994. Avaliação Preliminar das Sequências Máficas e Máfico-Ultramáficas da Amazônia Oriental. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, IV, Belém. Volume de Resumos Expandidos, 219-222.
- MACAMBIRA, E.M.B. & JORGE JOÃO X. da S.; ALVES, J.N. 1993. Ocorrência de Minerais do Grupo da Platina no Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça, Sul do Pará, Brasil. In: Encontro Brasileiro dos EGP, 1. Brasília. Volume de Resumos Expandidos, 41-43.
- NALDRETT, A.J. 1989. Stratiform PGE Deposits in Layered Intrusions. In: J.A. Whitney and A.J. Naldrett, Ore Deposits Associated With Magmas, Reviews in Econ. Geol., 4, 135-165.
- NALDRETT, A.J.; CABRI, L.J. 1976. Ultramafic and Related Mafic Rocks: Their Classification and Genesis with Special Reference to the Concentration of Nickel Sulfide and Platinum-Group Elements. Econ. Geol. 71, 1131-1158.
- SILVA, G.G. da; LIMA, M.I.C. de; ANDRADE, A.R.F. de; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. 1974. Projeto RADAM. Folha SB.22-Araguaia e parte da Folha SC.22-Tocantins; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro (Levantamento de Recursos Naturais, 4).

A SUÍTE INTRUSIVA ÁGUA BRANCA NO SUDESTE DO ESTADO DE RORAIMA

Maria José Resende Oliveira - CPRM/Manaus
 Renê Luzardo - CPRM/Manaus
 Mário Sérgio Gomes de Faria - CPRM/Manaus
 Sandoval da Silva Pinheiro - CPRM/Manaus

O termo "Adamelito Água Branca" vem sendo amplamente utilizado em mapeamentos no setor meridional do Estado de Roraima. Foi empregado por Veiga Jr. *et al.* (1979), em substituição ao "Granodiorito Água Branca" de Araújo Neto & Moreira (1976), por considerarem as rochas da referida unidade de caráter mais ácido do que previamente descrito. Santos & Reis Neto (1982), obtiveram uma isócrona de 1951 M.a. para essas rochas. Os dados levantados pelo Projeto Caracará, vinculado ao PLGB (Programa de Levantamentos Geológicos Básicos), em execução pela CPRM, permitiram a redefinição desta unidade, bem como a delimitação de sua área de ocorrência na porção SE do Estado de Roraima (Fig. 1).

No mapeamento da região acima citada (escala 1: 500 000), foram utilizados: a interpretação de imagens de radar e satélite, dados de campo, análise petrográfica e geoquímica. O estudo integrado dos dados permitiu o reconhecimento de uma série granítica expandida, abrangendo uma área de cerca de 23 000 km² (Fig. 1). Propõe-se que a mesma seja designada "Suíte Intrusiva Água Branca" (SIAB), em substituição ao termo "Adamelito Água Branca" de Veiga Jr. *et al.* (1979), já que o mesmo refere-se a um litotipo específico e não a uma associação de diversos tipos ígneos, conforme constatado.

A SIAB caracteriza-se por uma morfologia arrasada de padrão textural uniforme em imagens de radar, destacando-se localmente algumas serras e *monadnocks*. Em escala mesoscópica, esta suíte está representada pela gradação de granitos *sensu-strictu* a dioritos, passando pelos termos intermediários. Estas rochas apresentam variações em termos

texturais, ocorrendo tipos porfiríticos a microgranulares. As diversas fácies apresentam contatos gradativos, interdigitando-se lateralmente, o que dificulta a delimitação precisa das mesmas. A fácies mais abundante está representada por um biotita-monzogranito porfirítico (megacrístais de alcalifeldspato e raramente de quartzo), de cor cinza, isótropo (Fig. 2). Desenvolve, localmente, bandamento ígneo, caracterizado por segregações hololeucocráticas centimétricas, ricas em alcalifeldspato, difusas. Este litotipo encontra-se melhor representado às margens do Rio Anauá (Fig.1), onde se nota sua gradação para granodiorito e diorito. Raros termos gabróicos foram registrados, em outras áreas do Projeto. As rochas da SIAB contêm enclaves predominantemente dioríticos, centimétricos a métricos, encontrando-se, por vezes, estirados. Xenólitos de gnaisses bandados são também observados. Diques básicos de espessura centimétrica a métrica, cortam esta suíte. Zonas de cisalhamento discretas afetam as rochas da SIAB, causando o estiramento de porfiroclastos de feldspato e a milonitização das mesmas.

Ao microscópio, foram identificados sienogranitos, monzogranitos (predominantes), granodioritos, monzonitos, monzodioritos, dioritos e gabros. Os termos monzograníticos típicos da SIAB, apresentam textura porfirítica hipidiomórfica, onde megacrístais centimétricos de microclina destacam-se na matriz granular média, composta por cristais subédricos zonados de plagioclásio, quartzo anédrico, microclina intersticial e minerais máficos. O máfico mais freqüente é a biotita parda, podendo também ocorrer hornblenda

verde. Nos termos mais básicos da suíte, pode ocorrer piroxênio (augita), normalmente uralitizado, formando uma coroa de hornblenda e/ou biotita. O mineral acessório mais comum é a titanita, ocorrendo geralmente euédrica e rodeada por opacos. Apatita e alanita são freqüentes e a fluorita, rara. Os minerais secundários mais comuns são: epidoto, formando-se sobre o plagioclásio; a clorita, nos minerais máficos e a muscovita como produto de alteração da biotita e do feldspato.

As rochas da SIAB têm sua petrografia modificada, em regiões de contato e zonas de cisalhamento, onde são gerados protomilonitos e milonitos, em condições de P e T equivalentes à Fácies Xisto Verde. As principais modificações são no caráter textural: extinção ondulante, formação de sub-grãos e *ribbons* de quartzo; fraturamento do feldspato; e biotita apresentando *kink-bands*. Reações de hidratação (muscovitização da biotita e saussuritização do plagioclásio), epidotização e cloritização, são observadas em determinadas amostras.

Os dados geoquímicos preliminares apontam um quimismo subalcalino do tipo calcialcalino, com tendências peraluminosas a metaluminosas (Figs. 3 e 4). Nos diagramas de variação de Harker, diversas tendências puderam ser observadas, indicando correlações negativas nos casos do Al_2O_3 , TiO_2 , FeO, MgO e CaO (Fig. 5). O decréscimo destes elementos, com o aumento da sílica, sugere a existência de fenômenos relacionados ao fracionamento de plagioclásio, biotita, hornblenda e provavelmente de minerais opacos. Nos diagramas envolvendo K_2O (Fig. 5) e Rb, processo inverso é constatado, sendo estes caracterizados por correlação positiva, devido à cristalização de alcalifeldspato nos tipos graníticos mais fracionados.

CONCLUSÕES: Foi identificada no SE do

Estado de Roraima, uma seqüência

calcialcalina expandida, caracterizada por composições graníticas a dioríticas e associações mineralógicas semelhantes às encontradas em granitóides do tipo I. Com base nisso, propõe-se a substituição do termo "Adamelito Água Branca" (Veiga Jr. *et al.* 1979), que vem sendo utilizados por diversos autores que trabalharam nesta região, por "Suíte Intrusiva Água Branca". Os diagramas de variação demonstram, para a SIAB, evolução magmática baseada na cristalização fracionada de diversas fases minerais, entre as quais destacam-se o plagioclásio, biotita e hornblenda.

AGRADECIMENTOS Ao geólogo Marcelo Esteves Almeida, pela ajuda na elaboração do texto. À geóloga Regina Célia Baptista Vianna pela editoração.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAÚJO NETO, H. & MOREIRA, H. L. 1976. Projeto Estanho de Abonari. Manaus. DNPM/CPRM. 2 v.
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. 1991. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canada. Jour. of Earth Sciences. vol. 8, p.523-548.
- MANIAR, P. D. & PICCOLI, P. M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geol. Soc. Am. Bull., 101: p.635-643.
- SANTOS, J. O. S. & REIS NETO, N. J. 1982. Algumas idades de rochas graníticas do Cráton Amazônico. In: CONGR. BRAS. GEOL., 32. Salvador, 1982. Anais... Salvador, SBG. v.1, p.339-348.
- VEIGA JR., J. P.; NUNES, A. C. B.; SOUZA, E. C.; SANTOS, J. O. S.; AMARAL, J. E.; PESSOA, M. R.; SOUZA, S. A. S. 1979. Projeto Sulfetos do Uatumã. Manaus, DNPM/CPRM, 6v

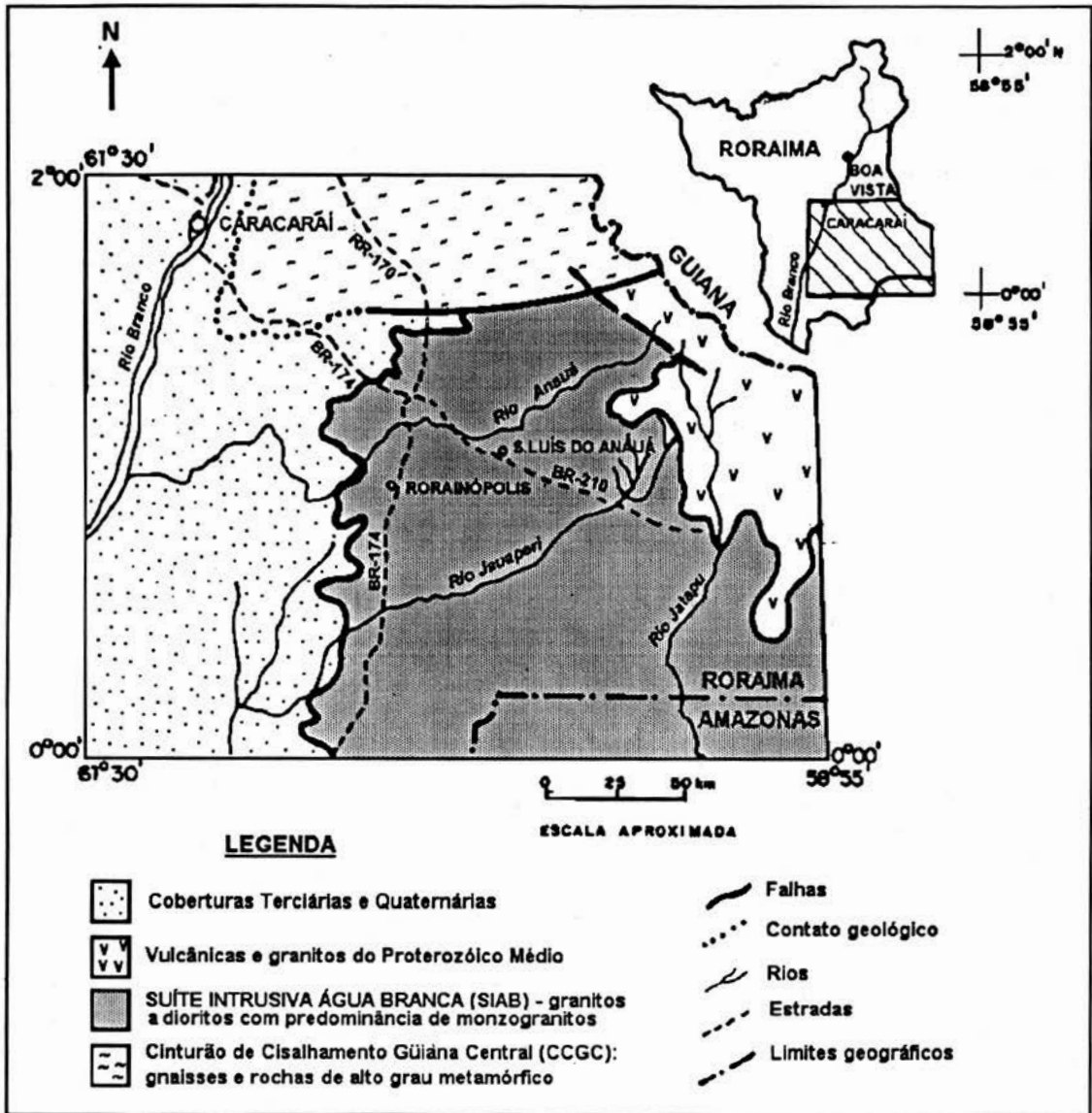


Figura 1 - Mapa de localização e mapa geológico simplificado, ressaltando-se a área de ocorrência da Suíte Intrusiva Água Branca (SIAB). Corpos de rochas do Proterozóico Médio e de associações vulcano-sedimentares, sem expressão significativa nesta escala, afloram no domínio da SIAB.

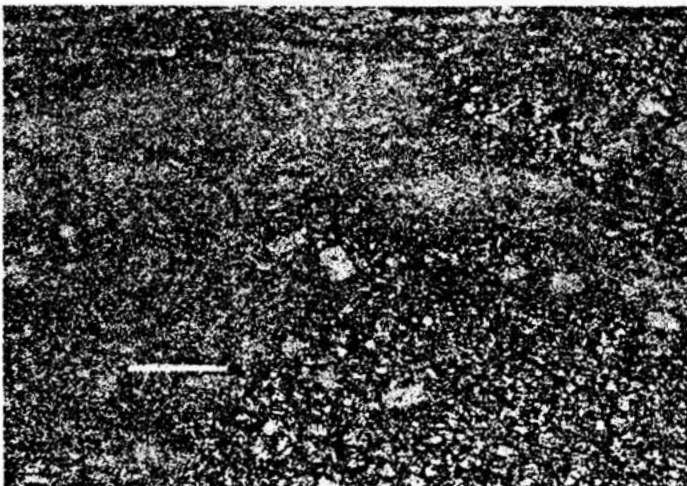


Figura 2 - Aspecto de biotita-monzogranito porfiritico da Suíte Intrusiva Água Branca.

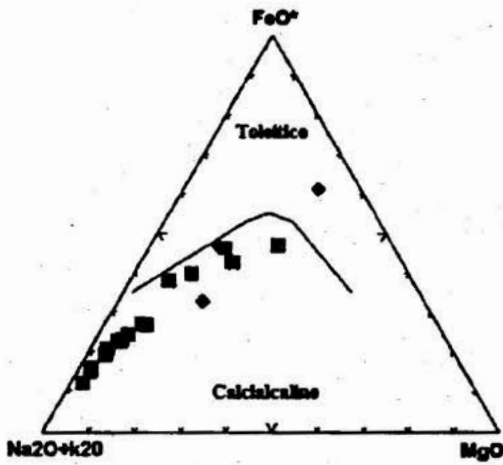


Figura 3 - Litotipos da SIAB (■) e enclaves (◆) plotados no diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971). (18 amostras)

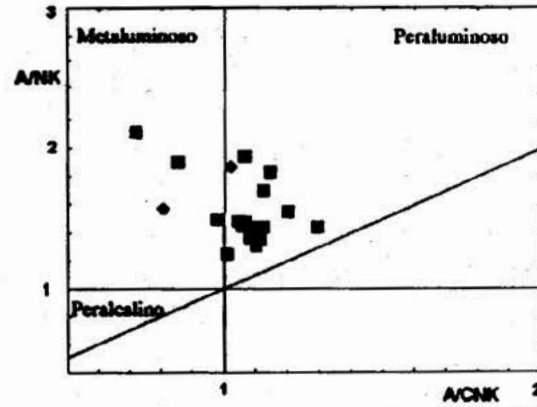


Figura 4 - Índice de Shand dos litotipos da SIAB (◆) e respectivos enclaves (■). Maniar & Piccoli (1989). (18 amostras).

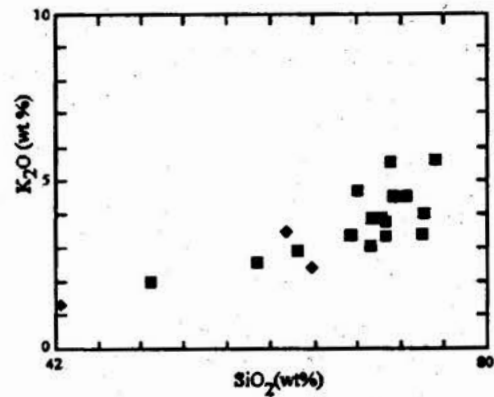
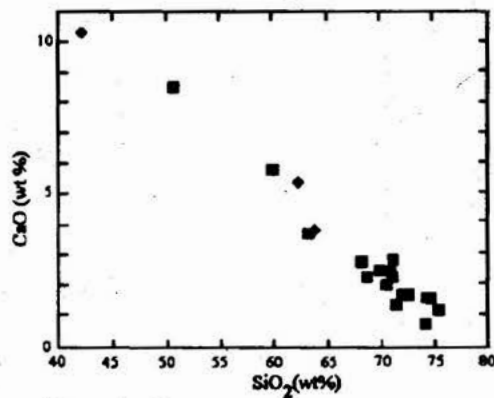
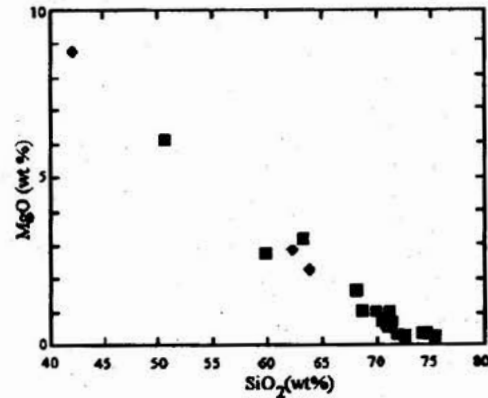
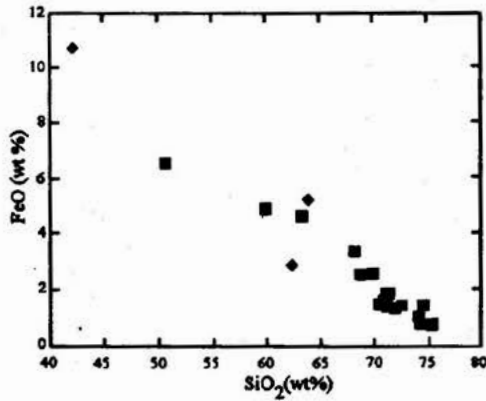
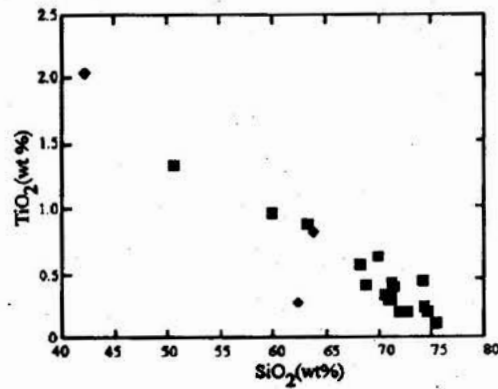
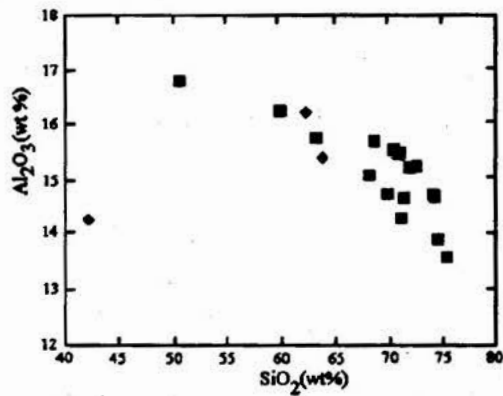


Figura 5 - Comportamento de elementos maiores dos litotipos da SIAB (■) e enclaves (◆) nos diagramas de variação de Harker. (18 amostras).

SUÍTE INTRUSIVA MÁFICA/ULTRAMÁFICA TAPURUQUARA NO ESTADO DE RORAIMA

Sílvio Roberto Lopes Riker - Geólogo da CPRM/Manaus
Roberto Vieira Araújo - Geólogo da CPRM/Manaus

INTRODUÇÃO O mapeamento efetuado no Estado de Roraima pelo Projeto Roraima Central (1:500.000) através da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM (Serviço Geológico do Brasil), possibilitou cartografar uma seqüência de rochas predominantemente básicas, com variações ultrabásicas, caracterizadas na área do projeto como um magmatismo plutônico anorogênico, relacionado a um regime tectônico distensivo no Proterozóico Médio, devendo corresponder a plumas mantélicas ou *hotspots*. Alguns tipos mostram incipientes processos metamórficos e deformacionais como consequência de um evento tectônico superimposto relacionado à compressão K'Mudku. Esses litótipos foram englobados na Suíte Intrusiva Máfica/Ultramáfica Tapuruquara, onde os estudos geocronológicos efetuados por BASEI (1975) e por GAUDETTE et al. (1991) em rochas dessa suíte em áreas vizinhas, mostram datações de 1530 M.a (Rb/Sr) e 1571/699 M.a (Sm/Nd), respectivamente. Esses dados estão compatíveis com as relações de campo, onde os gabros da região do rio Uraricaá (SR-179b) apresentam características de que são intrusivos nos granitóides da Suíte Intrusiva Saracura. São corpos de pequenas dimensões, ocorrendo predominantemente em forma elipsoidal e, raramente, na forma circular, cujos emplacements obedeceram a um ordenamento ocupacional de anisotropias estruturais pré-existentes. Vide mapa de localização, figura 1.

CARACTERIZAÇÃO DA SUÍTE No domínio do referido projeto foram cartografados três corpos ultrabásicos. Dois na folha NA.20-X-B (SR-40a e LM-7b), fora do domínio do Cinturão de Cisalhamento Güiana Central (CCGC) e um na folha NA.21-V-C

(SR-128c). A ocorrência SR-40a encontra-se encaixada segundo N45°E nos litótipos do Grupo Cauarane. Já o corpo representado pela estação LM-7b se emplaçou segundo N40°W, tendo como encaixantes os granitóides da unidade Granito Pedra Pintada. O corpo ultramáfico (SR-128c) posiciona-se segundo N45°E, acompanhando a estruturação geral das rochas do CCGC, encontrando-se intrudido nos anfibolitos e calcissilicáticas do Grupo Cauarane.

A componente ultrabásica (SR-128c) apresenta grandes cristais de hornblenda poiquilitica com hiperstênio e augita como fases piroxênicas, revelando textura hipidiomórfica-granular em que a hornblenda e piroxênios constituem a fase cumulática, com material possivelmente bastítico e plagioclásio alterado como fase intercúmulus.

As rochas gabróicas constituem-se de um modo geral de gabros noríticos, baseados em paragênese do tipo hiperstênio-augita-labradorita-hornblenda, ± titano-biotita-opacos onde a textura é geralmente hipidiomórfica granular, sendo que dois corpos foram mapeados fora do CCGC e nove corpos no âmbito do CCGC.

A ocorrência mais expressiva dos litótipos dessa suíte está representada por um corpo gabróico de 20km x 4km com forma de um elipsóide, ocorrente na região do rio Uraricaá, abrangendo parte das folhas NA.20-X-A-II e NA.20-X-A-V, cujo emplacement se deu segundo N60°W.

As rochas ultrabásicas distinguem-se quimicamente das básicas, sobretudo no que diz respeito aos mais baixos teores médios de alumina (7,34% contra 14,19%), TiO₂ (0,66 contra 0,89), Na₂O (1,08 contra 1,56), P₂O₅ (0,08 contra 0,48) e, maiores teores com relação ao MgO (13,35 contra 9,81) e CaO

(14,16 contra 11,61). Com relação aos elementos menores, essa distinção fica também bem caracterizada, pois as ultrabásicas apresentam maiores teores médios de cromo (848 contra 465,80 ppm), níquel (120 contra 105), chumbo (25 contra 14,60), bário (186 contra 105,80), nióbio (6 contra 3,80) e, menores teores médios de vanádio (162 contra 225 ppm), cobre (71 contra 84,20), zinco (54 contra 70,81) e estrôncio (146 contra 292).

O corpo da ultrabásica (SR-40a) em amostra de solo revelou 20 ppb de ouro (média crustal é 4 ppb), 50 ppb de platina (média crustal é 10 ppb) e 10 ppb de paládio, enquanto que o solo referente ao corpo de hornblendito (SR-128c) apresenta 30 ppb em paládio (média crustal é 10 ppb).

O magmatismo Tapuruquara apresenta um caráter toleítico conforme diagrama de IRVINE & BARAGAR, 1971 - figura 2. O comportamento subalcalino está expresso no diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \times \text{Sílica}$ - figura 3. O diagrama catiônico de JENSEN, 1976 - figura 4, demonstra que parte dos litótipos que compõem essa suíte apresentam características de komatiitos piroxeníticos e de komatiitos basálticos, além de toleitos ricos em ferro e magnésio. A indicação do fracionamento mantélico para o magmatismo Tapuruquara está expressa no diagrama de R1/R2 de BATCHELOR & BOWDEN, 1985, figura 5. A análise dos ETR, figura 6, mostra a abrangência de um range que vai de 7 a 100 vezes o condrito (ETRL) e de 0,30 a 5 vezes o condrito (ETRP), com fracas a moderadas anomalias de Eu. Nas ultrabásicas os ETR encontram-se mais ou menos no meio do range (SR-40a e SR-128c), enquanto que a amostra LM-7b apresenta-se mais enriquecida em ETR. Esse fato indica claramente que existem dois magmatismos básico/ultrabásicos distintos na área trabalhada, sem interrelacionamento genético entre os mesmos. Outra evidência que sugere uma não cogeneticidade entre os dois magmatismos é a análise dos elementos-traço nos dois tipos litológicos. Assim sendo, as ultrabásicas apresentam maiores teores médios de bário (186 contra 105 ppm), nióbio (6 contra 3,80), menores teores médios de

estrôncio (146 contra 292), zircônio (65 contra 92,30), ítrio (27 contra 61,60), além evidentemente de maiores teores de cromo (848 contra 485,80) e níquel (120 contra 105 ppm).

Desse modo os corpos básicos esboçam um quadro magmático evolutivo por diferenciação de um magma básico gabróico norítico original, correlacionando-se perfeitamente com os corpos básicos vizinhos típicos representantes do magmatismo Tapuruquara. Já os corpos ultrabásicos, por não apresentarem evidências de cogeneticidade com os básicos, serão inclusos, por ora, nessa suíte, até que novos dados geológicos possam definir sua real posição no quadro estratigráfico regional. Sua composição e forma de ocorrência é sugestivo de ser correlacionado com os pertencentes da Suíte Intrusiva Apinítica, ocorrente na Guiana. Os teores de cromo e níquel sugerem uma evolução magmática a partir da fusão parcial do manto peridotítico.

Postula-se que o magmatismo anorogênico que deu origem às intrusivas básicas e ultrabásicas acima relacionadas, possa ter sido desencadeado em função das correntes convectivas do manto, gerando as denominadas plumas mantélicas ou *hotspots*.

Seu posicionamento tectônico em uma ambiência anorogênica aliado ao fato de apresentarem-se em formas de pequenos corpos sem bandamento rítmico, é sugestivo que possam ser enquadrados como aqueles do tipo "Sudbury". Os teores de cromo variando na faixa de 136 a 11.000 ppm, o níquel indo de 40 a 176 ppm, o cobre na faixa 15 a 190, aliado ao fato da amostra SR-40a ter atestado a presença de ouro, platina e paládio, são indicativos fortes para enquadrar essa suíte como potencialmente alta em termos metalogenéticos, podendo encerrar mineralizações no que diz respeito ao cromo e à platina, com níquel, cobre e ouro associados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BASEI, M.A.S. & TEIXEIRA, W. 1975. Geocronologia do Território de Roraima.

- In: Conferência Geológica Interguianas. Belém - 1975, Anais..., pág. 453 a 473. Belém, MME/DNPM.
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. 1985 - Petrogenetic interpretation of granitoids rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48: 43-55.
- GAUDETTE, H.E., SANTOS, J.O.S & OLSZEWSKI, W.J. - Geochronology of precambrian rocks from the northern part of the Guiana shield, state of Roraima, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* (in press).
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth E Sci.*, 8: 523-548.
- JENSEN, L.S. 1976. A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks. Ontario, Division Mines. Pa. no. 66.
- PINHEIRO, S. da S; FRAGA, L.M.; NUNES, N.; REIS, N.J. & RIKER, S.R.L. - Projeto Roraima Central. CPRM. Manaus. (no prelo).

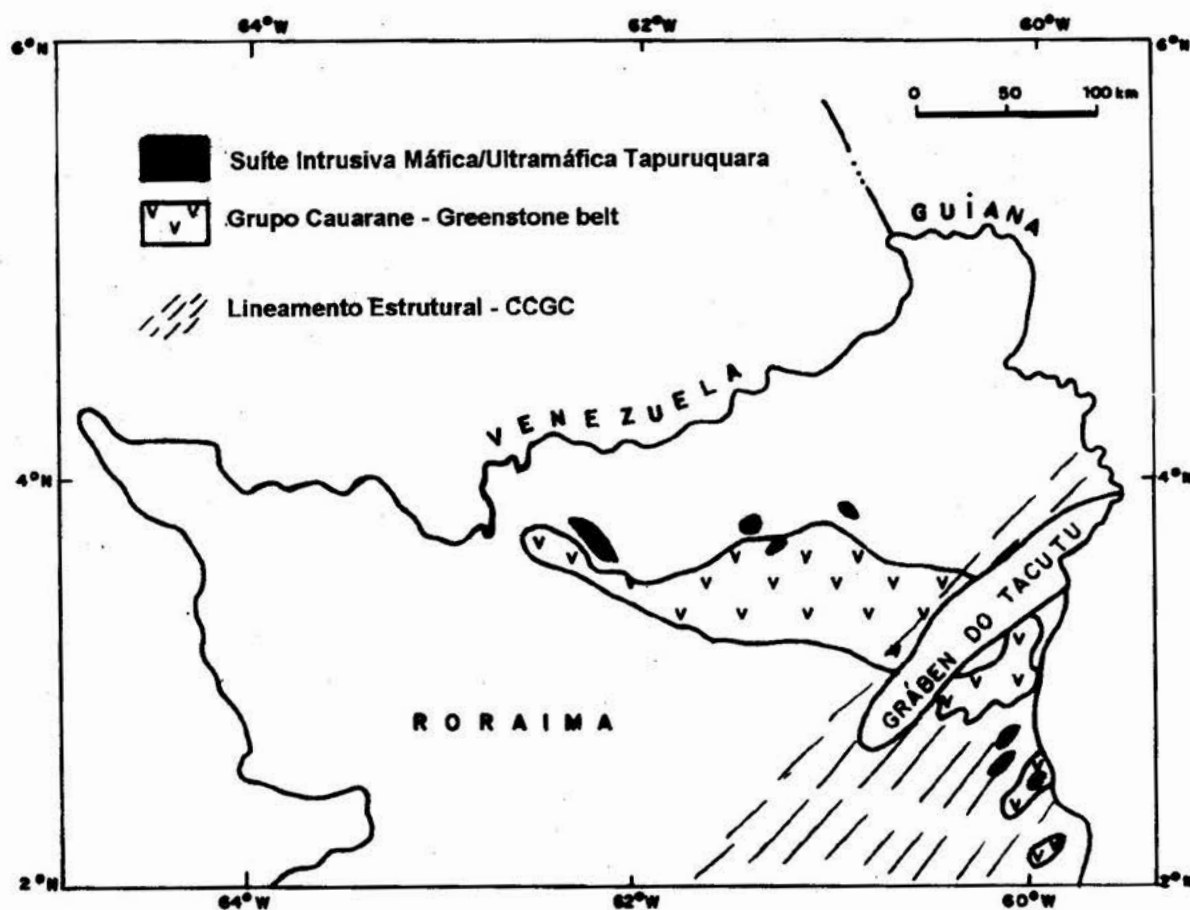


FIGURA 1 — LOCALIZAÇÃO DA SUÍTE INTRUSIVA MÁFICA / ULTRAMÁFICA TAPURUQUARA

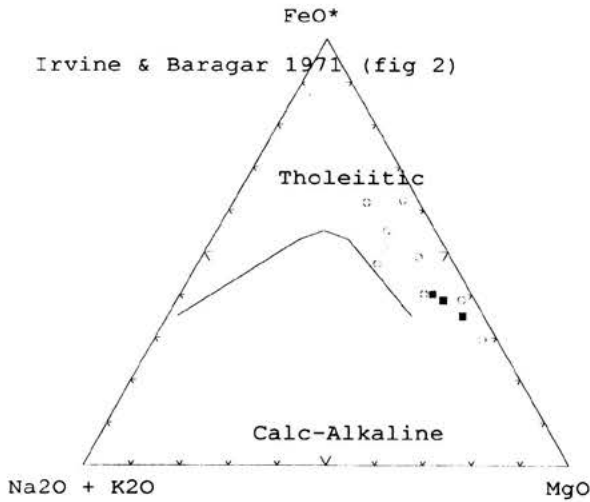


Figura 2

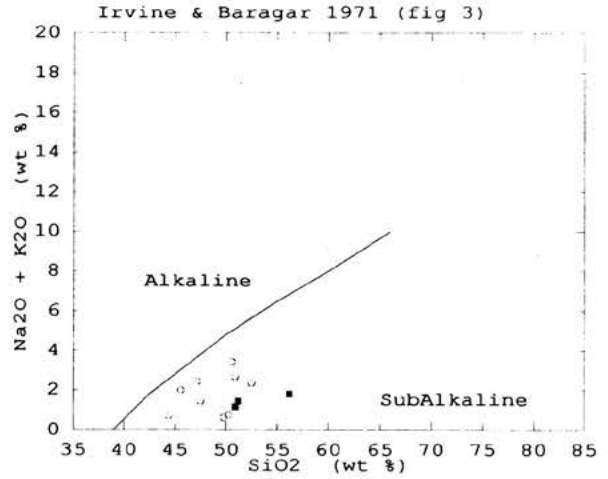


Figura 3

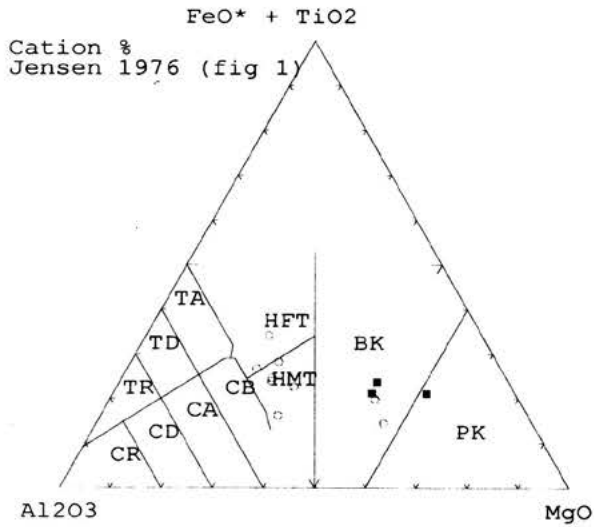


Figura 4

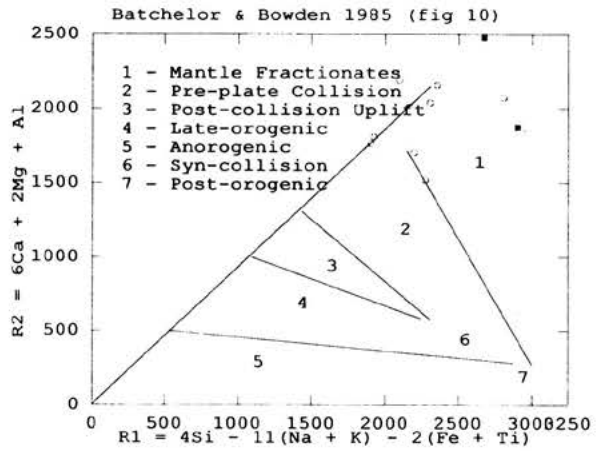


Figura 5

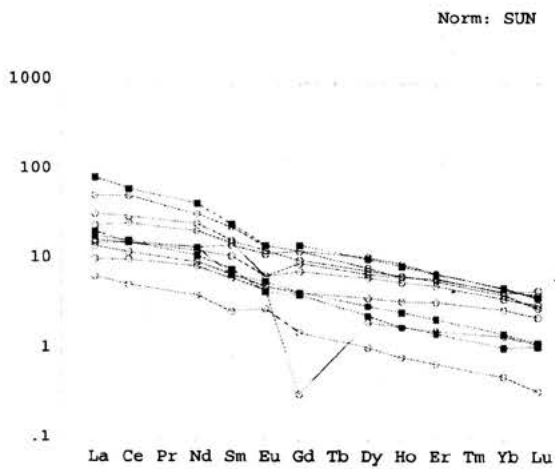


Figura 6

Círculos vazios = máficas
 Quadrados cheios = ultramáficas

Figuras relacionadas à Suíte Intrusiva Máfica/Ultramáfica Tapuruquara no Estado de Roraima.

QUÍMICA MINERAL EM ROCHAS METAVULCÂNICAS DO "GREENSTONE BELT" IDENTIDADE, SE DO PARÁ: IMPLICAÇÕES QUANTO AO METAMORFISMO^(*)

Zorano Sérgio de Souza^(1,3) e Roberto Dall'Agnol^(2,3)

⁽¹⁾ Depto. Geologia - UFRN; CP 1502, 59.072-970 Natal/RN; zorano@geologia.ufrn.br; ⁽²⁾ CG/UFGA; ⁽³⁾ Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitos; ^(*) Apoio: FINEP/PADCT e Laboratório de Microsonda Eletrônica da UnB.

INTRODUÇÃO E OBJETIVOS O "greenstone belt" Identidade (**gbl**) (Souza *et al.* 1988) situa-se na região de Rio Maria, 250 km a sul da Serra dos Carajás, SE do Pará. É uma faixa metavulcânica alongada na direção WNW-ESE, englobada no Supergrupo Andorinhas, parte integrante do terreno granito - "greenstone" de Rio Maria (**TGGRM**) (Docegeo 1988). Estudos detalhados mostraram que a mesma tem uma idade mesoarqueana, com sua geometria estrutural interpretada como resultante de transpressão dextrógira sincrônica ao alojamento de corpos metagranitóides (Souza 1994; Souza & Dall'Agnol 1995a).

A evolução metamórfica do **gbl** foi discutida por Souza (1994) e Souza & Dall'Agnol (1994a). Baseados em observações petrográficas e texturais, eles sugeriram um evento principal de natureza térmica nos contatos de intrusões metagranitóides (M_n), o qual teria sido seqüenciado por episódios de remobilização química e transformações minerais em zonas de cisalhamento dúcteis (Souza & Dall'Agnol 1995b). Não há evidências inequívocas de metamorfismo de assoalho oceânico pré- M_n , o que pode significar a sua obliteração pelo evento termal M_n , ou indicar que o vulcanismo subaquático foi imediatamente seguido por afundamento do pacote supracrustal e das intrusões metaplutônicas, não desenvolvendo o estágio de fundo oceânico. O evento M_n foi caracterizado a partir de texturas e paragêneses metamórficas como de baixo grau e na transição da fácies xisto verde para a fácies anfíbolito (Souza & Dall'Agnol 1994a).

Neste trabalho, são reportadas as primeiras análises químicas de minerais em rochas metavulcânicas do **gbl**. Como as amostras pesquisadas correspondem àquelas mais preservadas dos efeitos da deformação milonítica, admite-se que as composições dos minerais reflitam as condições do evento térmico M_n . Os resultados obtidos são confrontados com os reportados por Oliveira (1993) sobre o quimismo de anfibólios do "greenstone belt" Sapucaia (**gbs**), aflorante no limite norte do **TGGRM**. As análises foram efetuadas no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, utilizando-se uma microsonda Cameca SX50.

LITOGEOQUÍMICA E PETROGRAFIA

Foram analisados anfibólios, epidotos e cloritas dos basaltos (**BAS**), gabros (**GB**) e komatiitos (**UM**) do **gbl**. Tentativas de análises de plagioclásio não lograram êxito em virtude da fina granulação e da extensiva saussuritização. **BAS** e **GB** correspondem a toleitos de baixo potássio, com $mg\# = 0,55$ e $0,47$, respectivamente, e padrões de ETR planos, sem anomalias significativas de Eu e com abundância 10x condrito. As **UM** são komatiitos com $mg\# = 0,81$ e ETR variados nos termos leves e ligeiramente fracionados nos pesados, podendo ter anomalia negativa de Eu (Souza 1994; Souza & Dall'Agnol 1994b).

Os anfibólios de **GB** são tabulares, de cor verde azulada com tonalidade média, alguns podendo ter bordas verde claras; o ângulo de extinção (α) é de 20-25° e o ângulo ótico ($2V_x$), de 70-88°. Os anfibólios de **BAS** possuem menor granulação e cor mais escura, com $\alpha = 12-15^\circ$ e $2V_x = 62-67^\circ$. Em ambos os

casos, os anfibólios associam-se com epidotos, plagioclásio (An ?) e titanita granular. Nas *UM*, o anfibólio é tipicamente incolor e de hábito acicular, com $\alpha=15-17^\circ$ e $2V_x=76^\circ$; associa-se sempre com talco e clorita.

Os epidotos foram identificados como pistacita em ambos *BAS* e *GB*. São verde pálido ou incolores, subédricos a euédricos, com hábito porfiroblástico esquelético, quadrático ou prismático alongado. Possuem $2V_x=80^\circ$ e $\alpha=40^\circ$. Alguns cristais de clinozoisita mostram sinal ótico positivo e α menor (12°). Em *UM*, não ocorrem epidotos, aparecendo clorita e talco como minerais ferromagnesianos associados ao anfibólio. A clorita é verde pálida, lamelar a fibrosa e intimamente intercrescida com talco (*UM*), ou verde clara, anédrica, com birrefringência anômala e desenvolvida em torno de anfibólios (*BAS* e *GB*).

QUÍMICA MINERAL

Anfibólios Pertencem ao grupo dos anfibólios cálcicos (Fig. 1). Os de *BAS* e *GB* possuem $mg\#>0,55$ e $Si>7,15$, enquanto aqueles de *UM* têm $mg\#<0,45$ e $Si<6,35$, classificando-se como actinolita (*GB*), hornblenda actinolítica a Mg-hornblenda (*BAS*) e Fe-tschermakita (*UM*), segundo a classificação de Leake (1978). Os anfibólios de *GB* têm os menores valores médios de Al^{total} (0,48 a 0,76), sendo os maiores encontrados nos anfibólios de *UM* (3,0), o mesmo acontecendo com Al^{IV} e Al^{VI} . A relação Si vs. $(Ca+Na+K)$ mostra que os anfibólios de *GB* e *BAS* situam-se no campo de estabilidade da actinolita, em fácies xisto verde, enquanto aqueles de *UM* ficam no campo de hornblendas verde azuladas, da fácies anfibolito inferior, conforme comparações com anfibólios de Abukuma (Miyashiro 1973). Em gráficos $Na/Ca=100Na/(Na+Ca)$ vs. $Al/Si=100Al/(Al+Si)$ (Fig. 2) e Al^{VI} vs. Al^{IV} , os anfibólios de *GB* e *BAS* incluem-se no domínio da zona de biotita, enquanto aqueles de *UM* situam-se próximos às zonas de granada+oligoclásio ou silimanita+bytownita (Laird & Albee 1981). Nesse mesmo

diagrama, os anfibólios analisados se enquadram no campo de pressão média definido por anfibólios da região de Hast River (Nova Zelândia) e no campo de pressão baixa de Abukuma (Laird & Albee 1981).

Em todos os diagramas, os anfibólios do **gbl** bem como aqueles do **gbs** possuem razões $Na/Ca>Al/Si$ e $Al^{IV}>Al^{VI}$, coerentes com anfibólios de metavulcânicas máficas de cinturões de pressão média a baixa (Laird & Albee 1981). Adicionalmente, as mesmas amostras de **gbl** e **gbs**, com base na relação Na^B vs. $Al^{VI}+Fe^{+3}+Ti$, plotam no campo de Abukuma (Laird & Albee 1981).

Cloritas As cloritas estudadas são pobres em Al^{total} ($<4,5$) e Al^{VI} (usualmente $<0,5$), com $mg\#=0,52$, caracterizando um tipo transicional entre chamosita e clinocloro (Bailey 1980). Não há diferenças significativas entre as cloritas dos litotipos pesquisados, embora as cloritas de *UM* sejam ligeiramente mais aluminosas e menos silicosas do que as de *GB*. O $mg\#$ (0,53-0,52) de cloritas do **gbl** é maior que o de cloritas de experimentos de metamorfismo de metabasaltos (0,46-0,44; Moody *et al.* 1983) e do que $mg\#$ médio de cloritas do **gbs** (0,47; Oliveira 1993). Comparativamente, em *UM* as cloritas são mais magnesianas que os anfibólios, ocorrendo o contrário no caso dos *GB*.

Epidotos São classificados como epidotos ricos em Fe. As razões $Ps=100Fe/(Fe+Al)$ são semelhantes para *GB* (12-19) e *BAS* (10-16), evidenciando a homogeneização sofrida pelos epidotos. Os valores de Ps e de Al_2O_3 (18,7-21,7) assemelham-se aos de epidotos de metabasaltos em fácies anfibolito do Oeste do Pacífico, onde a pressão foi estimada em torno de 3 kbar (Maruyama *et al.* 1983).

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

As composições dos anfibólios permitem discutir as condições de pressão e temperatura relativas ao evento principal de metamorfismo que afetou o **gbl**. Os anfibólios encontrados sugerem temperaturas equivalentes à transição entre as fácies xisto verde (actinolita em *GB*) e anfibolito (Mg-hornblenda em *BAS*), com aumento no caso de *UM*, onde tem-se Fe-

tschermakita. Trabalhos experimentais (a pressão fixa de 2 kbar) mostram que o teor em Al_2O_3 do anfibólio depende da temperatura e da composição do material inicial (Liou *et al.* 1974). No caso em lide, tomando-se Al_2O_3 entre 2,8 (GB) e 7,6 (BAS), as respectivas temperaturas seriam de 455 e 545°C. Isto concorda com a interpretação de que o metamorfismo corresponde à transição xisto verde - anfibolito (Souza 1994; Souza & Dall'Agnol 1994a). Certamente, as temperaturas situaram-se abaixo da curva do *solidus* de granito saturado em H_2O , já que não há evidências de migmatização, mesmo existindo litologias adequadas (metadacitos ricos em minerais hidratados).

A composição dos anfibólios sugere comparações com regiões de metamorfismo de pressão média (Hast River) a baixa (Abukuma). A última possibilidade é a mais provável, em função de evidências de metamorfismo de contato das rochas do **gbl** nas proximidades dos corpos metaplutônicos. Isto também poderia explicar a composição mais aluminosa e, portanto, uma maior temperatura de formação dos anfibólios de BAS. A composição menos magnésiana e mais aluminosa dos anfibólios de UM em comparação aos de BAS e GB deve refletir o reequilíbrio em função das paragêneses envolvidas. Em BAS e GB, o Al_2O_3 é acomodado em epidotos, plagioclásio e clorita, além de anfibólios. Em UM, a ausência de epidotos e de plagioclásio faz com que mais Al_2O_3 fique livre para entrar na estrutura do anfibólio, com o MgO sendo repartido também com talco e clorita.

Como conclusões enumeram-se: (i) os anfibólios do **gbl** são cálcicos, com composições controladas pelo quimismo total das rochas hospedeiras, dos minerais associados e da proximidade de intrusões metagranitóides; (ii) em tipos komatiíticos, onde ocorre muito talco, o anfibólio é menos magnésiano em comparação aos de basaltos e gabros toleíticos, onde, em paragênese com o

anfibólio, tem-se epidoto ao invés de clorita; (iii) a fácies metamórfica situa-se na transição xisto verde - anfibolito, num regime predominantemente de pressão baixa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BAILEY, S.W. 1980. *Amer. Mineral.*, 65: 1-7.
- DOCEGEO 1988. 35^o Congr. Bras. Geol., Belém. Anexo, vol. "Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e Principais Depósitos Minerai", p. 11-54.
- LAIRD, J.; ALBEE, A.L. 1981. *Amer. J. Sci.*, 281: 127-175.
- LEAKE, B.E. 1978. *Amer. Mineral.*, 63: 1023-1053.
- LIU, J.G. et al. 1974. *Amer. Mineral.*, 274: 613-632.
- MARUYAMA, S. et al. 1983. *J. Petrol.*, 24: 583-604.
- MIYASHIRO, A. 1973. *Metamorphism and metamorphic belts*. J. Willey & Sons, New York. 492p.
- MOODY, J.J. et al. 1983. *Amer. J. Sci.*, 283: 48-92.
- OLIVEIRA, C.G. 1993. Tese de Doutorado. IG/UnB, Brasília. 187p.
- SOUZA, Z.S. 1994. Tese de Doutorado. CG/UFPA, Belém. Vol. 1: 435p.; vol. 2: p. 436-625.
- SOUZA, Z.S. & DALL'AGNOL 1994a. 4^o Simp. Geol. Amaz., Belém. Bol. Res. Exp., p. 387-390.
- SOUZA, Z.S. & DALL'AGNOL 1994b. Intern. Symp. Phys. Chem. Upper Mantle, São Paulo. Ext. Abstr., p. 160-162.
- SOUZA, Z.S.; DALL'AGNOL, R. 1995a. V Simp. Nac. Est. Tect., Gramado/RS. Bol. Res. Exp., p. 211-212.
- SOUZA, Z.S.; DALL'AGNOL, R. 1995b. V Simp. Nac. Est. Tect., Gramado/RS. Bol. Res. Exp., p. 169-170.
- SOUZA, Z.S. et al. 1988. 35^o Congr. Bras. Geol., Belém. Anais, 3: 1453-1467.

GEOLOGIA REGIONAL
SEQÜÊNCIAS VULCANO-SEDIMENTARES
MÉTODOS ANALÍTICOS

SEQÜÊNCIA BASAL DO GREENSTONE CAUARANE NO ESTADO DE RORAIMA

Silvio Roberto Lopes Riker - Geólogo da CPRM/Manaus

Roberto Vieira Araújo - Geólogo da CPRM/Manaus

João Orestes Schneider Santos - Geólogo da CPRM/Manaus

Luiz Carlos da Silva - Geólogo da CPRM/Porto Alegre

INTRODUÇÃO O mapeamento geológico efetuado no Estado de Roraima pelo Projeto Roraima Central (1:500.000) através da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM (Serviço Geológico do Brasil), possibilitou caracterizar o Grupo Cauarane como uma extensiva seqüência vulcano-sedimentar-químico-exalativa, caracterizando-se como parte de um Greenstone Belt de idade Proterozóica, cuja datação em paragnaisse pelo método U/Pb revelou uma idade de 2.235 ± 19 Ma., constituindo-se em um componente típico do ciclo Transamazônico, com metamorfismo predominantemente da fácies anfíbolito. Secundariamente o metamorfismo se apresenta na fácies xisto verde e, localmente, na fácies granulito. O Grupo Cauarane está caracterizado por três unidades: Unidade Basal, constituída de metaultramafitos e de metamafitos; Unidade Intermediária, caracterizada por metavulcânicas calcialcalinas e, Unidade de Topo, composta por metacherts ferríferos bandados, metacherts ferríferos sem bandamento típico, rochas calcissilicáticas, paragnaises e kinzigitos. (Figura 1).

UNIDADE BASAL DO GRUPO CAUARANE

Os metaultramafitos estão representados por talco-clorita-tremolita xistos e clorita-tremolita xistos, onde exibem uma forte anisotropia estrutural em que os componentes minerais se dispõem segundo uma orientação preferencial. A textura é lepidonematoblástica, sendo ocasionalmente envolvida em uma deformação polifásica. A actinolita ocorre em faixas de agregados fibro-prismático-aciculares, parcialmente substituída para clorita e talco. Os grãos de opacos, possivelmente hematita e magnetita, ocorrem

geralmente nos planos de clivagens das cloritas e associados ao anfíbolio, como produto de alteração desses minerais. A granulometria extremamente fina com características afaníticas, sugere uma natureza protolítica com características de derrames ultramáficos. No curso do processo magmático dessas rochas é possível a existência de uma manifestação hidrotermal-exalativa na fase tardimagmática, com produção de magmas extremamente silicosos de natureza calcedônica ou com níveis de chert. O metamorfismo superimposto, sob condição de fácies xisto verde a anfíbolito baixo, teria dado origem a pelo menos parte dos metacherts hematíticos/magnetíticos que ocorrem sempre associados aos metaultramafitos.

Intimamente associados aos metaultramafitos ocorrem metamafitos representados por actinolita xistos e por clorita anfíbolitos. Apresentam textura nematoblástica, exibem uma forte orientação preferencial dos seus constituintes minerais e apresentam a paragênese actinolita \pm plagioclásio \pm quartzo \pm opaco \pm epidoto \pm titanita \pm biotita. A deformação mostra características polifásicas.

Na tabela 1 está esboçado aos óxidos maiores dos metaultramafitos e mafitos. O teor relativamente alto de K_2O é devido ao aporte por metassomatismo em três amostras que estão como xenólitos.

No diagrama de WINCHESTER & FLOYD (1977), (Figura 2) plotam no campo dos basaltos subalcalinos, com apenas duas amostras se aproximando do campo dos andesitos. Comportamento similar pode ser notado no diagrama de LE MAITRE (1989). O caráter toleítico pode ser observado no

diagrama AFM (IRVINE & BARAGAR, 1971), figura 3. No diagrama de Ti versus Cr (PEARCE, 1975), toda população ocupa o campo dos basaltos oceânicos. (Figura 4).

No diagrama catiônico de JENSEN (1976), (Figura 5) essa unidade representa komatiitos peridotíticos e komatiitos basálticos, se assemelhando àqueles de idade arqueana, apesar de na área do referido projeto não ter sido encontrada textura spinifex. Em parte representam também toleitos enriquecidos em ferro.

O estudo de Terras Raras (Figura 6) mostra que pelo menos uma amostra de ultramafito e duas de mafitos apresentam padrão horizontalizado, compatível com os toleitos depletados do tipo BK1 e BK2 de CONDIE (1981), cujos valores de terras raras para esses litótipos é mais ou menos uniforme, apresentado uma envelopagem que vai de 10 a um pouco mais de 100 vezes o condrito (ETRL) e, as ETRP ficando na faixa de 1 a 20 vezes o condrito. Esse padrão mostra em parte uma certa similaridade dessas rochas com as metavulcânicas toleíticas da Suíte metamórfica Vila Nova (FARACO, 1990).

Observa-se um nítido enriquecimento de níquel, cobalto e cromo nos xistos ultramáficos em relação aos mafitos. O níquel com uma média geral de 345,20 ppm se aproxima dos komatiitos basálticos arqueanos do tipo BK1 e BK2 de CONDIE (1981), (360 a 390 ppm, respectivamente).

O cromo apresenta como média 659 ppm e o cobalto 45,7 ppm. A média encontrada para esses elementos, também se aproxima dos komatiitos basálticos de CONDIE (1981). Os mafitos encontram-se mais enriquecidos em bário e estrôncio e menos enriquecidos em ítrio, nióbio e rubídio.

O cobre apresenta enriquecimento nos metamafitos (média de 86,2 ppm contra 76 ppm) nos metaultramafitos. O zinco se comporta mais ou menos de maneira regular nesses litótipos, apresentando valores médios de 100,6 ppm nos metamafitos contra 107 ppm nos metaultramafitos. Em quatro amostras de metaultramafito ficou patenteada a presença de ouro (< 0,05 ppm) e de prata (1 a < 1 ppm),

enquanto que em uma delas também ocorre platina (50 ppb) e o paládio (3 ppb). Também em uma amostra de metamafito esses elementos foram detectados.

As relações de campo associadas aos estudos petrográficos, petrológicos, petroquímicos e de ETR, mostram que a unidade basal do Grupo Cauarane é constituída de metabasaltos toleíticos de fundo oceânico, que se assemelham em muito aos do tipo BK1 e BK2 de CONDIE (1981) e, podem ser comparados também em parte, aos das Suítes Metamórficas Parima, Vila Nova e Jacareacanga, apresentando expectativa metalogenética alta a conter mineralização do tipo "Estratiforme próxima" de cobre e zinco, com ouro e prata associados, bem como de níquel, cobre e cromo, com cobalto e elementos do grupo da platina associados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CONDIE, K. C. 1981. Archean Greesntone Belt. Amsterdam, Elsevier, 434p.
- FARACO, T.L. 1990. Evolução petrológico-geoquímica das rochas da Suíte Metamórfica Vila Nova na serra do Ipitinga (NW do Pará) - Tese de Mestrado na Universidade Federal do Pará. 346p.
- GAUDETTE, H.E., SANTOS, J.O.S & OLSZEWSKI, W.J. - Geochronology of precambrian rocks from the northern part of the Guiana shield, state of Roraima, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* (in press).
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth E Sci.*, 8:523-548.
- JENSEN, L.S. 1976. A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks. *Ontario, Division Mines. Pa. nº 66.*
- LE MAITRE, R.W. 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*, Blackwell, Oxford, 193pp.

PEARCE, J.A. & CANN, J.R. 1975. Basalt Geochemistry used to investigate past tectonic environments on cyprus. Tectonophysics, 25, 41-67.

PINHEIRO, S.S; FRAGA, L.M.; NUNES, N.; REIS, N.J. & RIKER, S.R.L. - Projeto Roraima Central. CPRM. Manaus. (no prelo).

WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. 1977. Geochemical discrimination of diferent magma series and their differentiation products using immobile elements. Chem. Geol., 20-325 a 343.

| Amostra | Petrografia | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | TiO ₂ | P ₂ O ₅ | Na ₂ O | K ₂ O | MnO | P.F. | Total % |
|------------|-------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|-------|------------------|-------------------------------|-------------------|------------------|------|-------|---------|
| SR-52b | Clor-trem-xisto | 50,90 | 4,20 | 4,60 | 4,60 | 10,10 | 22,00 | 0,31 | 0,06 | 0,27 | 0,03 | 0,18 | 2,30 | 99,55 |
| SR-52e | Actinolita-xisto | 47,20 | 10,40 | 5,30 | 9,00 | 13,20 | 9,70 | 1,90 | 0,12 | 1,50 | 0,36 | 0,18 | 0,88 | 99,74 |
| SR-53c | Actinolita-xisto | 44,80 | 7,30 | 7,40 | 6,60 | 8,40 | 19,60 | 1,70 | 0,15 | 0,41 | 0,36 | 0,18 | 2,80 | 99,70 |
| (*)SR-103b | Actinolita-xisto | 50,00 | 12,30 | 3,90 | 6,70 | 8,40 | 11,60 | 0,73 | 0,17 | 2,00 | 1,90 | 0,15 | 2,10 | 99,95 |
| (*)SR-177b | Clorita-act-xisto | 40,00 | 8,40 | 1,90 | 8,10 | 13,20 | 12,60 | 1,00 | 0,27 | 0,04 | 0,05 | 0,40 | 13,04 | 99,28 |
| SR-53a | Piroxênio anfib. | 44,20 | 17,00 | 7,90 | 3,50 | 18,00 | 4,60 | 1,30 | 0,82 | 0,68 | 0,36 | 0,10 | 0,98 | 99,44 |
| (*)SR-153b | Anfibolito | 52,80 | 11,30 | 4,60 | 6,60 | 9,50 | 9,50 | 0,94 | 0,24 | 2,30 | 1,00 | 0,17 | 0,70 | 99,65 |
| (*)SR-153c | Anfibolito | 52,70 | 8,00 | 4,30 | 6,90 | 10,40 | 12,90 | 0,63 | 0,14 | 1,10 | 1,20 | 0,38 | 0,90 | 99,55 |
| NR-02d | Anfibolito | 47,20 | 12,30 | 7,20 | 11,30 | 9,80 | 6,00 | 2,70 | 0,17 | 2,00 | 0,23 | 0,24 | 0,78 | 99,92 |
| NR-117 | Anfibolito | 50,90 | 13,20 | 7,70 | 6,00 | 10,10 | 5,20 | 2,30 | 0,18 | 2,60 | 0,36 | 0,14 | 0,97 | 99,65 |
| LM-05b | Anfibolito | 51,50 | 13,20 | 2,80 | 6,40 | 16,00 | 5,60 | 0,83 | 0,40 | 1,60 | 0,24 | 0,17 | 0,60 | 99,34 |
| LM-91 | Anfibolito | 47,50 | 14,20 | 3,20 | 9,90 | 15,40 | 6,20 | 1,50 | 0,13 | 1,40 | 0,12 | 0,22 | 0,32 | 100,09 |
| LM-160c | Anfibolito | 48,70 | 14,20 | 6,50 | 7,10 | 8,80 | 7,40 | 2,10 | 0,63 | 2,70 | 0,12 | 0,18 | 0,81 | 99,24 |

Tabela 1 - Óxidos maiores da Unidade Basal do Grupo Cauarane.

Obs: (*) Rochas que ocorrem sob a forma de xenólitos e que sofrem aporte de K₂O por metassomatismo.

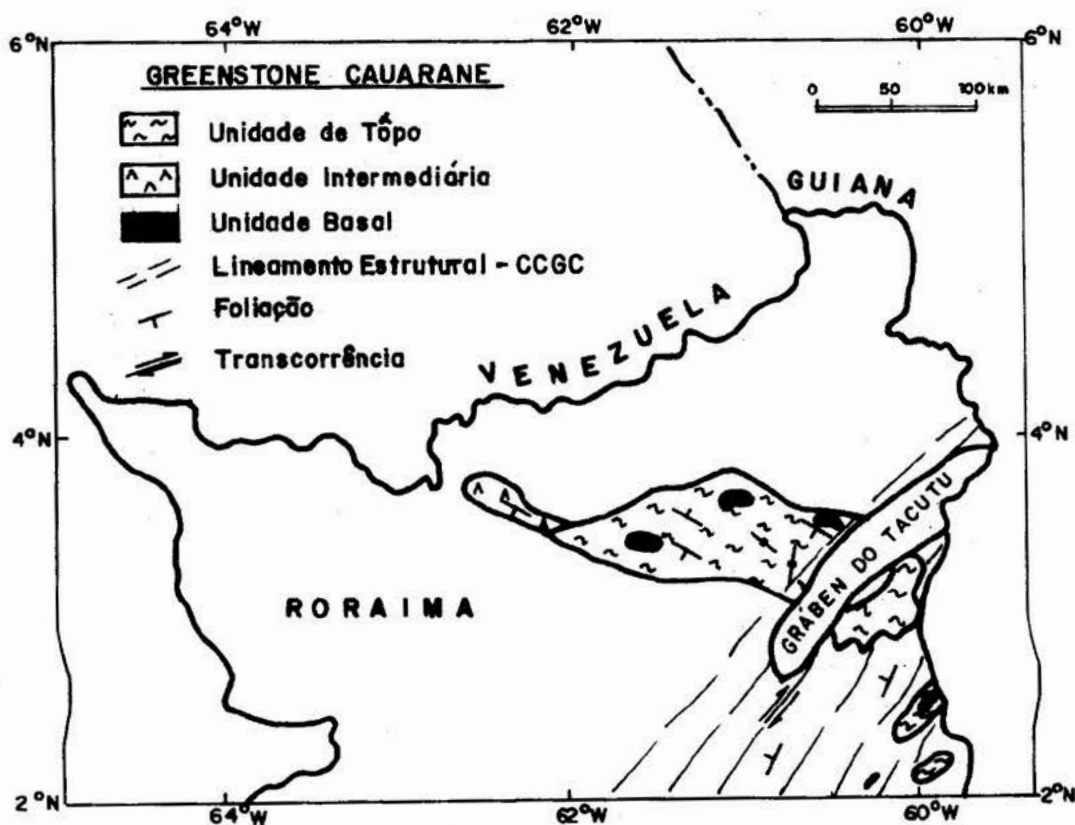


FIGURA 1 - LOCALIZAÇÃO DO GRUPO CAUARANE

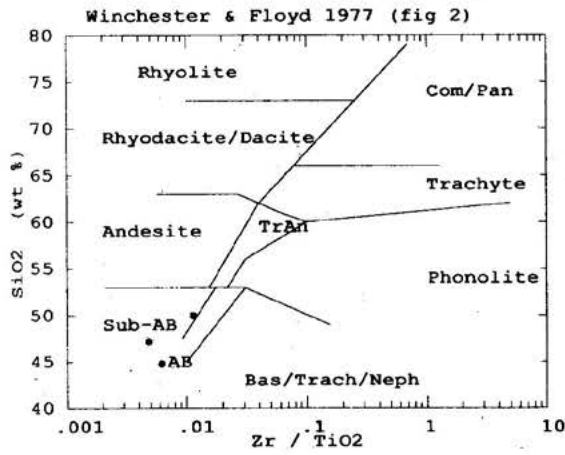


Figura 2

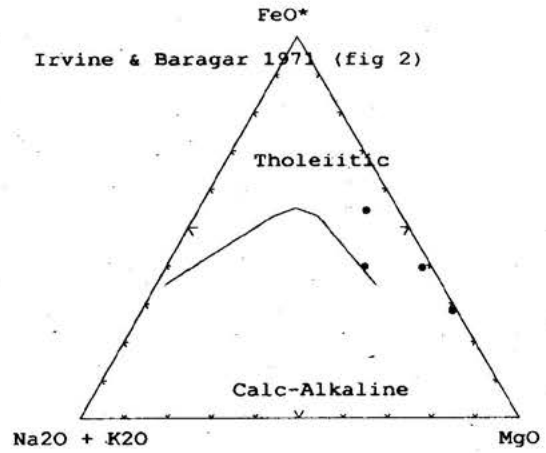


Figura 3

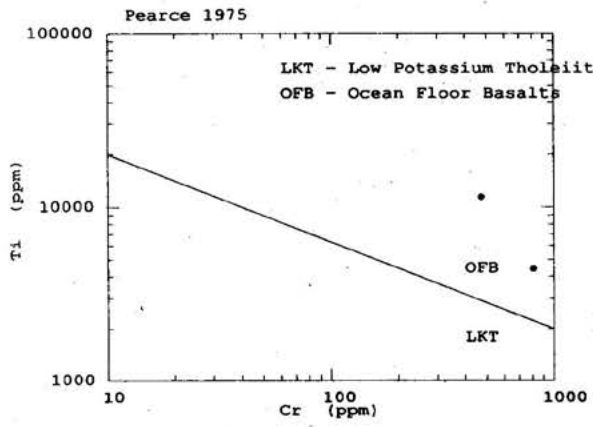


Figura 4

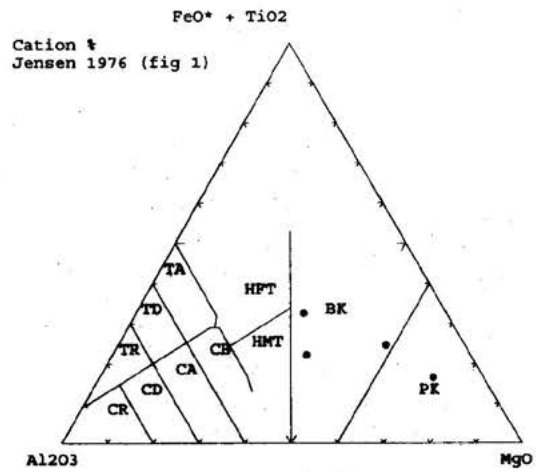


Figura 5

Norm: SUN

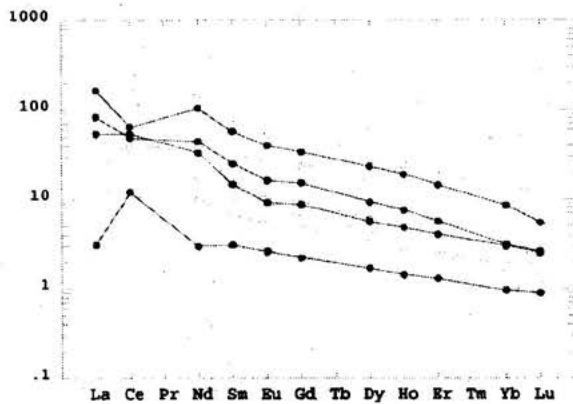


Figura 6

Círculos cheios = metaultramafitos
Círculos vazios = metamafitos

Figuras relacionadas a seqüência basal do Greenstone Cauarane no Estado de Roraima

SEQÜÊNCIA INTERMEDIÁRIA DO GREENSTONE CAUARANE NO ESTADO DE RORAIMA

Sílvio Roberto Lopes Riker - Geólogo da CPRM/Manaus

Roberto Vieira Araújo - Geólogo da CPRM/Manaus

João Orestes Schneider Santos - Geólogo da CPRM/Manaus

Luiz Carlos da Silva - Geólogo da CPRM/Porto Alegre

INTRODUÇÃO O mapeamento geológico efetuado no Estado de Roraima pelo Projeto Roraima Central (1:500.000), através da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM (Serviço Geológico do Brasil), possibilitou caracterizar o Grupo Cauarane como uma extensiva seqüência vulcano-sedimentar-químico-exalativa, caracterizando-se como parte de um *greenstone belt* de idade Páleo-proterozóica, cuja datação em paragnaisse pelo método U/Pb revelou uma idade de 2.235 ± 19 Ma., constituindo-se em um componente típico do ciclo Transamazônico, com metamorfismo predominantemente da fácies anfíbolito. Secundariamente o metamorfismo se apresenta na fácies xisto verde e, localmente, na fácies granulito. O Grupo Cauarane está caracterizado por três unidades: Unidade Basal, constituída de metaultramafitos e de metamafitos; Unidade Intermediária, caracterizada por metavulcânicas calcialcalinas e, Unidade de Topo, composta por metacherts ferríferos bandados, metacherts ferríferos sem bandamento típico, rochas calcissilicáticas, paragnaises e kinzigitos. (Figura 1).

UNIDADE INTERMEDIÁRIA DO GRUPO CAUARANE

Essa unidade está caracterizada por uma seqüência predominantemente metadacítica, por metariodacitos e por metandesitos, chegando até a traquiandesitos, com metamorfismo e deformação superimpostos. Exibem uma textura porfirítica remanescente com fenocristais reliquias de quartzo e feldspatos parcialmente alterados, com formas algo oclares, ocorrendo em geral deformados e

rotacionados com formação de sombra de pressão em uma matriz milonítica microcristalina, completada por produção de agregados de minerais de alteração secundária sericita-clorita-epidoto-calcita.

O metamorfismo atuante é predominantemente da fácies xisto verde. Os minerais acessórios mais comuns são ilmenita com coronas de leucoxênio e zircão. Localmente a foliação milonítica é predominantemente marcada pela orientação preferencial de agregados de diminutas palhetas de biotita. Merece destaque nessas metavulcânicas a presença quase constante de uma intensa carbonatação.

Essas rochas apresentam teores de sílica entre 58,40 a 69,60%; alumina entre 14 e 16,30%; Na₂O entre 2,40 e 3,90% e K₂O entre 0,99 e 3,60%.

O cobre varia entre 17 e 194 ppm; o chumbo entre 18 a 46 ppm e o zinco entre 42 e 85 ppm. A média encontrada para o cobre (69,60) se aproxima à revelada pelos andesitos arqueanos, bem como nos arcos modernos. Já o zinco (67,80) se assemelha às calcialcalinas modernas (CONDIE, 1982). O chumbo com valor médio alto (25,60) foge a qualquer padrão comparativo.

Os valores médios para cromo (173), níquel (99,60) e cobalto (35,60) são mais altos que aqueles encontrados nos andesitos arqueanos de CONDIE (1982). Também as médias verificadas para rubídio (75,20) e para o ítrio (25,60) são comparáveis aos valores detectados nos andesitos arqueanos tipo II e tipo I de CONDIE, 1982, respectivamente.

O valor médio da anomalia EuN/Eu* (0,7110) é similar aos andesitos arqueanos do

tipo III de CONDIE (1982). Já os valores médio encontrados para o Zr (266,20) e para o bário (1056,40) são bastante altos e fogem a qualquer padrão comparativo.

Em todas as amostras analisadas o ouro e a prata estão presentes. O ouro com < 50 ppb e a prata variando de 2 a <1 ppm.

Em duas amostras a platina e o paládio estão presentes com teores de < 10 e < 1 ppb, respectivamente.

O caráter calcialcalino dessas vulcânicas é mostrado no diagrama AFM (IRVINE & BARAGAR, 1971). Figura 2.

Usando-se o diagrama de LE MAITRE (1989), figura 3, observa-se que o predomínio dos litótipos tem composição dacítica, chegando até a andesítica e, inclusive, com uma amostra do campo dos traquiandesitos.

O padrão dos elementos ETR, figura 4, é caracterizado por forte diferenciação LaN/LUN, anomalias de Eu fracas a moderadas e, moderado empobrecimento em ETRP. Esse padrão assemelha-se aos andesitos arqueanos do Grupo II (CONDIE, 1982) e das metavulcânicas ácidas do Supergrupo Barama-Mazaruni (GIBBS et al, 1984). Se assemelha também ao padrão apresentado pelas vulcânicas Surumu.

As relações ferro total/MgO (média de 2,59), K₂O/Na₂O (média de 0,83) e sílica variando de 58,40 a 69,60% apresentada por essas rochas levam a interpretá-las como pertencentes a um domínio geotectônico correspondente a uma margem continental ativa subductada, pois nesse domínio segundo JAKES & WHITE (1972), a relação ferro total versus MgO é maior que 2, a relação K₂O versus Na₂O se situa entre 0,60 e 1,10 e a variação da sílica fica na faixa de 56 a 75%. A presença constante de biotita nesses litótipos é outro parâmetro que corrobora essa interpretação, segundo o autor acima citado. Essa linha interpretativa encontra embasamento também quando se compara as terras raras das metavulcânicas calcialcalinas da unidade intermediária do Grupo Cauarane com a unidade basal (mafitos e metaultramafitos). Observa-se que o padrão apresentado pelas primeiras cai dentro da

envelopagem apresentada pelos litótipos da unidade basal, sugerindo que deva existir uma cogeneticidade entre as duas unidades, indicando que possivelmente na zona de subducção a unidade intermediária tenha evoluído a partir do fracionamento da unidade basal.

Os estudos petrogenéticos demonstram que essas vulcânicas calcialcalinas foram formadas em ambiente geotectônico correspondente a uma margem continental ativa subductada, onde assemelham-se em parte aos andesitos arqueanos do Grupo II de CONDIE (1982) e das metavulcânicas ácidas do Supergrupo Barama-Mazaruni de GIBBS et al. (1984). O cobre apresenta-se com teores relativamente altos (17 a 194 ppm), o chumbo na faixa de 19 a 46 ppm e o zinco variando de 42 a 85 ppm. Convém ressaltar que em todas as amostras de rocha analisadas dessa unidade o ouro e a prata estão presentes, sendo que em duas delas, também a platina e o paládio foram detectados. As análises dos concentrados de batéia apenas confirmaram a presença de ouro que já era conhecido nessa região.

Essas rochas estão associadas com metapelitos da unidade de topo do Grupo Cauarane, encontram-se intrudidas por granitóides anorogênicos da unidade Granito Pedra Pintada e da Suíte Intrusiva Saracura, onde estes últimos apresentam xenólitos lenticulares de até 15m de extensão de metamáfica/metaultramáfica da unidade basal do Grupo Cauarane, com altos teores de níquel, cobre, zinco e platina (SR-177b).

Todo esse conjunto rochoso foi submetido a uma intensa deformação ocasionada pelo evento compressivo K'Mudku, onde as metavulcânicas calcialcalinas desenvolveram elevado grau de carbonatação, epidotização e cloritização, enquanto que os granitóides submeteram-se a uma intensa milonitização, desenvolvendo grande quantidade de veios quartzosos e onde em grande parte os fluidos mineralizados em ouro se precipitaram. Dentro desse contexto regional, já se fez e presentemente se faz ainda a extração de ouro das aluviões quaternárias que representam o produto da degradação do conjunto rochoso

acima referido, através do processo de garimpagem. Ressalta-se também que o ouro primário já vem sendo extraído por esse processo das zonas cisalhadas e alteradas.

Levando-se em conta os teores relativamente altos de cobre, chumbo e zinco, além da presença da prata e platina, dos efeitos intrusivos dos granitóides anorogênicos, do papel da tectônica compressiva K'Mudku, ligados ao desenvolvimento de uma intensa alteração hidrotermal e associados com a lavra de ouro que vem sendo efetuada a vários anos nessa região, é que se atribui à essa seqüência intermediária de Greenstone uma expectativa metalogenética altíssima a conter jazimentos tipo "Estratiforme Próxima" de cobre, chumbo e zinco com ouro, prata e elementos do Grupo da platina associados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CONDIE, K. C. 1982. Plate tectonic & crustal evolution - 2 ed. New York, pergamon. 310p.
GAUDETTE, H.E., SANTOS, J.O.S & OLSZEWSKI, W.J. Geochronology of precambrian rocks from the northern part

of the Guiana shield, state of Roraima, Brazil. Journal of South American Earth Sciences (in press).

- GIBBS, A.K.; O'DAY, P.A.; RENNER, R. 1984. Recent work on the Barama-Mazaruni Supergroup of Guyana. Anais do II Symposium Amazônico. Manaus, Am. Brasil. 08 a 12 de abril de 1984. Pag. 39 a 52.
IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Earth E Sci., 8:523-548.
JAKES, P. & WHITE, A.J.R. 1972. Major and trace element abundance in volcanic rocks of orogenic areas. Geol. Soc. Amer. Bull. nº 83, pág. 29 a 40.
LE MAITRE, R.W. 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms, Blackwell, Oxford, 193pp.
PINHEIRO, S. da S; FRAGA, L.M.; NUNES, N.; REIS, N.J. & RIKER, S.R.L. - Projeto Roraima Central. CPRM. Manaus. (no prelo).

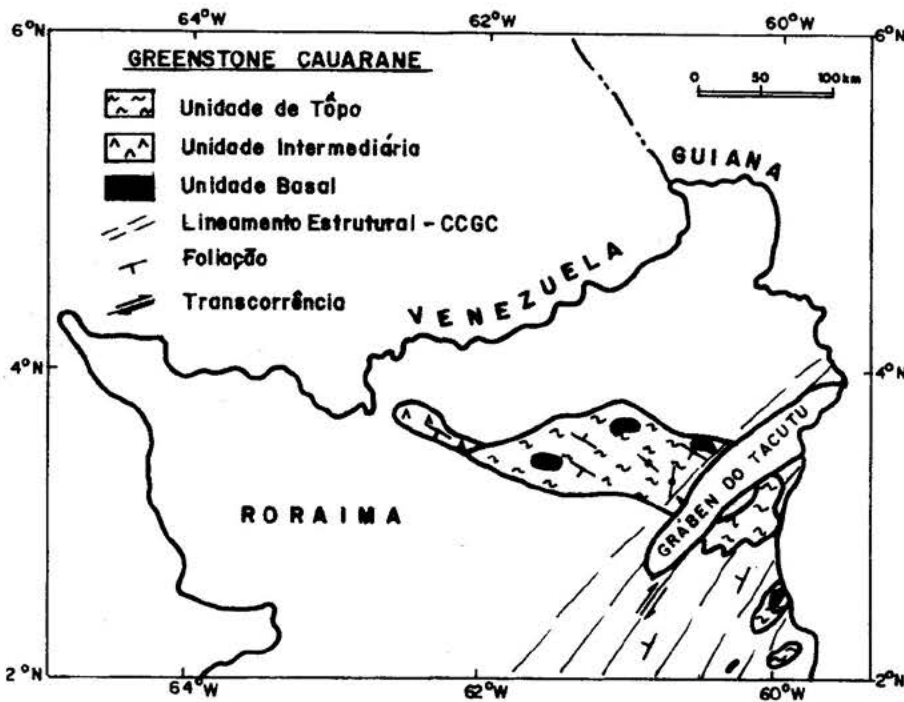


FIGURA 1 - LOCALIZAÇÃO DO GRUPO CAUARANE

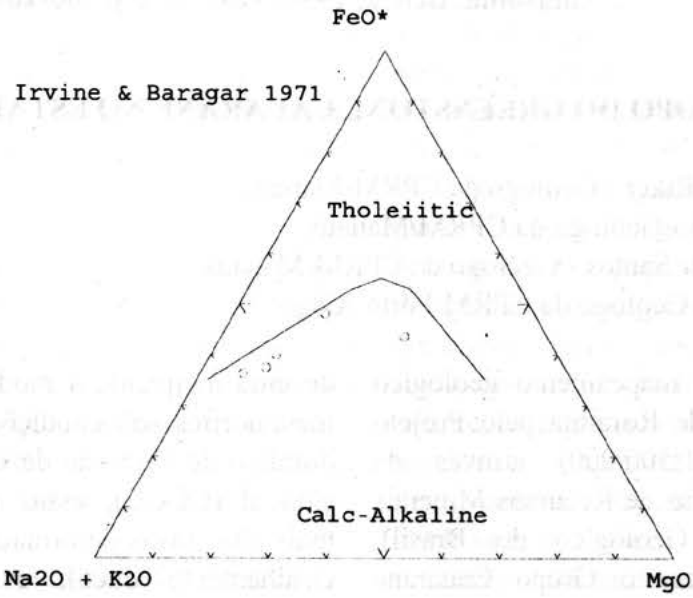


Figura 2

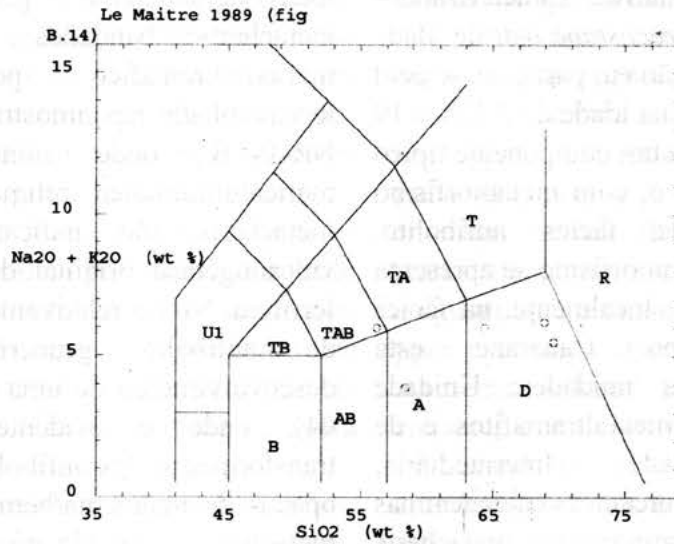


Figura 3

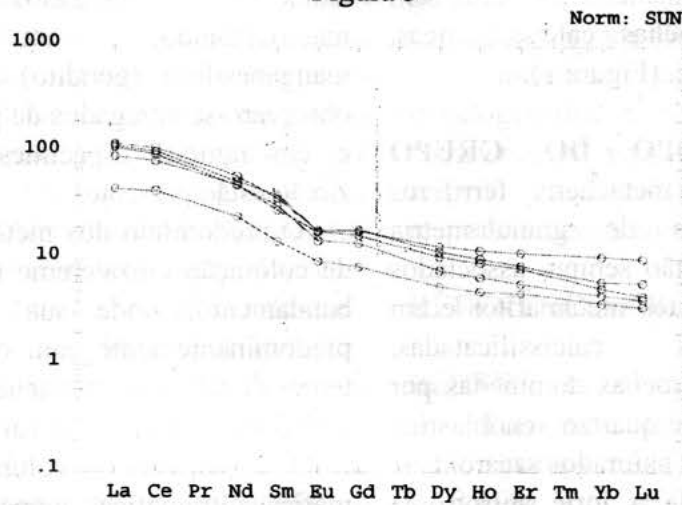


Figura 4

Figuras relacionadas a seqüência intermediária do *Greenstone* Cauarane no Estado de Roraima

SEQÜÊNCIA DE TOPO DO GREENSTONE CAUARANE NO ESTADO DE RORAIMA

Sílvio Roberto Lopes Riker - Geólogo da CPRM/Manaus

Roberto Vieira Araújo - Geólogo da CPRM/Manaus

João Orestes Schneider Santos - Geólogo da CPRM/Manaus

Luiz Carlos da Silva - Geólogo da CPRM/Porto Alegre

INTRODUÇÃO O mapeamento geológico efetuado no Estado de Roraima pelo Projeto Roraima Central (1:500.000) através da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM (Serviço Geológico do Brasil), possibilitou caracterizar o Grupo Cauarane como uma extensiva seqüência vulcano-sedimentar-químico-exalativa, caracterizando-se como parte de um *greenstone belt* de idade Proterozóica, cuja datação em paragnaisse pelo método U/Pb revelou uma idade de 2.235 ± 19 Ma., constituindo-se em um componente típico do ciclo Transamazônico, com metamorfismo predominantemente da fácies anfíbolito. Secundariamente o metamorfismo se apresenta na fácies xisto verde e, localmente, na fácies granulito. O Grupo Cauarane está caracterizado por três unidades: Unidade Basal, constituída de metaultramafitos e de metamafitos; Unidade Intermediária, caracterizada por metavulcânicas calcialcalinas e, Unidade de Topo, composta por metacherts ferríferos bandados, metacherts ferríferos sem bandamento típico, rochas calcissilicáticas, paragnaises e kinzigitos. (Figura 1).

UNIDADE DE TOPO DO GRUPO CAUARANE

Os metacherts ferríferos bandados são rochas de granulometria extremamente fina e estão sempre associados aos metaultramafitos e aos metamafitos e em parte às rochas calcissilicadas. Petrograficamente, são rochas dominadas por um agregado de grãos de quartzo xenoblástico com contatos irregulares suturados sacaroidais, exibindo uma moderada a forte anisotropia estrutural. Ocasionalmente, exibem um padrão textural granoblástico-poligonizado, isogranular a heterogranular com a impressão

de uma incipiente a moderada recristalização metamórfica sob condições semiestáticas. No domínio do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central (CCGC), essas rochas registram as mais altas taxas deformacionais em regime de cisalhamento dúctil, evoluindo para tipos miloníticos a ultramiloníticos. O interrelacionamento genético entre os metacherts bandados e o vulcanismo máfico/ultramáfico pode ser algo testemunhado nas amostras SR-04, SR-52C e NR-101B, onde minerais de origem máfica/ultramáfica reliquias contidos nos metacherts são indicativos da natureza vulcanogênica original dessa proto-formação ferrífera. Níveis relativamente bem segregados de anfíbólio grunerítico ensaiam o desenvolvimento de uma foliação "fish" (SR-04), onde é evidente o processo de transformação dos anfíbólios para grânulos de opacos de magnetita/hematita. Localmente, o metachert é marcado por uma associação de abundantes agregados de granada, materializando um proto-minério manganésífero (gondito). Em alguns casos observam-se agregados de piroxênio e granada e, em algumas espécimes, o carbonato e o zircão estão presentes.

O predomínio dos metacherts apresenta-se de coloração cinza/creme esbranquiçado, sem bandamento, onde sua associação se dá predominantemente com os paragnaises. Os teores de sílica nos metacherts variam de 76,20 a 95,80% e o ferro total vai de 2,87 a 10,19%.

O pequeno volume de rochas máficas/ultramáficas mapeadas, não encontra suporte para explicar tamanha quantidade de metachert que ocorre nessa região. Dessa maneira, acredita-se que a grande maioria

dessas rochas tenham sido formadas por processos exalativos, tendo como substrato da bacia Cauarane uma pilha expressiva de vulcânicas ácidas. Ter-se-ia então uma sedimentação química de origem vulcânica-exalativa, correspondendo por analogia às Formações Ferríferas (BIF) do tipo "Algoma" (GROSS, 1965). Contudo, por essas rochas apresentarem teores de ferro abaixo de 15%, foram denominadas de metacherts ferríferos (BEUKES, 1973). Como nas formações ferríferas típicas, essas rochas apresentam a fácies óxido, carbonato e silicato (figura 2). A fácies sulfeto não foi detectada nos atuais trabalhos de campo.

As rochas calcissilicáticas ocorrem na maioria das vezes em formas de xenólitos englobados por kinzigitos ou por granitóides do CCGC. Localmente, sua ocorrência se dá em delgadas camadas intercaladas em anfibolitos. A paragênese é dominada por quartzo, feldspato e minerais cálcicos (diopsídio, hornblenda, calcita), titanita ± granada, zircão e opacos. A textura é geralmente arranjada por um agregado granoblástico quartzo-feldspático, isogranular e que é realçado por um processo de cristalização térmica estática. O comportamento dos ETR é mostrado na figura 3.

Os metassedimentos estão representados por paragneisses biotíticos e/ou muscovíticos, granulção fina a média, textura lepidoblástica a granolepidoblástica, controlada pela alternância de leitos micáceos com agregados de quartzo e feldspatos, estabelecendo uma estrutura gnáissica. A paragênese é representada por quartzo + plagioclásio ± microclíneo + biotita + muscovita ± cordierita ± granada ± opacos ± epidoto, compatível com a fácies anfibolito baixo a médio. No domínio dos metapelitos merece destaque a formação localizada de bolsões de fundidos de leucogranitos. O comportamento dos ETR é mostrado na figura 4 e assemelha-se ao padrão NASC. Na figura 5 é mostrado o comportamento desses litótipos no diagrama de GARRELS & MACKENZIE (1971).

Os catametamorfitos paraderivados ocorrem ao lado dos mesometamorfitos de alto grau e foram alçados tectonicamente em regime de cisalhamento dúctil em zona de rampa frontal no âmbito do CCGC. Resultam de metamorfismo prógrado de fácies granulito a partir de uma seqüência metassedimentar oriunda dos paragneisses Cauarane. Tratam-se de gnaisses kinzigíticos com a paragênese dominada pela associação de quartzo-feldspato-titano biotita ± cordierita ± sillimanita ± granada ± opacos. Na maioria das ocorrências apresentam altíssimas taxas deformacionais superimpostas em regime de cisalhamento dúctil, com formação de milonitos e ultramilonitos.

A despeito de poucos resultados analíticos nesses litótipos, observa-se que a amostra SR-241 (metachert brechado) apresenta valor anômalo para cobre (12.375 ppm), além de valores altos para níquel (117 ppm) e cromo (273 ppm), atestando também a presença de prata (1 ppm) e ouro (< 0,05 ppm). Em amostras de solo derivadas de metachert os teores de cobre variam de 55 a 80 ppm, enquanto que o chumbo situa-se entre 12 e 64 ppm e o zinco entre 5 a 27 ppm. O níquel apresenta valores baixos (6 a 17 ppm) enquanto que o cromo varia de 110 a 570 ppm.

Levando-se em conta os resultados acima apresentados e que os metacherts ferríferos se associam a uma seqüência típica de um *greenstone belt* e que por analogia correspondem aos (BIF's), é de se esperar que os mesmos apresentem expectativa metalogenética a conter mineralização tipo "Stratabound" próxima e distante no que diz respeito ao cobre, chumbo e zinco respectivamente, com ouro e prata associados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BEUKES, N.J. 1973. Precambrian Iron-Formation of Southern Africa. *Econ. Geology*, 68 (7):960-1004.
- FARACO, T.L. 1990. Evolução petrológico-geoquímica das rochas da Suíte Metamórfica Vila Nova na serra do Pitinga (NW do Pará) - Tese de

- Mestrado na Universidade Federal do Pará. 346p.
- GARRELS, R.M. & MACKENZIE, F.T. 1971. Evolution of sedimentary rocks. New York, Norton. 397p.
- GAUDETTE, H.E., SANTOS, J.O.S & OLSZEWSKI, W.J. Geochronology of precambrian rocks from the northern part of the Guiana shield, state of Roraima, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* (in press).
- GROSS, G.A. 1965. Geology of iron deposits of Canada. *Canada Geol. Survey Econ. Geology Rept.* 22, 181p.
- KIMBERLEY, M.M. 1999. Exhalative origins of Iron Formation: *Ores Geology Reviews*, v. 5, pág. 13 a 145.
- MONTALVÃO, R.M.G. & PITTHAN, J.H.L. 1974. Grupo Cauarane. Projeto RADAM, Relatório interno, 21-G, Belém-PA, 7p.
- PINHEIRO, S.da S; FRAGA, L.M.; NUNES, N.; REIS, N.J. & RIKER, S.R.L. - Projeto Roraima Central. CPRM. Manaus. (no prelo).

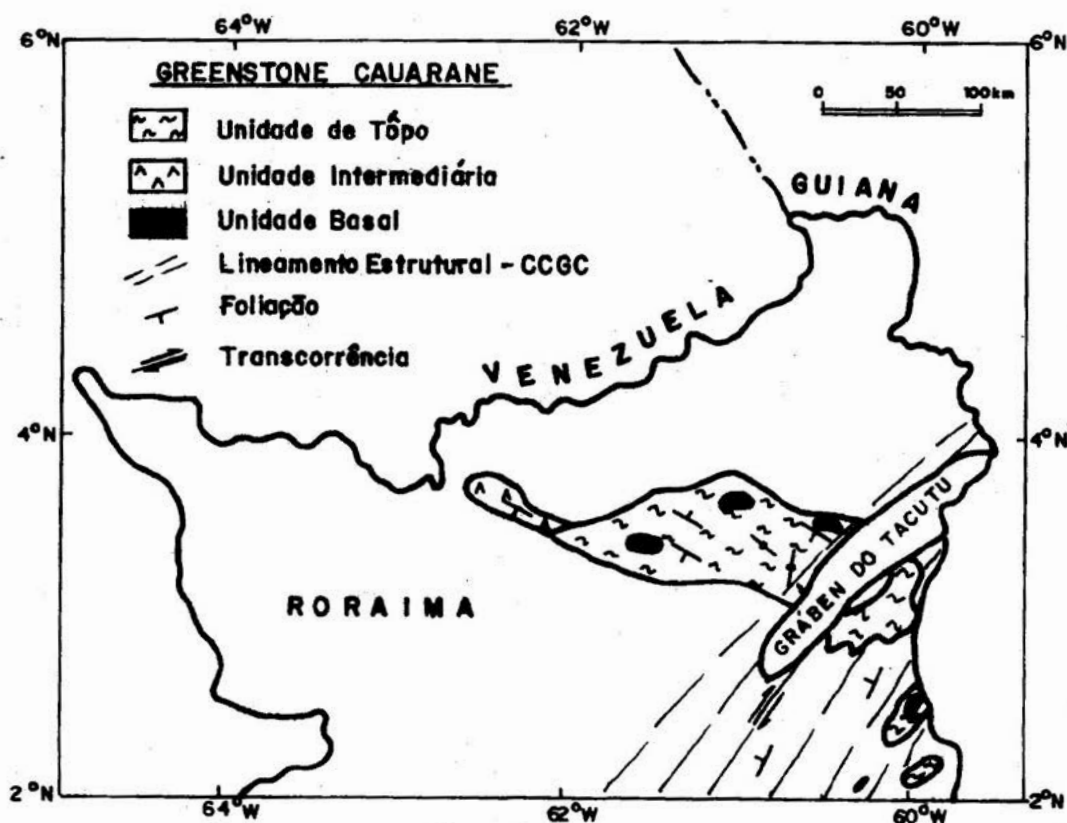


FIGURA 1 - LOCALIZAÇÃO DO GRUPO CAUARANE



Figura 2



Figura 3

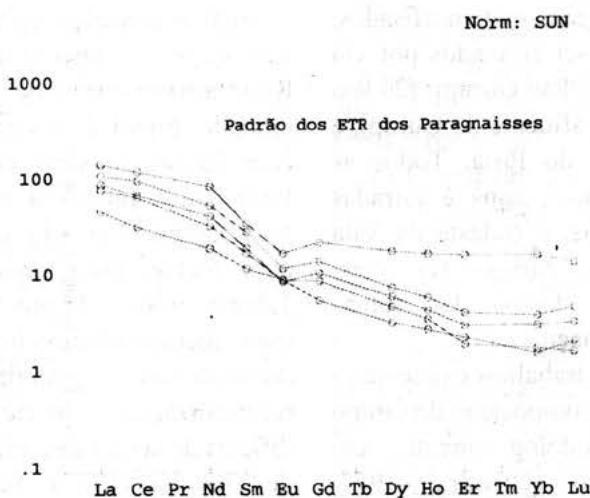


Figura 4

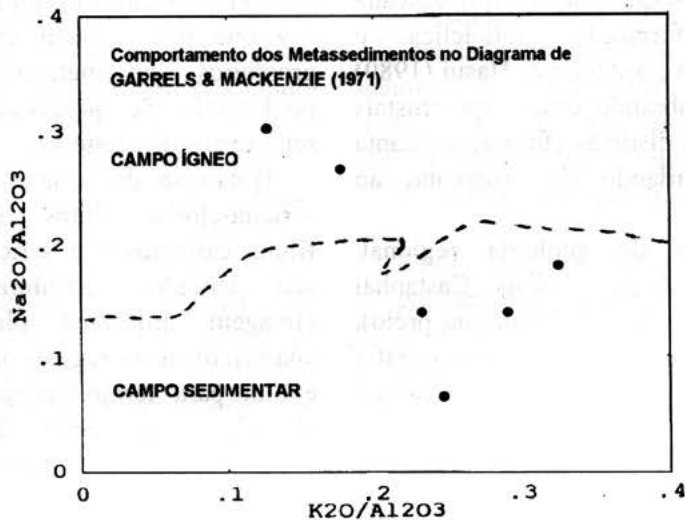


Figura 5

Figuras relacionadas a seqüência de topo do Greenstone Caurane no Estado de Roraima

METAMORFISMO E SUBDIVISÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DO GRUPO GURUPI NO NORDESTE DO PARÁ E NOROESTE DO MARANHÃO

Costa, J.L. da; Almeida, H.G. de; Ricci, P.dos S.F.
CPRM - Serviço Geológico do Brasil, SUREG-BE

No Orógeno Gurupi (175 km x 70 km e direção NW-SE) e na sequência supracrustal homônima, por escassez de acesso rodoviário, raríssimos são os perfis geológicos ortogonais que permitem uma completa amostragem dos litocomponentes e de seu metamorfismo progressivo de NE (Cráton São Luís) para SW. Os litotipos mais metamorfisados, a sudoeste, somente podem ser coletados por via fluvial, através dos perfis: (1) Rio Gurupi; (2) Rio Piriá; (3) Rio Coraci-Paraná, afluente do Gurupi, e (4) Rio Piriuna, tributário do Piriá. Todas as demais vias, incluindo o Rio Guamá e estradas carroçáveis recém-construídas, a sudeste da Vila Cristal, não alcançam as paragêneses mais elevadas dessa sequência, dentro das folhas (1:250.000) Rio Capim e Turiaçu.

Na literatura da região, os trabalhos existentes a respeito do metamorfismo e composição do Grupo Gurupi, basearam-se, metodologicamente, em seções longitudinais/BR-316 (Oliveira, 1977; Oliveira et al., 1978) ou em mapeamentos de escala local, ao redor de vilas e povoados (Costa, 1985; Borges et al., 1988). A única tentativa de subdivisão formal da sequência Gurupi, baseada em fases de deformação policíclica e polimetamórfica, se deve a Abreu & Hasui (1980) que acabaram desmembrando essas supracrustais em unidades de idades distintas (formações Santa Luzia e Gurupi), variando do Arqueano ao Neoproterozóico.

Recentes trabalhos de geologia regional, realizados pela CPRM nas folhas Castanhal (Costa, no prelo) e São Luís (Almeida, no prelo), permitiram reconhecer uma nítida zoneografia metamórfico-litológica na sequência Gurupi, discernível tanto pelos seus aspectos de campo como pelas análises de seções delgadas. Tratam-se de três domínios longitudinais ou bandas metamórficas, (Fig. 01) a saber:

a) Formação Rio Piritoró - Trata-se de uma sequência essencialmente pelítica a pelítico-carbonosa-fosforítica (águas não muito rasas), com subordinados termos psamo-pelíticos e ocorrências pontuais de psamitos e rochas ortoderivadas

(meta-ultramáficas do Cansa Perna). Forma uma banda metamórfica de muito baixo grau, desde litótipos anquimetamórficos e sem trama tectônica até filitos ardosianos ou pseudo-filonitos, no máximo de fácies xisto verde baixo, isógradadas da sericita ou clorita.

Suas exposições típicas são ao longo da BR-316, cujo afloramento a 700m da ponte sobre o Rio Piritoró serviu de toponímia alusiva a esta unidade formal. Essas rochas ocorrem numa faixa com largura máxima de 22km à altura do Rio Piriá, cujos limites a sudoeste se avizinham da Vila Japiim (Fig. 01), onde passam bruscamente para rochas mais grosseiras (granadas de até 1,0cm), através de um "front" de cavalgamentos com metamorfismo inverso. As rochas desse domínio são de granulação fina a muito fina e recristalização ou blastese muito sutil e, portanto, difíceis de serem descritas como xistos, a exemplo de Oliveira (1977). Segundo Gillen (1982), o termo filito é mais apropriado para rochas sem biotita e que alcançaram temperaturas máximas de 300-350°C. O termo filonito, aplicado por Borges et al. (1988), também se mostra inapropriado, uma vez que não existem evidências de protólitos grosseiros, retrometamorfismo importante ou predomínio de processos de cominuição em relação aos de blastese.

Tratam-se de sericita-clorita filitos, quartzo-sericita-clorita filitos, quartzo-sericita filitos, filitos carbonosos e sericita-quartzitos. Os tipos são variados estruturalmente, apresentando clivagem ardosiana plano-paralela ou não-anastomótica em regiões inter-rampas frontais, que evolui para termos crenulados, laminados e/ou aleitados com veios de quartzo em sítios preferencialmente miloníticos, tais como rampas laterais (transcorrências), oblíquas ou mesmo no piso de rampas frontais. Entre essas zonas de maior deformação pode-se observar metassedimentos sem trama tectônica, do tipo metarenitos, metassiltitos, metagrauvascas e metargilitos, com prováveis paragêneses anquimetamórficas (215° - 280°C na concepção de

Barker, 1990). Tal assertiva é confirmada pela presença de zeólitas e fosfatos de alumínio descritos por Costa (1985), instáveis à temperaturas superiores a 280° – 300°C (Costa, op. cit.; Barker, op. cit.).

Em muitas seções delgadas nem sempre as sericitas são distinguidas dos argilo-minerais, o que segundo Barker (op. cit.) só ocorre à temperaturas superiores a 300°C. Isto é corroborado na região pelos trabalhos de Costa (op. cit.), cuja mica branca encontrada foi o polimorfo 2M₁ (paragonita) e não a pirofilita ou a fengita, que assinalariam o início da fácies xisto verde, enquanto a paragonita pode se formar entre 270°–280°C (Barker, op. cit.).

Outra evidência de que temperaturas acima de 300°C não necessariamente foram atingidas é que o quartzo nem sempre assume comportamento dúctil nessas rochas, mesmo em litótipos com pervasiva orientação de sericitas. Muitas vezes, ele permanece como grão anguloso ou globular do sedimento original.

b) Formação Jaritequara - Sequência essencialmente pelítica à semipelítica, com subordinada contribuição grauvaqueana, formando uma banda metamórfica de baixo grau, em fácies xisto verde alto, isógrada da biotita.

O contato com a Formação Rio Piritório é brusco e se faz através de uma frente de cavalgamentos próxima ao alinhamento das vilas Jacarequara e Japiim, contornando a borda sudoeste do Granito Cantão (Fig. 01). Filitos muito finos dão lugar a xistos granatíferos grosseiros (porfiroblastos de granada de até 1,0cm) que se restringem a uma estreita zona ou pseudo-isógrada da granada, porém de caráter regional. Afastando-se desse contato, não observado diretamente no campo, os mica-xistos não se mostram granatíferos e assumem uma granulação apenas média, porém, inconfundível com a dos filitos citados anteriormente.

Suas melhores exposições são ao longo do Rio Piriá e nas vilas de Jaritequara e Jacarequara, no Rio Guamá. Essas rochas, também descritas por Borges et al. (1988) como filonitos, mostram-se, neste domínio metamórfico, como mica-xistos normais, grosseiros ou de granulação média e apresentando recristalização cada vez mais acentuada para sudoeste. Filonitos verdadeiros só foram observados em ocasionais rampas laterais de até 700 m de largura, onde é nítida a transformação de um protólito grosseiro (xisto) em rochas tão finas quanto uma ardósia ou um filito.

As principais variedades paragenéticas, incluindo os tipos retrometamórficos, são:

moscovita-biotita xistos quartzosos
biotita-clorita-moscovita xistos quartzosos
clorita-biotita-moscovita xistos quartzosos
biotita-moscovita-clorita xistos quartzosos
biotita-clorita-sericita filonitos quartzosos

As temperaturas estimadas para o aparecimento da biotita, em metapelitos, são em torno de 425-450°C (Barker, op cit), enquanto que a passagem de filitos sedosos para xistos não sedosos necessita de condições térmicas superiores a 350°C (Gillen, op cit).

Esses xistos exibem, localmente, porfiroblastos pós-tectônicos complexos, multilamelares e multimicáceos, formados por agregados simétricos de clorita, moscovita e subordinada biotita, que truncam a foliação milonítica, atestando que o pós-auge metamórfico se deu em condições da fácies xisto verde médio.

c) Formação Vila Cristal - Ao longo do Rio Piriá, da chamada Vila Cristal para sudoeste, uma sequência de mica-xistos gnaissóides extremamente feldspáticos (metaturbiditos?), com lentes de calcixistos e biotita-quartzitos ocasionais, compõem novamente a partir de uma estreita isógrada da granada (com hornblenda nos calcixistos). Trata-se de uma banda metamórfica localmente de grau médio, em fácies epidoto-anfibolito à anfibolito.

A sequência se inicia com xistos não-granatíferos que, ao sul da cachoeira Marajupema, no Rio Gurupi, gradam para xistos granatíferos generalizados (Costa, 1977).

Tratam-se de xistos listrados, com bandamento centimétrico a decimétrico, de aspecto gnaissóide a migmatóide, facilmente confundíveis com rochas do Complexo Maracaçumé.

As paragéneses primárias e retrometamórficas são:

biotita-moscovita xisto
granada-cloritóide-biotita-hornblenda xistos
epidoto-biotita xisto
granada-moscovita-biotita xisto
granada-clorita-biotita xisto
granada-cloritóide-moscovita--biotita xisto
epidoto-granada-biotita-moscovita-cloritóide xisto

No Rio Gurupi, Pastana et al. (1994) e Pastana et al. (no prelo) descreveram plagioclásio-granadacordierita-biotita-moscovita xistos como rochas kinzigíticas, mesmo não tendo atingido as isógradas do K-feldspato e da sillimanita, e daí criaram a unidade formal Kinzigito Marajupema

que, na opinião dos presentes autores, poderiam, na realidade, representar a paragênese de fácies anfíbolito da sequência Gurupi.

Os xistos do Rio Piriá contém oligoclásio An18-24 na forma de bastonetes prismáticos e ocelos que acusam condições extremamente dúcteis para essas rochas. Segundo Tullis et al. (1982), o plagioclásio só se deforma plasticamente em condições de fácies anfíbolito médio a alto. Considerando-se que o cloritóide encontrado nessas rochas é porfiroblástico e pós-tectônico (cristais aleatórios que truncam a foliação), e, portanto, retrometamórfico, estima-se que a Formação Vila Cristal pode ter atingido temperaturas superiores a 560°C e, em seguida, retrometamorfisada para a fácies de transição xisto verde - anfíbolito de Turner (1981).

CONCLUSÕES - A sequência Gurupi representa uma bacia marginal invertida, de provável ambiente marinho (pelitos e turbiditos ou grauvacas), não apresentando os termos plataformais rasos (carbonáticos).

A base da sequência é formada pelos sedimentos de plataforma profunda da Formação Rio Piritoró (pelitos, psamopelitos e psamitos), enquanto os sedimentos mais imaturos e distais, de topo, são metaturbiditos e calcixistos da Formação Vila Cristal.

O metamorfismo é inverso, passando de anquimetamorfismo e/ou xisto verde baixo na base da sequência para epidoto-anfíbolito ou mais elevado no topo.

Os fatos mais recentes, aliados aos dados retrabalhados de Costa et al. (1977) e Pastana et al. (no prelo) sugerem que a fácies anfíbolito deve ter sido atingida (oligoclásio An 18-24) e a presença ou não da estauroлита ou andalusita pode ser apenas

uma questão de composição inapropriada das metagrauvacas do domínio distal.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F.A.M. de & HASUI, Y. 1980. 31º Cong. Bras. de Geol., Camboriú, Anais, 5: 2533-2541.
- ALMEIDA, H.G. de (no prelo). Projeto Integração da Folha São Luís/ SA.23. CPRM.
- BARKER, A.J. 1990. Introduction to Metamorphic Textures and Microstructures, Blackie & Son Ltd. 170 p.
- BORGES, M.S. et alii. 1988. 35º Cong. Bras. de Geol., Belém, Anais, 6: 2689-2703.
- COSTA, J.L. da et alii 1977. Projeto Gurupi. DNPM/CPRM.
- COSTA, J.L. da (no prelo). Programa de Levantamentos Geológicos Básicos. Folha Castanhal SA.23-V-C. CPRM.
- COSTA, M.L. 1985 2º Simp. Geol. Amaz., Belém, SBG, Anais, 2: 18-32.
- GILLEN, C. 1982. Metamorphic Geology: an introduction to tectonic and metamorphic processes, George Allen & Unwin, 144p.
- OLIVEIRA, E.P. et alii 1978. 30º Cong. Bras. Geol., Recife, Bol. Esp. 1:124
- OLIVEIRA, N.P. 1977. Tese de Mestrado, NCGG/UFGA. Belém.
- PASTANA, J.M. do N. et alii 1994. 38º Cong. Bras. Geol., Camboriú, Anais, 1: 212-214.
- PASTANA, J.M. do N. et alii (no prelo). Programa de Levantamentos Geológicos Básicos. Folhas Turiaçu-Pinheiro SA.23-V-D e SA.23-Y-B. DNPM/CPRM.
- TULLIS, J. et alii 1982. Geology, 10: 227-230.
- TURNER, F.J. 1981. Metamorphic Petrology. McGraw-Hill, 524p.

CONSIDERAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS SOBRE AS ROCHAS DO EMBASAMENTO DO SEGMENTO MERIDIONAL DO CINTURÃO ARAGUAIA

Silvia Helena P. de Souza - CPGG/UFPA

Candido A. V. Moura - DGP/CG/UFPA

INTRODUÇÃO O Cinturão Araguaia, ao longo de seu segmento setentrional, expõe em seu embasamento, rochas tanto do Arqueano como do Proterozóico Inferior (MOURA & GAUDETTE, 1993; MOURA et al. 1994). As rochas mais antigas do embasamento, representadas por ortognaisses trondhjemíticos (DALL'AGNOL et al. 1988), foram agrupadas no Complexo Colméia (COSTA 1980) e as rochas mais novas, representadas por ortognaisses graníticos, foram denominadas de Gnaiss Cantão (SOUZA et al. 1985). Esses últimos, são semelhantes geoquímica e geocronologicamente aos granitos anorogênicos do Proterozóico Inferior, que ocorrem na porção sudeste do Craton Amazônico (MOURA & GAUDETTE, 1994). Estas similaridades corroboram as interpretações de HASUI & HARALY (1985) que sugeriram ter o Cinturão Araguaia se estruturado sobre a borda do Craton Amazônico.

No segmento meridional do Cinturão Araguaia as informações publicadas sobre as rochas do seu embasamento, revelam a ocorrência de gnaisses tonalíticos associados a gnaisses cálcio-silicáticos, que foram correlacionados ao Complexo Colméia, servindo de encaixantes para o Granito Serrote (HASUI et al. 1984). Fazendo parte também do embasamento, representado na região de Paraíso do Tocantins, foram agrupados quartzitos, gnaisses tonalíticos, gnaisses calciosilicáticos e anfibolitos, sob a denominação de Complexo Rio dos Mangues. Além dessas duas unidades, foram definidos nefelina gnaisses, enfeixados na Suíte Monte Santo (HASUI et al. 1984), bem como seqüências metavulcano sedimentares do

Grupo Rio do Côco (COSTA et al. 1983). Todas estas unidades haviam sido reunidas no Arqueano porém, somente recentemente foram resgatadas as informações geocronológicas inerentes a estratigrafia das mesmas (SOUZA & MOURA, 1995; SOUSA & MOURA, 1995; SOUZA, no prelo).

Neste trabalho, propõe-se um novo ordenamento estratigráfico, para as rochas do embasamento da porção meridional do Cinturão Araguaia, com base em dados geocronológicos utilizando o método de evaporação de Pb em monocristais de zircão (Pb-Pb em zircão).

METODOLOGIA O método Pb-Pb em zircão permite a determinação de idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircões em um espectrômetro de massa de ionização termal. As análises foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica do Centro de Geociências/UFPA, que tem empregado com sucesso essa metodologia. Maiores detalhes da técnica analítica podem ser encontrados em GAUDETTE et al. (1993) e MACAMBIRA et al. (1994).

A separação dos zircões seguiu o método tradicional envolvendo trituração e pulverização das amostras e posterior tratamento com líquidos pesados e separador magnético. Foram analisados preferencialmente os zircões da fração não magnética, com 20° de inclinação frontal e 0° de inclinação lateral do separador magnético. Eventualmente, na ausência dessa fração, teve-se que analisar zircões não magnéticos com 1° de inclinação lateral.

RESULTADOS E DISCUSSÕES As rochas do embasamento selecionadas para

datação pelo método de Pb-Pb em zircão, na porção meridional do Cinturão Araguaia, acham-se inseridas em áreas originalmente consideradas como de idade arqueana e correspondentes aos Complexos Colméia e Rio dos Mangues (COSTA et al. 1983, HASUI et al. 1984, COSTA, 1985, HASUI & COSTA, 1990, ABREU et al. 1994). Das rochas agrupadas no Complexo Colméia, foram selecionados ortognaisses granodioríticos e gnaisses calciossilicáticos com leucossomas de composição granodiorítica. Das rochas agrupadas no Complexo Rio dos Mangues, foram datados gnaisses tonalíticos e gnaisses sieníticos, sendo que estes últimos são possivelmente relacionados aos nefelina gnaisses da Suíte Monte Santo.

A idade obtida para os zircões dos gnaisses granodioríticos foi de 2011 ± 41 Ma (2σ), e pode ser interpretada como idade de cristalização do protólito ígneo desses ortognaisses. Esta idade sugere a existência de um evento magmático ocorrido entre 2,0 e 2,1 Ga.

A idade obtida em zircões dos gnaisses calciossilicáticos foi de 2085 ± 26 Ma (2σ), e pode ser interpretada como a idade do metamorfismo que atingiu estas rochas, no caso destes zircões terem se formado durante os processos metamórficos de idade transamazônica, que afetaram o protólito sedimentar. Alternativamente, os zircões poderiam ser detriticos e a idade obtida poderia indicar a idade da área fonte da sedimentação. Consequentemente, esta idade indicaria que os zircões seriam provenientes de rochas formadas no máximo em torno de 2,1 Ga.

Para os zircões dos leucossomas granodioríticos obteve-se uma idade de 1819 ± 32 Ma (2σ). Pressupondo que estes leucossomas se formaram a partir da fusão parcial das rochas calciossilicáticas, durante o metamorfismo de idade transamazônica, a idade dos zircões poderia refletir a perda parcial de Pb durante a instalação do Cinturão Araguaia, no Ciclo Brasileiro, independentemente dos zircões

serem neoformados ou herdados. Estes leucossomas poderiam, alternativamente, estar relacionados com a colocação de corpos ígneos do Proterozóico Inferior, a exemplo do Granito Serrote, cuja idade de cristalização obtida para os zircões deste granito é de 1851 ± 41 Ma (2σ) (SOUSA & MOURA 1995). Os dados petrográficos são contudo insuficientes para que se possa apontar a interpretação mais correta.

Não foi possível se obter uma idade platô para os zircões dos gnaisses tonalíticos, representativos do Complexo Rio dos Mangues, e isto deve-se possivelmente ao fato de que são rochas extremamente migmatizadas e deformadas, podendo esta deformação ter influenciado diretamente na perda parcial de Pb, causando a obtenção de idades sem significado geológico. Ou ainda, o processo de migmatização, de idade brasileira, teria levado ao crescimento de cristais de zircão a partir de núcleos de zircões mais antigos. Esta hipótese é aparentemente sustentada crescimento gradativo das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ observado com o incremento da temperatura de análise, que gerou idades variando de 500 a 2000 Ma. Admite-se no entanto, que as idades em torno de 2,0 Ga, obtidas a mais altas temperaturas para os zircões analisados, devem representar a idade mínima de cristalização desses gnaisses tonalíticos.

Os gnaisses sieníticos, embora tivessem sido mapeados aparentemente dentro do domínio do Complexo Rio dos Mangues, eles são aqui considerados no mesmo contexto geológico dos gnaisses alcalinos da Serra da Estrela, em virtude de serem mineralogicamente similares e devido a proximidade com aqueles corpos. Considera-se portanto, que este conjunto de rochas, onde incluem-se os gnaisses sieníticos e os nefelina gnaisses da Serra da Estrela, faz parte da Suíte Monte Santo, definida por de HASUI et al. 1984. A idade dos zircões dos gnaisses sieníticos, de 1011 ± 86 Ma (2σ), é interpretada como idade mínima de cristalização para estes corpos. A ocorrência de magmatismos alcalinos está vinculada frequentemente, a ambientes tectônicos com

caráter distensivo (zonas de "rift"), e têm sido registrada no mundo inteiro, uma numerosa incidência de complexos gerados por magmatismo alcalino, no período de 1000 a 1300 Ma (WINDLEY, 1984). Desta forma, o evento magmático que gerou os gnaisses da Suíte Monte Santo, a aproximadamente 1100 Ma, corrobora com a grande incidência de magmatismos alcalinos gerados no Proterozóico Médio. Esta idade difere daquela proposta na literatura, que aponta o evento distensivo, responsável pela colocação das rochas da Suíte Monte Santo, com expressão no Arqueano (HASUI et al. 1984 e COSTA et al. 1983).

Os dados geocronológicos existentes para o Granito Serrote indicam que é um corpo do Proterozóico Inferior, intrusivo nos gnaisses do embasamento da porção meridional do Cinturão Araguaia. Recentes datações pelo método de Pb-Pb em zircão (SOUSA & MOURA, 1995), apontaram uma idade mínima de cristalização para os zircões deste corpo, de 1851 ± 41 Ma (2σ). Esses autores também dataram o Granito Serrote pelo método Rb-Sr em rocha total, obtendo uma idade mais nova, de 1648 ± 83 Ma (2σ), que atribuíram a uma abertura parcial deste sistema durante um evento termotectônico posterior a colocação do protólito do corpo granítico. Com base em datações Rb-Sr em minerais (biotita, 536 ± 37 Ma), SOUSA & MOURA (1995), sugeriram que esta idade estaria relacionada com a estruturação do Cinturão Araguaia no Ciclo Brasileiro.

Diante das datações realizadas nas unidades do embasamento inseridas na porção meridional do Cinturão Araguaia, na região de Paraíso do Tocantins, fica registrado, até o momento, a ausência de rochas de idade arqueana, contrariamente do que foi sugerido em diversos trabalhos ali realizados (COSTA et al. 1983, HASUI et al. 1984, COSTA, 1985, HASUI & COSTA, 1990, entre outros). Contudo, não se pode ainda descartar a possível presença de seqüências arqueanas, sem que se amplie as informações geocronológicas nessa região, onde é de fundamental importância se investigar a

idade das rochas metavulcano sedimentares do Grupo Rio do Côco.

As idades obtidas pelo método de Pb-Pb em zircão, nos gnaisses da região de Paraíso do Tocantins, sugerem para o embasamento, valores em torno de 2,0 - 2,1 Ga. Portanto, não se confirma a aventada correlação entre o terreno arqueano do segmento setentrional do Cinturão Araguaia, representado pelos ortognaisses do Complexo Colméia aflorantes no interior das estruturas dômicas, com os gnaisses do embasamento que ocorrem na porção sul deste cinturão. Consequentemente, sugere-se para o momento, abandonar o termo Complexo Colméia e expandir a denominação de Complexo Rio dos Mangues às áreas originalmente mapeadas como Complexo Colméia. Neste contexto, o Complexo Rio dos Mangues foi definido por SOUZA (no prelo) como constituído por gnaisses calciossilicáticos e ortognaisses, de composição tonalítica e granodiorítica, que ocorrem ao longo de uma faixa de aproximadamente dez a quinze quilômetros de largura, envolvendo o Granito Serrote, e estendendo-se para sul.

Por se tratar de um terreno distinto, propôs-se ordenar a cronoestratigrafia da porção sul do Cinturão Araguaia, considerando-se a princípio do Arqueano, as unidades do embasamento que ainda não foram objeto de estudos geocronológicos (Grupo Rio do Côco e Complexo Porto Nacional). O termo Complexo Colméia é abandonado, subexistindo apenas o termo Complexo Rio dos Mangues para as rochas gnáissicas estruturadas em torno de 2,1 Ga. O Granito Serrote, intrusivo nas rochas gnáissicas do Complexo Rio dos Mangues, é relacionado no final do Proterozóico Inferior. O processo de rifteamento responsável pelo embaciamento que resultou na deposição dos sedimentos do Supergrupo Baixo Araguaia, teria tido seu início em torno de 1,1 Ga, como demonstrado pela idade dos gnaisses sieníticos da Suíte Monte Santo. Seguidamente todo este pacote foi deformado durante a estruturação do Cinturão Araguaia, no Ciclo Brasileiro. Com

base nesta cronologia, propõe-se um novo empilhamento estratigráfico apresentado na Figura 01.

CONCLUSÕES As idades obtidas pelo método de Pb-Pb em zircão, nos gnaisses da região de Paraíso do Tocantins, sugerem que as rochas do embasamento, inseridas na porção meridional do Cinturão Araguaia, são mais novas (2.0-2.1 Ga) que aquelas de idade arqueana aflorantes no interior das estruturas dômicas do segmento setentrional. Conseqüentemente, constata-se na porção sul do Cinturão Araguaia, a ocorrência de um terreno distinto daquele do segmento norte.

Os gnaisses sieníticos intrusivos no Complexo Rio dos Mangues, próximos a Serra da Estrela, fazem parte da Suíte Monte Santo e revelaram idade de cristalização de 1011 ± 86 Ma. Este magmatismo provavelmente está ligado ao evento distensivo, de aproximadamente 1,0 - 1,1 Ga, que levou a deposição de sedimentos, posteriormente deformados no Brasileiro, durante a estruturação do Cinturão Araguaia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABREU, F.A.M. et al. 1994. 4° Simp. Geol. Belém. Amaz. Bol. Res. Expand. pg. 1-4.

- COSTA, J. B. S. 1985. Tese de Doutorado. Belém, UFPA; 209p.
- COSTA, J. B. S. et al. 1983. Projeto Paraíso do Norte. UFPA, DGL, Conv. CVRD. 125p.
- DALL'AGNOL, R. et al. 1988. 7° Cong. Lat. Am. Geol. V.1, p.1-9.
- GAUDETTE, H.E. et al. 1993. 4° Cong. Bras. Geol. Res. Expand. p. 236-237.
- HASUI, Y. et al. 1984. 33° Cong. Bras. Geol. p.2220-2233.
- HASUI, Y. & COSTA, J.B.S. 1990. 36° Cong. Bras. Geol. V.6, p.2535-2549.
- MACAMBIRA, M.J.B. et al. 1994.. 38° Cong. Bras. Geol. V.2, p.404-406.
- MOURA, C.A.V. & GAUDETTE, H.E. 1993. 4° Cong. Bras. Geol. Res. Expand. p. 232-234.
- MOURA, C.A.V. & GAUDETTE, H.E. 1994. 38° Cong. Bras. Geol. V.2, p.240-241.
- MOURA, C.A.V. et al. 1994. 38° Cong. Bras. Geol. V.2, p.242-243.
- SOUZA, A. C. C. et al. 1985. Rev. Bras. Geoc. 15(4):300-310.
- SOUZA, S.H.P. (no prelo), Dissertação de Mestrado, CPGG/UFPA, 127 pg.
- SOUSA & MOURA 1995. 5° Cong. Bras. Geol. CD Room.
- WINDLEY, B.F.1984. The Evolving Continents. 2 Ed. Great Britain. 399 pg.

Figura 01: Proposta estratigráfica sucinta para a porção sul do Cinturão Araguaia, na região de Paraíso do Tocantins, modificada de Hasui et al. (1981, 1984b) e Costa (1985).

| | | |
|-----------------------|--|-----------------------------------|
| PROTEROZOICO SUPERIOR | Supergrupo Baixo Araguaia | Grupo Tocantins Grupo Estrondo |
| PROTEROZOICO MÉDIO | Suíte Monte Santo | |
| PROTEROZOICO INFERIOR | Granito Serrote Complexo Rio dos Mangues | |
| ARQUEANO | Grupo Rio do Côco Complexo Porto Nacional | |

RECONHECIMENTO GEOLÓGICO NA REGIÃO DO MÉDIO TAPAJÓS

Vasquez, M.L.; Santos A. dos; Klein, E.L; Fraga, L.M.; Maia, R.G.N. & Martins, R.C.
CPRM - Serviço Geológico do Brasil, SUREG-BE

A retomada das atividades de mapeamento geológico pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, na região sudoeste do Pará (Tapajós), se deu através dos Programas Levantamentos Geológicos Básicos - PLGBs e Estudos de Prospectos no Projeto Província Mineral do Tapajós - PROMIN.

Nos PLGBs está previsto o mapeamento de cinco folhas 1:250.000, abrangendo uma área de aproximadamente 90.000 Km² que será coberta através de perfis de estradas, rios e visitas a garimpos. Em uma etapa preliminar foram feitos alguns perfis de reconhecimento geológico da região para auxiliar no nivelamento do corpo técnico das equipes que executarão o PROMIN - Tapajós.

Na região do Tapajós já foram desenvolvidos vários projetos de mapeamento geológico e prospecção mineral, como: Tapajós-Jamanxim e Tapajós-Maués pela SUDAM/GEOMITEC (1972 e 1976); Radam - Folha SB.21 - Tapajós (Santos *et al.*, 1975) pelo IBGE; Jamanxim (Pessoa *et al.*, 1977), Tapajós-Sucunduri, Estudo dos Garimpos Brasileiros - Área do Tapajós (Pastana *et al.*, 1981 e Martins *et al.*, 1982) e Ouro-Gemas (Damasceno, *et al.*, 1992) pelo DNPM/CPRM, que consistem nas informações geológicas básicas. Além disso, a região conta com levantamentos aerogeofísicos dos projetos Médio Tapajós (LASA/CPRM/DNPM, 1987) e Sul do Pará (LASA/CPRM/DNPM, 1976) que cobrem aproximadamente 60% da área. Recentemente, a CPRM através de projetos, como: Mapa Preliminar de Integração Geológica da Reserva Garimpeira do Médio Tapajós (Leite, 1995) e Integração Mineral do Município de Itaituba (Silva *et al.* 1995), buscou reunir as informações existentes sobre mapeamento, geofísica e prospecção mineral,

que, somado a novos dados geraram diferentes produtos.

No PROMIN - Tapajós os dados já obtidos serão complementados com execução de novos levantamentos aerogeofísicos e novas campanhas de amostragem geoquímica e para a geocronologia, conforme (Delgado *et al.*, 1995). Estes novos dados permitirão um maior entendimento da evolução geológica e os controles dos depósitos minerais da região.

As principais unidades litodêmicas e litoestratigráficas que compõem a estratigrafia da Província Mineral do Tapajós - PMT, proposta por Delgado *et al.* (*op cit*), aqui foram agrupadas da seguinte maneira:

→ Embasamento arqueano-paleoproterozóico (1,9 a 3,1 Ga)

– metamorfitos da Suíte Metamórfica Cuiu-Cuiu (Complexo Xingu)

– metamorfitos da Suíte Metamórfica Jacareacanga

– rochas básicas tipo Gabro Ingarana

– granitóides Parauari (Granodiorito Parauari)

→ Magmatismo ácido a intermediário do Mesoproterozóico (1,7 a 1,5 Ga)

– vulcânicas e piroclásticas do Grupo Iriri

– granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha

– granitos da Suíte Intrusiva Teles Pires

→ Coberturas sedimentares e magmatismo básico mesoproterozóico (1,6 a 1,5 Ga)

– sequências sedimentares do tipo grupos Palmares (Gorotire?) e Beneficiente

– intrusões básicas do Crepori

→ Magmatismo básico meso/neoproterozóico (1,0 Ga)

– rochas básicas tipo Troctolito Cachoeira Seca

→ Coberturas sedimentares fanerozóicas (<600 Ma)

– sequências sedimentares da Bacia Amazônica

→ Coberturas sedimentares e lateríticas cenozóicas (< 65 Ma)

– lateritos e aluviões

No reconhecimento geológico da região foram descritos os aspectos de campo (estruturas e texturas) dos afloramentos, acompanhado de documentação fotográfica e amostragem de algumas das unidades da PMT.

Nas proximidades do Rio Marupá e do Município de Jacareacanga foram descritos afloramentos de ortognaisses e anfibólitos da Suíte Metamórfica Cuiu-Cuiu, que compõem o embasamento metamórfico de médio a alto grau da região, e xistos e metacherts da Suíte Metamórfica Jacareacanga, que correspondem ao embasamento metamórfico de médio a baixo grau.

Nos perfis ao longo do Rio Tapajós, das rodovias BR-163 (Santarém-Cuiabá) e Transgarimpeira foram caracterizados afloramentos de vulcânicas e piroclásticas do Grupo Iriri, granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha e granitóides Parauari. Esta caracterização permitiu distinção preliminar do magmatismo Uatumã e pré-Uatumã.

A identificação das diferentes fases e regimes tectônicos que afetaram as unidades também foi de caráter preliminar. Nos embasamentos metamórficos observou-se um predomínio de uma deformação dúctil precoce, seguida de uma reativação frágil. Em algumas porções dos granitóides Parauari ocorrem produtos de deformação frágil-dúctil e nas rochas do magmatismo Uatumã só foi observada deformação frágil. A tectônica merece uma atenção especial, pois, além de ajudar a compreender a história evolutiva da região, auxiliará no controle das mineralizações auríferas primárias.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BIZINELLA, G.A. *et al.* 1980. Projeto Tapajós-Sucunduri. DNPM/CPRM, Manaus, relatório final, vol. I_a e I_b.
- DAMASCENO, B.C. *et al.* 1992. Projeto Ouro-Gemas. DNPM/CPRM, Belém relatório de progresso.
- DELGADO, I.M. *et al.* 1995. Projeto Província Mineral do Tapajós - Programação, Macro Planejamento. CPRM, Rio de Janeiro.
- LASA/CPRM/DNMP 1976. Projeto Sul do Pará, Levantamento Aerogeofísico, relatório final, vol. I e II.
- LASA/CPRM/DNMP 1976. Projeto Aerogeofísico Médio-Tapajós, relatório final, vol. I e II.
- LEITE, G.C. 1995. Projeto Tapajós - Mapa Preliminar de Integração Geológica da Reserva Garimpeira do Médio Tapajós. CPRM/DEGEO, Rio de Janeiro.
- MARTINS, R.C. *et al.* 1982., Projeto Estudo dos Garimpos Brasileiros - Área do Tapajós. DNPM/CPRM, Belém, relatório anual.
- PASTANA, J.N. *et al.* 1981. Projeto Estudo dos Garimpos Brasileiros - Área do Tapajós. DNPM/CPRM, Belém, relatório anual.
- PESSOA, M.R. *et al.* 1977. Projeto Jamanxim. DNPM/CPRM, Manaus, relatório final, vol. I a III.
- SANTOS, D.B. *et al.* 1975. Projeto Radam - Folha SB.21 - Tapajós. IBGE, Rio de Janeiro, Levantamento dos Recursos Naturais: Geologia, vol.7, 13 a 116p.
- SILVA, M.R. *et al.* 1995. Projeto de Integração Mineral no Município de Itaituba, Estado do Pará. CPRM/SEICOM, Prefeitura Municipal de Itaituba - Projeto PRIMAZ, vol. I.
- SUDAM/GEOMITEC 1972. Mapeamento Geológico em Semidetalhe, Prospecção Geoquímica e por Concentrado de Batéia de Minerais Pesados em Áreas da Bacia do Rio Jamanxim, Belém, 214p.
- SUDAM/GEOMITEC 1976. Projeto Tapajós-Maués: Geologia, Prospecção Geoquímica e por Concentrado de Batéia, Belém, vol. I a IV.

ANÁLISES QUANTITATIVAS PELO MÉTODO DE RIETVELD DE MISTURAS DE CAOLINITA + QUARTZO E GOETHITA + CAOLINITA

Juergen Goeske (1)

Walter Schuckmann (2)

Herbert Poellmann (1)

Marcondes Lima da Costa (2)

(1) Institut fuer Geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum der Universitaet Halle/Saale
06108 Halle (Saale) - Alemanha

Tel.: +49/345/5526111, FAX: +49/345/5527180, E-mail: gaojd@mmlucom2.urz.uni-halle.de

(2) Centro de Geociências / UFPa, C.P. 1611, 66075-110, Belém-Pará

Tel.: +55/91/211 1428/249 5028, FAX: +55/91/211 1609, E-mail: mlc@marajo.ufpa.br

INTRODUÇÃO O método de *Rietveld* foi usado primeiramente para as determinações das estruturas dos cristais (YOUNG, 1995, BISH & VON DREELE, 1989). Hoje é possível fazer também quantificações de misturas de minerais (SMCOK et al., 1990).

MÉTODO Normalmente a quantificação dos minerais com difração de raios X é feita utilizando a intensidade de um pico. Com o método de *Rietveld* a partir de um difratograma de raios X são medidas as intensidades totais dos picos, bem como do *background*. O diagrama digitalizado deve ser comparado com o diagrama que foi obtido dos dados estruturais. Os parâmetros relativos às concentrações a partir do diagrama calculado vão sendo minimizados através do algoritmo "least-squares" até a obtenção de um mínimo, e é importante que todos os parâmetros alcancem um mínimo. Os diferentes parâmetros (parâmetros atômicos, parâmetros de organização, parâmetros de origem, parâmetros de posição e forma do pico, parâmetros anisotrópicos e isotrópicos de temperatura) devem ser calculados em ciclos distintos. O método de *Rietveld* melhora a precisão dos dados obtidos com o difratograma de raios X, embora este método seja muito trabalhoso.

RESULTADOS Este método foi testado em misturas de caolinita e quartzo e de caolinita e goethita naturais. Foi feita uma comparação entre os métodos tradicionais com *Rietveld* relativo aos aspectos tempo, precisão e compatibilidade.

CONCLUSÕES O método de *Rietveld* permitiu obter, em vários casos, resultados melhores do que aqueles obtidos com os métodos tradicionais. Os parâmetros da estrutura e do *background* são responsáveis por isso. Este método deve ser no futuro uma ferramenta de aperfeiçoamento das análises de difração de raios X para a quantificação de fases químicas em misturas. Usando o *background* é possível também fazer determinações das fases amorfas. Com método de *Rietveld* também é possível quantificar as fases minerais de bauxitas, lateritos e fazer controle de qualidade na indústria.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BISH, D. L. & VON DREELE, R. B.: ,1989,. *Rietveld* refinement of non-hydrogen atomic positions in kaolinite, Clays and Clay Minerals 37: 289-296.
- BISH, D.L. 1993: Studies of Clays and clay minerals using X-ray powder diffraction

- and the *Rietveld* method, cms workshop lectures Vol. 5, Computer applications to X-ray powder diffraction analysis of clay minerals, The Clay mineral Society, 79 - 122.
- JASMUND, K. & LAGALY, G.: 1993, Tonminerale und Tone, Steinkopff Verlag, Darmstadt.
- SCHULZE, D. G. : 1984. The influence of aluminium on iron oxides, VIII, Unit cell dimensions of Al-substituted goethites and estimation of Al from them. *Clays Clay Miner.* 32(1): 36-44.
- SMRCOK, L., GYEPESOVA, D.; CHMIELOVA M. ,1990,.: New X-Ray *Rietveld* refinement of kaolinite from Keokuk, Iowa, *Crystal Research and Technology* 25: 105-110.
- YOUNG, R. A.: ,1995,., The *Rietveld* Method, IUCr Monographs on Crystallography 5, Oxford University Press., p 298.

QUANTIFICAÇÃO DE BAIXOS CONTEÚDOS DE QUARTZO EM MATRIZ DE CALCITA, MAGNESITA E DOLOMITA COM ESPECTROSCOPIA DE ABSORÇÃO NO INFRAVERMELHO

Herbert Poellmann(1)

Walmeire Alves de Melo Costa(2)

Marcondes Lima da Costa(2)

(1)Inst. fuer Geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum der Universitaet Halle/Saale

Tel : +(345) 5526110 Fax: + (345) 5527180 E-mail : gaojd@cluster1.urz.uni-halle.de
06108 Halle - Alemanha

(2)Centro de Geociências/UFPa, C.P. 1611, 66075-110, Belém-Pará

Tel.: (091)211 1428/249 5028 Fax: (091) 211 1609, E-mail mlc@marajo.ufpa.br

INTRODUÇÃO Baixos conteúdos de quartzo misturados com carbonatos só poderiam ser identificados normalmente, com custo elevado, tempo longo de registro e equipamentos caros. Muitas vezes os limites de detecção impedem a quantificação dos teores baixos. Amostras de granulação fina geralmente não podem ser investigadas com métodos de microscopia ótica.

No âmbito industrial comumente os carbonatos são utilizados para a produção de carbonatos precipitados de alta pureza, produtos químicos, purificação de águas e preenchimento de papel. O preço e a qualidade estão diretamente relacionados à presença das impurezas naturais. A presença de minerais de ferro e manganês normalmente podem modificar a cor desses materiais. Uma separação é possível usando-se métodos de lavagem. A presença de quartzo é mais difícil de identificar. Por isso torna-se necessário o uso de um método simples, rápido e preciso.

O método de espectroscopia de absorção no infravermelho se apresenta adequado para fazer determinações quantitativas dos conteúdos do quartzo de até 10%. Usando

aparelhos compactos é possível também fazer quantificações em campo, se necessário. Não há necessidade de um laboratório para a execução dessas análises. Uma outra grande vantagem está relacionada à pequena quantidade ($\approx 3\text{mg}$) de amostra para a identificação no infravermelho. Nas investigações científicas é possível quantificar baixos teores de quartzo em rochas calcárias. Para tal é necessário que o material seja bem homogêneo.

METODOLOGIA Nos experimentos foram utilizados padrões de calcita (Merck p.a.), magnesita (Brumado, BA), dolomita (Goepfersgruen, Alemanha) e quartzo hialino. Os padrões foram preparados adicionando-se separadamente 1, 2,5, 5 e 10 % de quartzo nas amostras de carbonatos, perfazendo um total de 0,5g e homogenizados. Para a análise no infravermelho foram pesadas alíquotas de 0,0007 g das três amostras padrões, misturadas com 0,20 g de KBr e prensadas formando uma pastilha transparente. Os espectros foram feitos no espectrômetro FT-

IR-1760X, Perkin Elmer, do Centro de Geociências da UFPa.

RESULTADOS A determinação dos conteúdos de quartzo na matriz de carbonatos foi feita utilizando a frequência das vibrações do quartzo entre 1000 - 1200 cm^{-1} . A integral destas vibrações são proporcionais aos conteúdos. O limite é indicado pela área do pico de vibração do grupo carbonático. As bandas de absorção dos carbonatos calcita, magnesita e dolomita com 10% de quartzo estão localizadas entre 1750 e 1000 cm^{-1} . A figura 1 mostra os espectros de absorção no infravermelho para esses minerais com 10% de quartzo.

Esses diagramas mostram que o conteúdo de quartzo pode ser melhor determinado na matriz de dolomita, sendo mais difícil na de magnesita. A curva do calcita com quartzo é praticamente linear até 5 % de quartzo.

Teor mínimo de até 1% pode ser identificado sem problemas. Algumas vezes com o uso de preparação especial da amostra é possível determinações até 0,5% de quartzo nessas matrizes. Os diagramas para determinação dos conteúdos de quartzo estão indicados na figura 2.

CONCLUSÕES Com o método de espectroscopia de absorção no

infravermelho, é possível determinar pequenas concentrações de quartzo em matrizes de carbonatos, como por exemplo, calcita, magnesita e dolomita. O método descrito é simples, rápido e barato. Outras misturas estão sendo testadas para a quantificação de outros minerais diferentes. Este método poderá ser importante para indústria no controle de qualidade de matéria prima.

AGRADECIMENTOS Os autores agradecem ao DAAD e à CAPES pelo apoio financeiro através do Programa PROBRAL (Proc.011/94) e ao Centro de Geociências da UFPa, onde foram realizadas as análises.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- FARMER, V.C.: (1974) The infrared spectra of minerals, The Mineralogical Society, Monograph 4, London, 539 p.
- GUENZLER, H., BOECK, H.: (1975) IR-Spektroskopie, Eine Einführung, Verlag Chemie, Schwetzingen, 363 p.
- VAN DER MAREL, H.W., BEUTELSPACHER, H.: (1976) Atlas of Infrared Spectroscopy of Clay Minerals and their Admixtures, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 396 p.

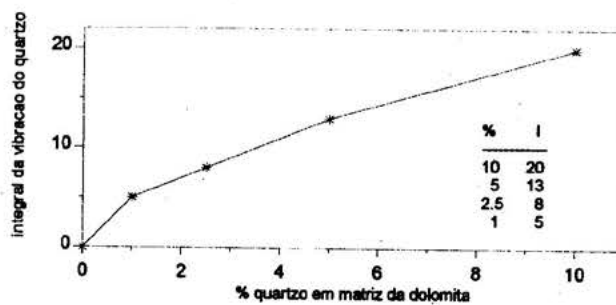
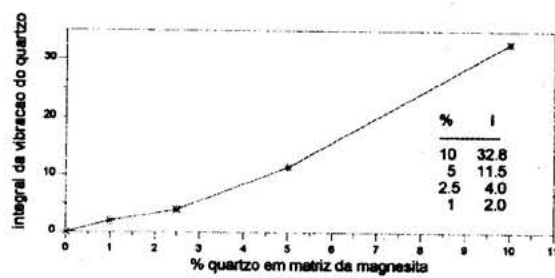


Fig. 2 : Diagramas para determinação de conteúdos de quartzo em matriz carbonatica

GEOLOGIA DOS DEPÓSITOS MINERAIS

A GEOLOGIA DA ÁREA DO GARIMPO DE OURO DO MANELÃO (PA).

Valmir Souza - Departamento de Geociências da Fundação Universidade do Amazonas.

Basile Kotschoubey - Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará.

INTRODUÇÃO O garimpo do Manelão localiza-se na região centro-leste do Estado do Pará e está inserido no Cinturão de Cisalhamento Itacaiunas, de HASUI *et al.* (1984). Ali ocorrem rochas arqueano-proterozóicas, representadas pelo Complexo Xingu, Sequência Metavulcano-sedimentar São Manoel e Granitóide Felício Turvo. Completam este quadro, diques básicos do Mesozóico e coberturas laterítica e colúvio-aluvionar do Terciário e Quaternário, respectivamente (Figura 1).

LITOESTRATIGRAFIA

Complexo Xingu - É constituído no extremo norte da área, por um granitóide deformado que exhibe uma foliação milonítica S penetrativa, desenhada por uma matriz fina de coloração cinza escura, composta de agregados quartzo-feldspáticos, hornblenda, biotita e minerais acessórios (titanita, granada, epidoto, zircão e opacos), que contorna porfiroclastos de coloração rosada, constituídos de oligoclásio e microclina (pouco sericitizados). Estes porfiroclastos mostram-se amendoados e, por vezes, rotacionados e desenhando uma cinemática sinistral.

Na porção sul, ocorrem gnaisses granodioríticos a tonalíticos, de granulação média a grossa, constituído de quartzo, oligoclásio-andesina, hornblenda, k-feldspato, biotita e minerais acessórios (titanita, granada, epidoto, zircão, apatita e opacos). O tipo litológico dominante é o biotita-hornblenda gnaisse, seguido pelo hornblenda gnaisse.

Sequência Metavulcano-sedimentar São Manoel - Esta unidade é mascarada pelas coberturas laterítica e colúvio-aluvionar, aflorando apenas nas escavações garimpeiras. É composta de anfíbolitos, seguido de biotita-xistos e muscovita-quartzitos, contendo zonas

de alteração hidrotermal e diferentes estágios deformacionais. Nos anfíbolitos a hornblenda é a fase mineral predominante, associada a quartzo e plagioclásio (albita-oligoclásio), com a presença ou não de biotita. Nas fácies menos deformadas os anfíbolitos exibem um arranjo textural blastofítico, sugerindo uma origem ígnea para estas rochas. Análises químicas revelaram uma tendência toleítica a andesítica para estes anfíbolitos. É a unidade de maior importância metalogenética, por hospedar veios de quartzo aurífero (SOUZA, 1995).

Granitóide Felício Turvo - Trata-se de um corpo estratóide a duas micas, similar aos da Suíte Plaquê, de ARAÚJO *et al.* (1988). Exibe coloração cinza claro e textura fanerítica inequigranular. As bordas deste corpo são marcadas por uma foliação S (milonitos), enquanto que na parte central esta foliação torna-se incipiente (protomilonitos). De um modo geral, a rocha é constituída de quartzo, oligoclásio-andesina, microclina, biotita e minerais acessórios (titanita, epidoto, granada, muscovita, apatita, zircão e opacos). Apresenta composição monzogranítica, variando para granodiorítica.

Diques Básicos - São corpos de natureza gabróica a diabásica que cortam discordantemente a estruturação geral das unidades arqueano-proterozóicas.

Cobertura Laterítica - Está sobreposta à Sequência Metavulcano-sedimentar São Manoel. É subdividida em horizonte de transição, com estruturas primárias e fragmentos da rocha-mãe ainda preservados, e um horizonte argiloso caolinítico mosqueado. Este último aparece truncado e sobreposto por um nível conglomerático de natureza coluvial. Nesta cobertura laterítica são encontradas partículas de ouro com elevada pureza (SOUZA, 1995).

Cobertura Coluvial - Consiste de um nível conglomerático, polimítico, polimodal e mal selecionado, composto por seixos e matações de veios de quartzo, crosta laterítica ferruginosa e granitóide deformado, dispostos em uma matriz argilosa caolínica e mosqueada. A presença de fragmentos de crosta laterítica ferruginosa, sugere que a cobertura laterítica subjacente chegou a desenvolver um horizonte litificado, rico em óxi-hidróxidos de ferro, na sua parte mais superior.

Cobertura Aluvial - Distribuída ao longo do "flat" do igarapé São Manoel e repousando diretamente sobre a Sequência Metavulcano-sedimentar São Manoel. É subdividida em níveis de cascalho, argilo-arenoso e arenoso. Constitui-se também numa importante unidade metalogenética por conter significativas concentrações de partículas de ouro em seus estratos mais basais (SOUZA, 1995).

ESTRUTURAL Esta área sofreu uma intensa mobilidade crustal, que lenticularizou e paralelizou as unidades arqueano-proterozóicas, orientando-as na direção WNW-ESE. A principal estrutura é a zona de cisalhamento transcorrente (ZCT) Bacajá, com mais de 200 km de comprimento, traçado curvilíneo e orientação WNW-ESE com alto mergulho para NE. Esta estrutura abre-se em leque, desenhando feições tipo cunha e rabo de cavalo, isolando fatias de rochas. Esta dinâmica transcorrente direcional pode ser evidenciada, pelo menos como último evento registrado, através da relação entre a foliação milonítica S e as lineações de estiramento e mineral L. A foliação S apresenta uma orientação média de $N70^{\circ}W/80^{\circ}NE$, enquanto que as raras lineações L apresentam um caimento médio de $20^{\circ}/N70^{\circ}W$ e formam um ângulo de cerca de 15° com a foliação S. As feições microestruturais exibidas pelos porfiriclastos rotacionados e micas pisciformes indicam uma movimentação sinistral.

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA Admitindo a proposta de COSTA & OLIVEIRA (1992), a evolução arqueano-proterozóica da área foi

marcada por três eventos sucessivos: a) uma extensão litosférica que resultou no embaciamento e deposição dos litotipos da unidade São Manoel; b) um evento compressivo, gerador do Cinturão de Cisalhamento Itacaiunas, através de empurrões frontais de NE para SW, e responsável pelo alojamento do granitóide estratóide Felício Turvo; e c) um evento transcorrente direcional sinistral com movimentação de ESE para WNW, que mascarou as estruturas tectógenas pretéritas e impôs um novo arranjo geométrico-estrutural à área.

Esta tectônica foi acompanhada por um metamorfismo regional de grau médio, compatível à fácies anfíbolito baixo a médio. Devido à heterogeneidade da deformação cisalhante superimposta e à mobilização de fluidos, parte das assembléias minerais foram desestabilizadas para a fácies xisto-verde alto.

Durante o Mesozóico a área foi submetida a novos e suaves esforços extensionais, que favoreceram o alojamento de diques gabróticos e diabásicos.

No final do Terciário e início do Quaternário sob clima tropical úmido, desenvolveu-se sobre a Sequência Metavulcano-sedimentar São Manoel, uma cobertura laterítica imatura. Esta cobertura laterítica foi parcialmente desmantelada por um nível conglomerático coluvial, típico de enxurradas periódicas e sob clima semi-árido. Com a instalação da atual rede de drenagem, as coberturas laterítica e coluvial foram retrabalhadas e recobertas pelos aluviões atuais a subatuais do igarapé São Manoel.

AGRADECIMENTOS Ao CNPq, CPGG-UFPA e aos geólogos, técnicos e pessoal de apoio da empresa Açai Mineração Ltda.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N.; JOÃO, X.S.J.; COSTA, J.B.S. 1988. A Megaestruturação Arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE

- GEOLOGIA, 7, Belém, 1988. Anais, Belém, SBG-DNPM, p. 324-338.
- COSTA, E.J.S. & OLIVEIRA, J.R. 1992. Folha Serra Pelada (SB.22-X-C): aspectos litoestruturais e tectônicos. In: CONGRESSO BRASILEIROS DE GEOLOGIA, 37. São Paulo, 1992. Anais, São Paulo, SBG, 2:146-148.
- HASUI, Y.; HARALY, N.L.E.; SCHOBENHAUS, C. 1984. da região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2. Manaus, 1984. Anais, Manaus, DNPM-CNPq, p. 129-141.
- SOUZA, V.S. 1995. Geologia e mineralizações auríferas da área do garimpo do Manelão, região do Bacajá (PA). Belém, CPGG-UFPA, Tese de Mestrado em Geologia, 110p.

USO DE ISÓTOPOS DE OXIGÊNIO NO ESTUDO METALOGENÉTICO DA JAZIDA DE W DE PEDRA PRETA, GRANITO MUSA (PA)

Rios, Francisco Javier⁽¹⁾; Villas, Raimundo Netuno⁽²⁾; Sial, Alcides Nóbrega⁽³⁾; Mariano, Gorki⁽⁴⁾
⁽¹⁾ CNPq/CDTN/CNEN/BH ⁽²⁾ CG-UFPA ⁽³⁾ LABISE/UFPE ⁽⁴⁾ Departamento de Geologia/UFPE

INTRODUÇÃO A jazida de wolframita de Pedra Preta constitui a principal reserva de W da Amazônia, estando localizada perto da borda oeste do Granito Musa (1,88 Ga) na região de Rio Maria, ao sul da Província Mineral de Carajás. A mineralização de wolframita ocorre num campo filoneano que corta, em profundidade, a cúpola da fácies heterogranular do corpo granítico Musa e rochas arqueanas do *greenstone belt* do Supergrupo Andorinhas, que é formado pelos grupos Babaçu e Lagoa Seca. Estudos metalogenéticos recentes realizados na jazida (RIOS, 1995) permitiram identificar quatro eventos hidrotermais, relacionados à formação de veios precoces (VHP), tardios (VHT) e finais (VHF). Os primeiros são de origem metamórfica e compostos basicamente de quartzo, topázio e sulfetos. Os VHT, de maior representatividade na jazida, estão relacionados à intrusão do granito Musa e são compostos de quartzo, topázio, fluorita, micas, sulfetos e óxidos (principalmente wolframita). Já os VHF são tardios, de pouca representatividade espacial, e constituídos essencialmente por quartzo.

Diferenças geoquímicas e mineralógicas levaram à divisão da jazida nos setores inferior e superior. O inferior está localizado entre 160 e 320m de profundidade e, nele, os veios

cortam rochas do granito e os metarenitos do Grupo Babaçu. No setor superior, os veios cortam somente as rochas de ambas as unidades do Supergrupo Andorinhas (metarenitos e metavulcânicas).

Estudos detalhados de inclusões fluidas (IF) foram desenvolvidos em cristais de quartzo, topázio e fluorita. Os dados indicaram condições análogas para temperatura, fugacidade de oxigênio e pressão litostática nos setores inferior e superior da jazida. Entretanto, foram verificadas diferenças composicionais nos fluidos encontrados na mesma geração de quartzo dos VHT amostrados em maiores e menores profundidades. É marcante o fato de os fluidos aquo-carbônicos mostrarem maiores teores de metano no setor superior, quando comparados com os do setor inferior. Outras diferenças existem como bem demonstraram as análises isotópicas realizadas em amostras de quartzo, wolframita e micas, que também serviram para a obtenção de dados termométricos independentes daqueles conseguidos a partir de estudos de IF.

ESTUDO DE ISÓTOPOS DE OXIGÊNIO Com base na composição isotópica do fluido aquoso relacionado com a deposição do minério e no tipo de alteração da rocha encaixante, pode-se

conhecer a origem dos fluidos e a temperatura de formação dos minerais que deles foram precipitados (FAURE, 1977).

A inexistência no Brasil de laboratórios aptos para analisar isótopos de hidrogênio em substâncias minerais restringiu o presente estudo a dados de $\delta^{18}\text{O}$, com o que foi possível, pelo menos, determinar a assinatura isotópica característica de diferentes minerais encontrados na jazida de Pedra Preta. No total, 14 amostras foram analisadas, sendo as composições isotópicas dos fluidos determinadas indiretamente através da medição de $\delta^{18}\text{O}$ em quartzo, micas e wolframita.

O quartzo coletado pertence preponderantemente aos veios VHT. A wolframita está cortada por microvênulas de scheelita (perfazendo de 5 a 10% do volume), o que tornou impraticável a separação de frações puras destes dois minerais. As micas estudadas correspondem à associação mica flogopítica-sericita em proporções equivalentes. Devido à proporção molecular de oxigênio nestes dois minerais ser a mesma (e igual à de muscovita), o valor $\delta^{18}\text{O}$, nas equações de fracionamento, foi calculado com base nos dados da muscovita.

Comparação dos Valores Isotópicos Obtidos no Granito e nos Veios Os dados isotópicos de oxigênio obtidos em quartzo, wolframita e sericita estão apresentados na tabela 1. São representados pela variável δ (desvio por mil) que é calculada pela equação

$$\delta = \left[\frac{(^{18}\text{O})_a / \text{SMOW}}{(^{16}\text{O})_a / \text{SMOW}} - 1 \right] \times 10^3$$

onde "a" é a amostra e SMOW é o padrão internacionalmente adotado (FAURE, 1977).

Observa-se uma similaridade entre os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{QTZ}}$ obtidos no granito e nos VHT do setor inferior da jazida. Provavelmente essas amostras mostram re(equilíbrio) com o mesmo fluido, relacionado ao granito. Os valores isotópicos obtidos em quartzo do monzogranito, aflorante a 2 km da jazida (amostra CREMU 25-A), são muito similares aos obtidos no granito da jazida Pedra Preta. Na preparação das amostras de quartzo dos VHT não houve seguramente contaminação de quartzo dos VHF.

Por outro lado, o quartzo do setor superior da jazida mostrou um padrão isotópico diferente. Nessas amostras pode existir uma mistura de quartzo dos VHT e dos VHF, mas com ampla preponderância do primeiro. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ obtidos estão na faixa de 9,04 a 9,67 per mil. Os cristais de quartzo dos VHT desse setor foram muito afetados pela circulação dos fluidos redutores aquo-carbônicos tardios, diferenciando-os dos quartzo do setor inferior da jazida, que foram bem menos afetados.

A constatação de que o CO_2 do fluido hidrotermal modifica a composição isotópica de oxigênio da água do fluido, tornando-a enriquecida em ^{18}O , tem sido feita em outros trabalhos (HIGGINS, 1985; SO & YUN, 1994, dentre outros). É possível, pois, que o aumento no valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{QUARTZO VHT (SETOR SUPERIOR)}}$ possa ter decorrido da ação do CO_2 nos fluidos que precipitaram esse mineral. Comparativamente aos veios do setor inferior, o quartzo 3 dos VHT menos profundos mostraram uma assinatura isotópica que os afasta dos fluidos mais diretamente relacionados ao granito.

Geotermometria Para determinar por meios isotópicos a temperatura de equilíbrio de dois minerais, é necessário conhecer o coeficiente de fracionamento entre eles, o qual se obtém calculando-se, inicialmente, os fracionamentos entre cada mineral individual e a água. A seguir calibram-se os fracionamentos entre os minerais (SIAL & MC REATH, 1984). As calibrações relacionam o fator de fracionamento α_{M-N} , entre o par mineral M e N, com a temperatura através da equação:

$1000 \ln \alpha_{M-N} = A (10^6/T^2) + B$, onde A e B são constantes e T é a temperatura em graus Kelvin (FAURE, 1977; SIAL & MC REATH, 1984).

A curva de fracionamento wolframita- H_2O e o geotermômetro do par quartzo-wolframita foram experimentalmente pouco estudados até o presente. Porém o fracionamento isotópico entre quartzo e wolframita é grande, constituindo um geotermômetro mais sensível que quartzo-muscovita (SHIEH & ZHANG, 1991).

A wolframita precipitou após a entrada de fluidos redutores e seguramente no início da etapa de oxidação. A wolframita PP31 e o quartzo PP31 correspondem à mesma amostra. Os valores de $1000 \ln \alpha$, para o par quartzo-wolframita, foram referenciados à curva de SHIEH & ZHANG (1991), obtendo-se a temperatura (para valores de $\delta^{18}O_{QTZ} = 9,04$ e $\delta^{18}O_{wolf} = 0,85$ per mil) de $321^\circ C$. Este valor, devido à contaminação de scheelita, deve ser considerado como mínimo para a precipitação da wolframita.

Seguiu-se um procedimento semelhante com o par isotópico quartzo-muscovita. Desta feita, a referência foi a curva quartzo-muscovita de SHIEH & ZHANG (1991). Foram utilizados os valores de $\delta^{18}O_{QTZ} = 9,67$ e $9,04$ per mil

e $\delta^{18}O = 5,44$ per mil. As temperaturas obtidas estão na faixa de $235-290^\circ C$ e devem ser utilizadas com cuidado em função do baixo fracionamento isotópico quartzo-sericita.

CONCLUSÕES Da mesma forma que nos estudos de IF, os resultados isotópicos indicaram claras diferenças entre os veios VHT dos setores inferior e superior da jazida. Os valores de $\delta^{18}O$ são relativamente mais altos no setor superior, levando a admitir um contato mais prolongado com fluidos de maior contribuição metamórfica, diferente, portanto, do setor inferior onde os fluidos devem ter tido maior contribuição magmática, daí os menores valores de $\delta^{18}O$. Também foi registrada concordância entre os valores de temperatura de precipitação de wolframita obtidos com a microtermometria de IF e com termometria isotópica. Com a primeira metodologia, a temperatura mínima de formação desse mineral ficou entre $\cong 250$ e $350^\circ C$, faixa esta que inclui o valor de $321^\circ C$ obtido com base em isótopos de oxigênio. Para a sericita, na impossibilidade de se obter dados microtermométricos, resta a temperatura de formação determinada isotopicamente, ainda que haja reservas quanto à confiabilidade.

(Contribuição n° 19 do LABISE)

AGRADECIMENTOS À professora Valdeez Ferreira (LABISE-UFPE) pela imprescindível colaboração nas linhas de extração. Aos professores Kazuo Fuzikawa (CDTN-CNEN), Roberto Dall'Agnol (CG-UFPA) e Basile Kotschoubey (CG-UFPA) pelas críticas e sugestões. À CAPES pela bolsa de doutorado a FJR. Ao CDTN-CNEN pelo apoio de infra-estrutura na separação

dos minerais. E à DOCEGEO-Distrito Amazônia pelo fornecimento de amostras de testemunhos de sondagem.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- FAURE, G. 1977. Principles of isotope geology. John Willey & Sons. 589p.
- HIGGINS, N. C. 1985. Wolframite deposition in a hydrothermal vein system: The Grey River Tungsten Prospect, Newfoundland, Canada. *Econ. Geol.*, 80:1297-1327.
- RIOS, F. J. 1995 A jazida de wolframita de Pedra Preta, Granito Musa (PA): Estudo dos fluidos mineralizantes e isótopos estáveis de oxigênio em veios hidrotermais. Belém. 200p.(Tese de doutorado, CG/UFPA)
- SHIEH, Y & ZHANG, G. X. 1991. Stable isotope studies of quartz-vein type tungsten deposits in Dajishan Mine, Jiangxi province, Southeast China. In: Stable isotope geochemistry: A tribute to Samuel Epstein. TAYLOR, H.P.; O'NEIL, J. R.; KAPLAN, I. (Eds.). *The Geoch. Soc. Spec. Publ. n. 3*, p.425-435.
- SIAL, A. N. & MC REATH, I. 1984. *Petrologia ígnea: Os fundamentos e as ferramentas*. SBG/CNPq, 179p.
- SO, C. S. & YUN, S. T. 1994. Origin and evolution of W-Mo-producing fluids in a granitic hydrothermal system: geochemical studies of quartz vein deposit around the Susan Granite, Hwanggangri District, Republic of Korea. *Econ. Geol.*, 89:246-267.

TABELA 1 - Resultados isotópicos obtidos em amostras de quartzo do granito Musa, e de quartzo, wolframita e micas dos VHT da Jazida de Pedra Preta.

| AMOSTRA | ROCHA | MINERAL | PROFUNDIDADE | $\delta^{18}\text{O}$ (per mil) |
|------------|---------------|------------|--------------|---------------------------------|
| PP72 | Granito Musa | quartzo | 310 m | 7,61 |
| CREMU 25-A | Granito Musa | quartzo | superfície | 7,16 |
| PP76 | VHT(set.inf) | quartzo | 160 m | 7,67 |
| PP67 | VHT(set. inf) | quartzo | 284 m | 8,04 |
| PP56 | VHT(set. inf) | mica | 255 m | 5,44 |
| PP03 | VHT(set. sup) | quartzo | 37 m | 9,67 |
| PP31 | VHT(set. sup) | quartzo | 60 m | 9,04 |
| PP31 | VHT(set. sup) | wolframita | 60 m | 0,85 |

SERINGA 9 - INTERPRETAÇÃO DOS DADOS GEOQUÍMICOS PARA NÍQUEL

Carlos Augusto de Medeiros Filho
Joaquim Salgado do Nascimento

INTRODUÇÃO Os dados geoquímicos de solo, juntamente com as informações geológicas do alvo Seringa 9, foram interpretados visando especificamente a obtenção de critérios que possibilitem uma definição mais criteriosa de possíveis anomalias de níquel.

RESULTADOS ANTERIORES E METODOLOGIA DE TRABALHO

No período de 1985 e 1986 foram realizados trabalhos de reconhecimento geológico - geoquímico na área Seringa (400 x 40, 200 x 40m), visando depósitos de Au e sulfetos maciços de metais básicos. Em 1992 foram retomadas as atividades para investigar anomalias de pintas no alvo Seringa 12 e anomalias de Au e Ni, em solo, no alvo Seringa 9.

Geologicamente, o alvo Seringa 9, corresponde a um típico terreno granito-greenstone (do Supergrupo Andorinhas) DOCEGEO (1988). A sequência vulcano-sedimentar compreende rochas vulcânicas ultramáficas (dunito, peridotitos e piroxenitos) exibindo textura spinifex, intercaladas com rochas máficas (basaltos) e, localizadamente sedimentos clastos-químicos. Os corpos granitóides são representados por granodioritos arqueanos, tipo Rio Maria. Os contatos entre as unidades são delimitados, muitas vezes, por zonas de cisalhamentos (Fig. 1) DOCEGEO (1992).

A geoquímica de solo definiu resultados elevados de níquel, com extensão aproximada de 400m com valores entre 5000 a 7000 ppm, associadas a ultramáficas komateíticas. Esta interpretação não chegava a ser conclusiva na definição de anomalias de níquel, já que suas ocorrências em rochas ultramáficas, poderiam corresponder apenas a resultados litológicos

Este trabalho procurou identificar critérios para definir, com mais segurança, possíveis porções anômalas de Ni, a partir de estudos geoestatísticos. Foram utilizados diagramas de correlação, regressão linear (análise de resíduo), análise de razão entre elementos e análise de fator. Isto pode ser executado a partir do *software* Statistics e serão apresentados aqui, parte dos dados gerados, suficientes, entretanto, para contemplar os objetivos propostos.

RESULTADOS OBTIDOS

Diagramas de Correlação Diversos diagramas de correlação (2D) foram gerados, no estudo do comportamento e relacionamento dos elementos analisados para o alvo

O diagrama Ni-Cr, mostra um comportamento regular até um certo ponto do perfil, com um crescimento concomitante dos dois elementos e, a partir daí, observa-se um crescimento constante de Ni, permanecendo relativamente uniforme os valores de Cr. Salienta-se que este último comportamento ocorre para os resultados mais elevados de Ni. Isto claramente representa um enriquecimento de Ni em relação a Cr, traduzindo em amostras anômalas de Ni em rochas ultramáficas.

O diagrama Co-Cr, apresenta um comportamento relativamente semelhante ao anterior. Observa-se, novamente, um enriquecimento de Co em relação a Cr, nos níveis mais elevados do diagrama.

O diagrama Ni-Co, por outro lado, mostra um comportamento regular com crescimento constante, ao longo do perfil desses dois elementos.

A análise desses diagramas indica, então, a existência de um grupo de amostras anômalas para Ni-Co em rochas ultramáficas, definidas pelo seu enriquecimento em relação a Cr.

Análise de Resíduos O estudo da regressão linear de Ni-Cr e Co-Cr, permitiu a confecção de mapas de resíduo de Ni e Co em regressão com Cr. Esses mapas localizam exatamente aqueles grupos de amostras anômalas de Ni e Co, identificadas nos diagramas de correlação.

O mapa de resíduo de Ni (**Fig. 2**) mostra cerca de 5 alvos anômalos distribuídos na seqüência vulcano-sedimentar do Seringa 9. Duas das anomalias mais consistentes, a NNW da malha, perfazem cerca de 1 km de extensão. É interessante comparar esses dados com o mapa geoquímico de cromo, onde se pode constatar a importância desta metodologia a discriminar anomalias de Ni identificadas no mapa de resíduo, localizadas em ultramáficas/máficas são sítios importantes para a pesquisa de depósitos de sulfetos maciços. Duas pequenas anomalias de resíduos de Ni a NW do alvo são descartadas por se localizarem dentro dos granodioritos intrusivos.

O mapa de resíduo de Co apresenta características relativamente semelhantes ao de Ni, reforçando o selecionamento dos alvos para *follow-up*.

Relação Ni/Cr, Análise de fator Foi criado, dentro do arquivo dos dados geoquímicos, uma coluna com os valores calculados da relação Ni/Cr. A partir daí foi feito um estudo de freqüência desses valores, dividindo-os em classe e definindo aqueles que representariam anomalias.

O mapa de valores mais elevados de Ni/Cr mostra grande coincidência com o mapa de resíduo de Ni em regressão com Cr, reforçando

mais uma vez o selecionamento de locais de anomalias para Ni.

A análise de fator executada, mesmo não tendo sido muito esclarecedora, mostrou uma classe de fator com o peso maior para Ni, Co e subordinadamente para Cr, Mn. Isto pode ser interpretado como relacionada as anomalias de Ni e Co em corpos ultramáficos.

CONSIDERAÇÕES FINAIS Este estudo permitiu dar consistência no selecionamento de alvos para sulfetos maciços de Ni, em seqüências de rochas ultramáficas do Supergrupo Andorinhas. A metodologia consistiu numa análise geoestatística simples, utilizando-se, especialmente, diagramas de correlação, mapas de relação Ni/Cr e mapas de resíduos. Os dados anteriores, ainda que mostrassem valores elevados de Ni, não permitiam discriminar, com segurança, locais anômalos daqueles meramente litológicos.

A partir dos dados obtidos, foi possível sugerir um trabalho de campo nos alvos selecionados, consistindo numa amostragem com malha mais densa e um mapeamento geológico que ressaltasse a identificação e análise dos ironstones.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- DOCEGEO, 1988. Revisão lito-estratigráfica da Província Mineral de Carajás. IV Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, 1988. Anexo aos Anais. Belém, SBG. p. 11.54.
- DOCEGEO, 1992. Prospectos de Ouro da CVRD (inédito). Docegeo Relatório Interno 12 p.

O ALVO BORRACHUDO, REGIÃO DE CARAJÁS (PA): ASPECTOS PETROGRÁFICOS, GEOQUÍMICOS E METALOGENÉTICOS

FARIAS, E. S. ⁽¹⁾; VILLAS, R. N. ⁽²⁾; MEDEIROS FILHO, C. A. ⁽³⁾

⁽¹⁾ Curso de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências-UFPA

⁽²⁾ Departamento de Geologia, Centro de Geociências-UFPA

⁽³⁾ Rio Doce Mineração S. A. - Distrito Amazônia

INTRODUÇÃO O Alvo Borrachudo situa-se ao sul do Estado do Pará, a cerca de 43 km a sudeste da cidade de Parauapebas, às proximidades da Serra do Rabo, dentro da chamada Província Mineral de Carajás. Nas circunvizinhanças da área afloram rochas do Complexo Xingu e do Grupo Grão-Pará, além de rochas graníticas com características muito semelhantes a dos corpos anorogênicos que ocorrem na região. No alvo em si, identificam-se rochas metabásicas e graníticas que são atravessadas por dois sistemas principais de falhas, um dos quais, de direção NW-SE e com características de zona de cisalhamento, divide o alvo diagonalmente em duas metades, a do norte e a do sul. Os furos de sondagem aí realizados somente interceptaram rochas fortemente deformadas na metade sul, indicando mergulho da zona de cisalhamento para SW.

As rochas metabásicas, que são predominantes, acham-se associadas a leitos de magnetitito e foram afetadas por metamorfismo regional da fácies xisto-verde a anfíbolito baixo. Os corpos graníticos possuem composição sieno-granítica e ocorrem como apófises que foram alojadas nas rochas metabásicas pós-metamorfismo regional, mas anteriormente à instalação da zona de cisalhamento.

Com Alvo Borrachudo registra-se a primeira ocorrência, na região de Carajás, de rochas ígneas com abundante magnetita, apatita e titanita derivadas de magmatismo básico, às quais se associa mineralização de sulfetos magmáticos ricos em Fe-Cu-Ni.

PRINCIPAIS VARIEDADES DE ROCHAS

A assembléia mineralógica primária das rochas metabásicas é representada por plagioclásio descalcificado, magnetita, apatita e titanita, todos recristalizados, sendo albita, anfíbolio, biotita, clorita e quartzo os minerais eminentemente metamórficos. Nessas rochas, é possível distinguir ainda porções pouco modificadas com preservação da textura subofítica reliquiar, porém predominam as variedades mais intensamente afetadas pelos processos metamórfico-deformacionais. Na porção norte do alvo, são mais comuns plagioclásio xistos com xistos máficos subordinados. Já na porção sul, como resultado da intensa deformação, grande parte das rochas mostra uma estruturação protomilonítico-milonítica e bandada, junto a outras feições estruturais representadas por dobras, ocelos e pequenas falhas isoladas. Em ambas aquelas porções, são também comuns as variedades de rochas que foram totalmente modificadas pelo hidrotermalismo.

As rochas metabásicas do Alvo Borrachudo apresentam biotita como um dos minerais mais comuns na sua composição modal. Entretanto, ela ocorre em quantidades apreciáveis e, em ordem crescente de abundância, nos plagioclásio xistos, xistos máficos e rochas tectonicamente bandadas. Essa mica é interpretada como resultante dos processos metamórfico-hidrotermais, a qual se formou pela ação de fluidos ricos em potássio que circularam pela área Borrachudo durante o metamorfismo

regional e em seguida à instalação da zona de cisalhamento.

Os leitos de magnetitito, que ocorrem associados às rochas básicas, mostram aspecto predominantemente maciço, mas, via de regra, exibem concentrações de apatita e magnetita levemente laminadas. A formação das diferentes variedades metabásicas e dos magnetititos do Alvo Borrachudo é sugerida a partir da diferenciação de um magma basáltico que produziu rochas com diferentes proporções de plagioclásio e fases máficas. Ocasionalmente, a segregação seletiva das fases máficas originou rochas com pouco ou sem plagioclásio vindo a constituir, ao se metamorfisarem, os xistos máficos. Com o aumento do grau de diferenciação, houve acumulação de magnetita e apatita por afundamento gravimétrico, formando-se, então, os magnetititos e apatita-magnetititos.

ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL Em pelo menos dois momentos distintos as rochas do Alvo Borrachudo foram afetadas por processos hidrotermais que estiveram, inicialmente, ligados ao alojamento e resfriamento dos corpos graníticos e, mais tarde, à zona de cisalhamento. A alteração hidrotermal se caracteriza pela substituição parcial de assembléias minerais pré-existentes, destacando-se potassificação, silicificação, carbonatação, argilização e epidotização, bem como pela formação de vênulas e bolsões. As fases produzidas durante o evento granítico foram K-feldspato, sericita e turmalina, e durante o evento do cisalhamento foram calcita, epidoto, clorita, biotita, argilominerais, titanita, actinolita, escapolita, apatita, pirita e calcopirita. Já albita, quartzo, magnetita e hematita podem ter se precipitado no curso da evolução de ambos os sistemas hidrotermais. Com relação às transformações químicas, houve, de modo geral, perdas relativas de Ca e aporte de voláteis (H_2O , CO_2), Na e K.

Estimativas da temperatura reinante durante o evento hidrotermal ligado à instalação da zona de cisalhamento foram apoiadas no

geotermômetro da clorita (CATHELINÉAU, 1988), obtendo-se valores no intervalo de 285°C e 330°C, com média em torno de 305°C.

MINERALIZAÇÃO DE SULFETOS Nas rochas metabásicas distingue-se uma mineralização primária de sulfetos representada pela associação calcopirita + pirita + millerita + vaesita + (pentlandita) + (pirrotita), listados em ordem decrescente de abundância. As bandas de sulfetos, em geral maciças, ocorrem principalmente junto aos leitos de magnetitito, enquanto a forma disseminada é mais comum nos xistos máficos. Tanto a magnetita como os sulfetos mostram evidências de que foram afetados pelo evento metamórfico de baixo grau. Distingue-se, também, uma mineralização secundária que resultou da remobilização hidrotermal, identificando-se dois modos de ocorrência: 1) sulfetos de Cu e Fe com Ni subordinado, presentes como disseminações em rochas básicas e mais raramente nas rochas graníticas; e 2) vênulas e bolsões com calcopirita e pirita em ambos os tipos de rocha.

GEOQUÍMICA Os dados de elementos maiores referentes às rochas metabásicas pouco modificadas pelos processos metamórfico-hidrotermais e deformacionais, as quais guardam muitas das feições texturais ígneas primárias, são compatíveis com a composição basáltica e comparáveis aos de várias outras áreas onde se registram metamorfismo e alteração hidrotermal de basaltos.

Com relação aos elementos terras raras, o padrão de distribuição é marcado por uma suave a moderada inclinação, que reflete o maior enriquecimento nos ETRL, observada em todas as variedades metabásicas que podem ser discriminadas entre si pela presença ou ausência de anomalias negativas de európio. A somatória total dos ETR é compatível com as encontradas na literatura para basaltos toleíticos, bem como para complexos intrusivos diferenciados. No entanto, as razões $(La/Lu)_n$ e $(Eu/Sm)_n$ se enquadram melhor neste último tipo de

ambiente. O padrão de distribuição dos ETR do Alvo Borrachudo é similar ao das rochas básicas do Grupo Grão-Pará e diques de quartzo-diorito que cortam essas rochas, sendo delas diferenciado pelo maior enriquecimento em ETRL e anomalias negativas de Eu de menor amplitude. Se a comparação é estendida a outras rochas básicas arqueanas da Província Mineral de Carajás, como os grupos Igarapé Salobo, Igarapé Bahia e metagabros do Prospecto Águas Claras, constata-se novamente que as rochas do alvo em estudo são também mais enriquecidas em ETRL, porém mais empobrecidos nos ETRP.

Os estudo dos elementos traços revelou uma intercalação de faixas ricas em Cu, Ni e Co, sempre associadas às rochas com os mais altos valores de Fe (xistos máficos e magnetitos), com faixas pobres em Ni, Co, e, às vezes, também em Cu (plagioclásio xistos e rochas tectonicamente bandadas). O Cr revelou um comportamento antipático com estes elementos em ambas as faixas. Comparando-se os teores desses elementos entre as rochas do Alvo Borrachudo e os metabasaltos e quartzo-dioritos do Grupo Grão-Pará, percebe-se que as primeiras são mais enriquecidas em Cu, Ni e Co e menos enriquecidas em Cr. Semelhante constatação resulta do confronto com dados para os anfibolitos do Grupo Igarapé Salobo, metagabro Águas Claras e metabasaltos do Grupo Igarapé Bahia, se bem que as poucas análises disponíveis possam comprometer essa comparação. Análises para Pt e Pd também foram realizadas e, mesmo revelando teores baixos e ocasionalmente anômalos, são superiores à abundância média encontrada para rochas basálticas.

CONCLUSÕES Embora a composição original das rochas metabásicas do Alvo Borrachudo tenha sido modificada por diversos processos, evidências geoquímicas e mineralógicas indicam a natureza basáltica do magma original, que era enriquecido em Fe, P, S e Ti. Ademais, apesar de as rochas do Alvo Borrachudo mostrarem semelhanças com as metabásicas do Grupo Grão-Pará, as diferenças são mais expressivas e sugerem tratar-se de um corpo ígneo diferenciado e independente que se alojou na área de exposição desta unidade. Provavelmente, ele é de idade arqueana e foi formado após a deposição do Grupo Grão-Pará [2,76 Ga (Wirth et al., 1986)] e antes ou contemporaneamente à colocação de diques e *sill* gabróicos do Prospecto Águas Claras [2,6 Ga (R. Dall'Agnol, com. verbal)].

A presença de leitos de magnetito associados a bandas maciças de sulfetos de Fe, Cu e Ni levam à interpretação de que ambos são também de origem magmática, tendo sido gerados por processos de diferenciação envolvendo cristalização fracionada e imiscibilidade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CATHELINEAU, M. 1988. Cation occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23:471-485
- WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; OLSZEWSKI Jr., W.J. 1986. U-Pb ages of zircons from the Grão-Pará Group and Serra dos Carajás granite, Pará, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* 16(2):201-211.

ANOMALIAS DE Ce NAS CROSTAS LATERÍTICAS FERRUGINOSAS DE SEIS LAGOS (AMAZONAS)

Sandra Lia de Almeida Corrêa (1), Marcondes Lima da Costa (2)
 (1) Depto. de Química/CCEN/UFPa e CPGG/CG/UFPa, Belém-PA
 (2) Depto. de Geoquímica e Petrologia/CG/UFPa, Belém-PA
 Tel. (091) 211 1428 Fax: (091) 211 1609
 E.mail: mlc@marajó.ufpa.br

INTRODUÇÃO Dentre os ETR, o Ce tem sido investigado com maior interesse, pois pode ocorrer como Ce^{3+} , como a maioria dos lantanídeos, ou como Ce^{4+} em condições oxidantes. Em ambiente oxidante o Ce é o único ETR que atinge o estado de oxidação +4. Devido ao elevado potencial ($E^0 = +1,28$ V), este precipita-se como óxido (CeO_2) em ambiente com elevado poder oxidante.

Em lateritos, ambiente de alto poder de oxidação, o óxido CeO_2 ocorre como cerianita (Van Wambeke, 1977; Braun et al., 1990; Lottermoser, 1990), por vezes junto a minerais de manganês, ricos em ETR (Formoso et al., 1989), quando se observa intensas anomalias positivas de Ce. As anomalias de Ce encontradas em lateritos, tem sido atribuídas, principalmente, aos minerais do grupo da crandalita e, raramente, à cerianita (Mariano, 1989; Braun et al., 1990). A dificuldade de identificação da cerianita deve-se ao pequeno tamanho de seus cristais, geralmente dispersos por oxi-hidróxidos de Fe e Mn, ou por encontrar-se em baixa concentração. Em crostas lateríticas ferruginosas de Seis Lagos (São Gabriel da Cachoeira-AM), foram encontradas concentrações elevadas de Ce, que quando normalizadas apresentam-se com intensa anomalia positiva. Essas crostas também são ricas em oxi-hidróxidos de Mn, e que mostram correlação positiva com os ETR, principalmente o Ce. Este trabalho descreve o comportamento geoquímico do Ce e sua relação com cerianita e os oxi-hidróxidos de Mn em

crostas lateríticas ferruginosas. Os resultados preliminares foram apresentados no V Congresso Brasileiro de Geoquímica, que ocorreu em outubro/95 no Rio de Janeiro.

METODOLOGIA Foram utilizadas neste trabalho 14 amostras de crostas lateríticas ferruginosas superficiais e 8 amostras situadas ao longo de um perfil laterítico, constituindo apenas a crosta laterítica ferruginosa, com 90 m de profundidade, provenientes de Seis Lagos. Tanto os óxidos de Mn como a cerianita, foram identificados na maioria das amostras através de tratamento da amostra pulverizada com HCL a quente, para remoção dos oxi-hidróxidos de Fe. O resíduo assim obtido foi analisado por DRX. Esses minerais também foram identificados por essa técnica em amostras não tratadas. Os ETR (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb e Lu) foram determinados por espectrometria de plasma-ICP, nos laboratórios da GEOSOL em Belo Horizonte (MG).

RESULTADOS Os principais minerais de ETR identificados nas crostas de Seis Lagos são a florencita, os oxi-hidróxidos de Mn e cerianita. Nas crostas superficiais os minerais de ETR mais abundantes são os oxi-hidróxidos de Mn, enquanto naquela do perfil da crosta é a cerianita.

Os dados da tabela 1 (crosta do perfil laterítico) mostram teores muito elevados de Ce (1972 a 22613 ppm) em relação aos demais ETR, inclusive o La. Na maioria dessas amostras (01/15 m, 01/25 m, 01/35 m e 01/40

m) ocorre cerianita e, subordinadamente, a romanechita. Nas crostas superficiais, os teores de Ce (172 a 6769 ppm) são ainda elevados (Tabela 2), porém inferiores aos anteriores (Tabela 1). Também verifica-se, que teores de La já são mais elevados. Os minerais de ETR mais abundantes nessas crostas são os oxihidróxidos de Mn.

As curvas dos ETR normalizadas aos condritos (Figura 1) foram agrupadas da seguinte maneira: as curvas agrupadas em "a", "b" e "c", representam as amostras das crostas superficiais e, as agrupadas em "d" são aquelas que correspondem as amostras da crosta do perfil laterítico. Os grupos se distinguem também através da mineralogia (DRX): amostras do grupo "a" são aquelas que na sua maioria contém fosfatos do grupo da crandalita e minerais de Ti; as amostras do grupo "b" também contém minerais de Ti, além de oxihidróxidos de Mn e cerianita; as do grupo "c" também são constituídas de minerais de Ti e oxihidróxidos de Mn, além de pirocloro, e as do grupo "d" são aquelas que na sua maioria contém cerianita, além dos minerais de Ti e romanechita. Os minerais de Ti que estão presentes nos quatro grupos não se correlacionam positivamente com os ETR. As curvas das crostas superficiais mostram comportamento diferenciado: as agrupadas em "a", são fortemente deplecionadas em ETRP, apresentam-se sem anomalias e os minerais de ETR presentes são os fosfatos do grupo da crandalita (florencita); as agrupadas em "b" apresentam fortes anomalias positivas de Ce e os minerais de ETR são os oxihidróxidos de Mn, romanechita e hollandita, e a cerianita; e as agrupadas em "c", com anomalias positivas de Sm, os minerais de ETR que ocorrem são apenas os oxihidróxidos de Mn. Já as

curvas em "d", relativas às crostas do perfil laterítico, apresentam com exceção de duas amostras, somente anomalias positivas de Ce, e os minerais portadores de ETR são cerianita e romanechita.

CONCLUSÕES O estudo geoquímico-mineralógico do Ce nas crostas de Seis Lagos, mostrou que os principais responsáveis pelas anomalias positivas de Ce são a cerianita e a romanechita. As anomalias de Ce nos lateritos de Mt. Weld (Lottermoser, 1990), de Akongo e Goyoum (Braun et al., 1990) e nos depósitos de ETR de Karonge (Van Wambeke, 1977), são atribuídas à cerianita. A cerianita foi formada nas crostas de Seis Lagos por processos de intemperismo, sendo encontrada com certa frequência em perfis de alteração, a partir de rochas relacionadas a complexos carbonatíticos.

AGRADECIMENTOS Este trabalho teve apoio financeiro do projeto APOIO INSTITUCIONAL A PESQUISA DO CENTRO DE GEOCIÊNCIAS DA UFGA (Convênio 65.92.0025.00 PADCT/FINEP/FADESP) Sub-projeto 4-Evolução Geoquímica Supergênica durante o Cenozóico da Amazônia Oriental.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BRAUN, J.J. et al., 1990. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54:781-795.
- FORMOSO, M.L. et al., 1989. *Geoq. dos ETR no Brasil*. p.109-120.
- LOTTERMOSER, B.G. 1990. *Lithos*, 24:151-167.
- MARIANO, A. 1989. *Carbonatites: genesis and Evolution*. p. 149-176.
- Van WAMBEKE, L. 1977. *Mineral. Deposita*, 12:373-380.

Tabela 1 - Concentrações dos ETR (ppm) em amostras da crosta do perfil laterítico

| AMOSTRA PROF. (M) | La | Ce | Nd | Sm | Eu | Gd | Dy | Ho | Er | Yb | Lu |
|----------------------|-------|-------|-----|------|------|------|------|------|------|------|-----|
| 01/15 | 573,4 | 1972 | 237 | 38,0 | 10,5 | 29,6 | 20,9 | 3,7 | 7,9 | 4,6 | 0,8 |
| 01/20 | 379,0 | 1498 | 133 | 24,2 | 5,9 | 23,2 | 21,1 | 3,8 | 8,4 | 4,7 | 0,8 |
| 01/25 | 252,8 | 22613 | 277 | 70,2 | 22,0 | 75,2 | 61,5 | 10,2 | 20,1 | 9,9 | 1,4 |
| 01/35 | 200,6 | 3365 | 353 | 79,2 | 22,4 | 76,0 | 59,9 | 10,9 | 24,3 | 11,9 | 1,4 |
| 01/40 | 57,7 | 17879 | 119 | 46,3 | 13,9 | 61,6 | 47,6 | 9,6 | 19,2 | 11,5 | 1,6 |
| 01/55 | 456,1 | 4778 | 334 | 53,0 | 12,1 | 60,5 | 56,9 | 10,5 | 24,4 | 15,7 | 2,0 |
| 01/85 | 30,2 | 3099 | 37 | 12,2 | 3,7 | 16,8 | 16,0 | 2,9 | 6,9 | 4,6 | 0,7 |
| 01/90 | 195,7 | 2185 | 134 | 22,3 | 5,7 | 22,9 | 24,3 | 4,7 | 11,7 | 10,2 | 1,2 |

Tabela 2 - Concentrações dos ETR (ppm) em amostras das crostas superficiais

| AMOSTRA | La | Ce | Nd | Sm | Eu | Gd | Dy | Ho | Er | Yb | Lu |
|---------|------|------|------|-----|-------|-------|-------|------|------|------|-----|
| CB-102 | 3421 | 6653 | 2960 | 411 | 60,0 | 114,2 | 39,4 | 6,9 | 14,2 | 5,0 | 0,7 |
| CB-114 | 4269 | 6769 | 2107 | 248 | 42,2 | 103,2 | 32,5 | 5,5 | 9,9 | 3,8 | 0,6 |
| MS-06 | 2656 | 4215 | 1625 | 179 | 25,3 | 53,5 | 20,6 | 3,8 | 8,5 | 3,6 | 0,6 |
| CB-24 | 1627 | 1176 | 421 | 55 | 9,1 | 18,9 | 10,3 | 1,9 | 4,6 | 2,1 | 0,4 |
| CB-85 | 182 | 413 | 180 | 46 | 14,0 | 28,9 | 15,1 | 2,8 | 6,4 | 4,6 | 0,7 |
| CB-103 | 664 | 1603 | 1036 | 237 | 47,5 | 107,4 | 47,5 | 8,6 | 18,5 | 9,5 | 1,2 |
| MS-220 | 96 | 200 | 35 | 16 | 4,7 | 11,6 | 7,1 | 1,4 | 3,9 | 3,7 | 0,6 |
| CB-60 | 118 | 210 | 132 | 42 | 8,5 | 14,9 | 5,9 | 1,1 | 2,9 | 2,6 | 0,4 |
| CB-61 | 71 | 172 | 691 | 750 | 182,4 | 288,5 | 57,2 | 9,8 | 18,6 | 9,0 | 1,2 |
| CB-88 | 1787 | 1670 | 2949 | 654 | 127,3 | 240,7 | 93,9 | 16,3 | 31,9 | 15,7 | 1,9 |
| CB-112 | 514 | 1062 | 1566 | 517 | 90,5 | 187,2 | 115,3 | 20,3 | 41,3 | 15,1 | 1,4 |

SÃO OS DEPÓSITOS CUPRÍFEROS DE CARAJÁS DO TIPO Cu-Au-U-(ETR) ?

Sérgio Roberto Bacelar Huhn
DOCEGEO - Distrito Amazônia

INTRODUÇÃO A bacia de Carajás compreende três unidades principais englobadas no Supergrupo Itacaiúnas (DOCEGEO, 1988). Uma unidade basal (Formação Parauapebas, DOCEGEO, 1988) constituída por rochas vulcânicas bi-modais datadas de 2.759 ± 2 Ma (U/Pb, MACHADO *et al.*, 1988) que hospeda os depósitos de metais base do Salobo (Cu-Au-Mo) e Pojuca (Cu-Zn); uma unidade intermediária (Formação Carajás, BEISIEGEL *et al.*, 1973), composta por formações ferríferas bandadas, que hospedam os depósitos de Ferro, e uma unidade superior, formada por rochas sedimentares, vulcano-clásticas, vulcânicas básicas e formações ferríferas subordinadas (Grupos Bahia, Azul e Rio Fresco, DOCEGEO, 1988; Sequência Salobo, LINDENMAYER, 1990). Esta unidade hospeda os depósitos de Manganês do Azul, de Au-elementos do grupo da platina de Serra Pelada e Au-Cu de Igarapé Bahia.

A bacia evoluiu sobre terrenos do tipo granito-greenstone (Supergrupo Andorinhas) e terrenos de elevado grau de metamorfismo (Complexo Xingu), de idade superior a 2.9 Ma (MACHADO *et al.*, 1988). A deformação regional está relacionada à evolução de cinturões de cisalhamento transcorrente (ARAÚJO *et al.*, 1988).

Há controvérsias quanto ao ambiente tectônico proposto para a evolução da Bacia Carajás tendo sido interpretado como um bacia do tipo *rift* continental (GIBBS *et al.*, 1986), ou como um arco magmático, gerado por fusão parcial acima de uma zona de subducção (TEIXEIRA, 1994).

PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DOS DEPÓSITOS CUPRÍFEROS DE CARAJÁS

Geologicamente, o depósito de Cu (Au-Ag-Mo) do Salobo, compreende um pacote de xistos verticalizados de composição variada, composta na base por rochas gnáissicas do embasamento, recobertas por uma seqüência metassedimentar de natureza quartzo-feldspáticas. (VIEIRA *et al.*, 1988). LINDENMAYER (1990), reporta que as rochas do Salobo foram submetidas a um metamorfismo progressivo de caráter termal, em condições de fácies piroxênio *hornfels* (750° C), seguido por dois episódios de alteração hidrotermal, em condições compatíveis com as fácies anfibolito (650° C) e xisto verde (370° C).

Segundo VIEIRA *et al.* (1988), a associação preferencial dos sulfetos (bornita, calcosita, calcopirita, molibdenita e ouro) com formações ferríferas sugere um modelo de concentração singenética para a mineralização, ligado a um ambiente vulcano-exalativo. Processos tectônicos posteriores seriam responsáveis pela geometria atual dos corpos mineralizados. LINDENMAYER (1990), propõe que parte do minério seria de natureza singenética (bornita, calcosita e calcopirita) hospedados nos níveis ricos de formação ferrífera, e uma outra porção seria de natureza epigenética (molibdenita, ouro e uraninita) com calcopirita e fluorita subordinada, relacionada a intrusão de granitos anorogênicos datados em 1880 ± 80 Ma (GIBBS *et al.*, 1986).

Um certo número de interpretações tem sido sugeridas para o depósito do Pojuca. HUTCHINSON (1979) relaciona-o a depósito do tipo Chipre. Já SAUERESSIG (1988) defende uma origem vulcano exalativa. Mais recentemente, WINTER (1994), sugeriu uma

origem epigenética pós-evento de metamorfismo regional e associada a metassomatismo Ca-Na, relacionada ao posicionamento de granitóide datado em 2.530 Ma (MACHADO *et al.*, 1991). A paragénese do minério é constituída por pirrotita, calcopirita, magnetita, molibdenita, pentlandita, pirita e níquel arsenietos.

Para o depósito de cobre-ouro de Igarapé Bahia, as primeiras interpretações sugerem uma origem vulcano-exalativa (HUTCHINSON, 1977, FERREIRA FILHO 1985, GONÇALEZ 1985). RIBEIRO (1990), sugere que as soluções hidrotermais que atingiram a área Bahia estariam relacionadas aos corpos pós-orogênicos (tipo Granito Central) que se localizam nas proximidades. Por outro lado, SACHS (1993) propõe um modelo com superposição de eventos, que contemplaria um minério estratiforme (singenético) e hidrotermal devido à intrusão de corpos graníticos na região. A mineralogia do minério é composta por calcopirita, pirita, magnetita, molibdenita, cobre nativo, uraninita e ouro.

Estudos de inclusões fluidas (LINDENMAYER & LAUX, 1994; RIBEIRO & VILLAS 1986, ZANG *et al.* 1994; Sachs, 1993; WINTER 1994) realizados nos depósitos de Salobo, Pojuca e Bahia, chegaram a resultados semelhantes, mostrando que os processos de alteração hidrotermal foram provocados por soluções salinas, ácidas, de moderada a elevada temperatura compostas por $H_2O-NaCl-CaCl_2$ (ZANG *et al.* 1994; RIBEIRO & VILLAS, 1986), que lixiviam Ca e Sr e mobilizaram Na, Si e K, são generalizadas na região (LINDENMAYER, 1990).

Em geral, são bem caracterizados dois estágios principais de alteração hidrotermal: um deles foi precoce, relacionado à albitização intensa das rochas; o outro processo foi tardio de potassificação (veios a quartzo biotita).

A grande maioria dos depósitos está associada a processos deformacionais lominantemente rúpteis, onde frequentemente a zona mineralizada é associada a zona de intensa rechação e padrão "stockwork".

CARACTERÍSTICAS DOS DEPÓSITOS DO TIPO TIPO Cu-Au-U ELEMENTOS TERRAS RARAS (ETR) A grande maioria dos tipos de mineralização no Arqueano e Proterozóico estão relacionados a fluidos reduzidos $H_2O-CO_2-CH_4$ de baixa temperatura ($<300^\circ C$). O ouro é transportado na forma de $Au(HS)_2$, que contém bastante enxofre (HUSTON & LARGE, 1992), depositando ouro em equilíbrio com pirita ou pirrotita, muito comumente associado com arsenopirita. Uma feição notável neste estilo de mineralização é a ausência de minerais de óxido de ferro e minerais de Cu, Co, U e Bi, com raríssimas exceções.

Em contraste, depósitos de ouro comumente associados com cobre e outros elementos tais como U, ETR, Bi, Co e Mo, são relacionados a fluidos de elevada temperatura ($> 300^\circ C$), altamente salinos, com baixo conteúdo de enxofre e transportado por soluções contendo principalmente $AuCl_2$ (HUSTON & LARGE, 1992). A maioria dos depósitos está associada com magnetita ou hematita (DAVIDSON & LARGE, 1994).

Estes depósitos estão posicionados em áreas cratonizadas ou em ambientes de margem continental durante o Proterozóico Médio a Inferior, e em muitos casos, há uma associação temporal e espacial com tectonismo extensional. HITZMAN *et al.* (1992) designou esta classe como **depósitos de óxidos de ferro (Cu-U-Au-ETR)**.

A suíte metálica Fe-Cu-U-Au-ETR é uma das características distintivas desta classe de depósitos. Ainda que depósitos individuais sempre contenham algum cobre, urânio e/ou elementos terras raras (particularmente elementos terras raras leves), esses elementos não estão necessariamente presentes em significantes concentrações econômicas. Flúor, bário e fósforo são também enriquecidos.

As assembléias de alterações associadas a depósitos de óxidos de ferro são evidências de um importante componente metassomático nos processos de formação de minério. A alteração

em sistemas de óxido de ferro (Cu-U-Au-ETR) em rochas ígneas parece mostrar um zoneamento bem desenvolvido com relação à profundidade. Em profundidades maiores nestes sistemas, ocorre alteração sódica, contendo albita+magnetita+actinolita ou clorita, com ausência de quartzo. Especialmente em rochas de composição intermediária pode ocorrer completa conversão para albitito.

A alteração sódica transiciona para uma zona de alteração potássica ou sericitica em profundidades menores. Aqui, quartzo ocorre como veios e intercrescimento com outros produtos de alteração. Em rochas félsicas, a assembléia é caracterizada por feldspato-sericita-biotita-quartzo.

SÃO OS DEPÓSITOS CUPRÍFEROS DE CARAJÁS DO TIPO Cu-Au-U-(ETR) ? A associação Au-Cu-U tem sido caracterizada e descrita nos depósitos de Salobo e Igarapé Bahia na região de Carajás. Datação geocronológica preliminar em uraninita, no minério aurífero de Igarapé Bahia tem revelado idade de 2,7 Ga (Pb/Pb; MOUGEOT, 1996), que atesta que esta mineralização é de idade arqueana. Por outro lado, a presença de veios e vênulas constituídas principalmente por magnetita-calcopirita em diversos depósitos e ocorrências de cobre e ouro na região de Carajás (BIAGINI, 1990), indicam que as zonas mineralizadas são acompanhadas por óxidos de ferro. Minerais de F, U, W e B são freqüentemente encontrados.

Os processos de alteração hidrotermal mais freqüentes são albitização (precoce) e potassificação (tardia), podendo ser classificadas, respectivamente, como propilitica e potássica utilizando a nomenclatura aplicada a depósitos pórfiros (BIAGINI, 1990; WINTER, 1994).

A natureza dos fluidos até o momento identificados são de alta salinidade (> 20%/NaCl), alta temperatura (>350° C) e de composição clorídrica. Na zona de minério, a presença de magnetita e a ausência da pirita,

parece indicar que estes fluidos são pertencentes a sistemas hidrotermais do tipo cobre-ouro (HUSTON & LARGE, 1994).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFIAS

- ARAUJO, O.; MAIA, R.; JOAO, X. J. S.; COSTA, J. B. S. 1988. A megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. In: Congresso Latino Americano de Geologia, 7. Belém. *Anais...* Belém. v. 1, p. 324-333.
- BIAGINI, D. 1990. Considerações sobre algumas feições metalogenéticas de Carajás. Belém: DOCEGEO. Distrito Amazônia. 45 p. (Relatório Interno).
- BEISIEGEL, V. R.; BERNARDELLI, A. L.; DRUMMOND, N. F.; RUFF, A.W; TREMAINE, J. W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geoc.* v.3, p. 215-242.
- DAVIDSON, G. J. ; LARGE, R. R. 1994. Gold metallogeny and the copper-gold association of the Australian Proterozoic. *Mineralium Deposita.* v. 29, p. 208-223.
- DOCEGEO. Distrito Amazônia. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás-Litoestratigrafia e principais depósitos minerais. In: Cong. Bras. Geol., 35. Belém. *Anexo aos Anais ...* Belém: SBG, p. 11-56
- FERREIRA FILHO, C. 1985. Geologia e mineralizações sulfetadas do prospecto Bahia, Província Mineral de Carajás. Brasília: UNB, 112 p. (Dissertação de Mestrado)
- GIBBS, A. K.; WIRTH, K. R.; HIRATA, W. K.; OLSZEWSKI, W. 1986. Age and composition of the Grao Para Group volcanics, Serra dos Carajás area, northern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, v.16, p.201-211
- GONÇALEZ, R. 1985. Probable contribution Pyroclastique Dans Le Gisement de Cuivre-Área Bahia-Region de Carajás-Brésil. Nancy: Ecole National Supérieure de Géologie Apliquée et de Prospection

- Minère. 13 p. (Rapport de fin de cycle C.E.S.V.)
- HITZMAN, W. M.; ORESKES, N.; EINAUDI, M. T. 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE). *Precambrian Research*. v. 58, p.241-287
- HUSTON, D. L.; LARGE, R. R., 1989. A chemical model for the concentration of gold in volcanogenic massive sulfide deposits. *Ore Geology Reviews*. v.4, p. 171-200.
- LINDENMAYER, Z. C. 1990. Salobo sequence, Carajás, Brazil: geology, geochemistry and metamorphism. Ontario: University of Western Ontario, 406 p. (Tese de Doutorado)
- LINDENMAYER, Z. C. ; LAUX, J. H. 1994. O Papel da alteração hidrotermal nas rochas da bacia de Carajás.. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 4. Belém. *Boletim de Resumos Expandidos...* Belém: SBG, p. 328-330.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, D. H.; LINDENMAYER, Z. G. 1988. Geocronologia U-Pb da Província Metalogénica da Carajás, Pará: Resultados Preliminares. In: Congresso Latino-Americano de Geologia, 7. Belém. *Anais...* Belém: SBG. p. 339-347
- MOUGEOT, R. 1996. Breve comentário sobre datações geocronológicas na região de Carajás (Comunicação verbal)
- RIBEIRO, A. M. R. 1986. Estudo geoquímico do sistema hidrotermal relacionado à mineralização cuprífera da área Bahia, Serra dos Carajás-Pará. Belém: UFPA. Centro de Geociências. 134 p. (Dissertação de mestrado)
- SACHS, L. L. B. 1993. O magmatismo associado ao depósito cupro-aurífero do Igarapé Bahia, Carajás. Pa., Brasil. Campinas: UNICAMP. 142 p. (Dissertação de mestrado)
- SAUERESSIG, R. 1988. Depósito de cobre e zinco do corpo quatro, Pojuca. In: Cong. Bras. Geol., 35. Belém. *Anexo...* Belém: SBG. p. 115-119
- TEIXEIRA, J. B. 1994. Geochemistry, petrology and tectonic setting of archean basaltic and dioritic rocks from the N4 iron deposit. The Pennsylvania State University, USA. 175 p. (Tese de Doutorado)
- VIEIRA, E. A. P.; SAUERESSIG, R.; SIQUEIRA, J. B.; SILVA, E. R. P.; REGO, J. L.; CASTRO, F. F. C. 1988. Caracterização geológica da jazida polimetálica do Salobo 3A-reavaliação. In: Cong. Bras. Geol., 35. Belém. *Anexo aos Anais ...* Belém: SBG. p. 97-114.
- ZANG, W.; FYFE, W. S.; LINDENMAYER, Z. G. 1994. Saline fluid inclusions related to the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Chem. Geol.* (No prelo)

CONTROLE DA DISTRIBUIÇÃO DAS CONCENTRAÇÕES MANGANESÍFERAS NA SERRA DO SERENO - PA

Eduardo Angelim de Pontes Vieira - Rio Doce Geologia e Mineração S.A.

Edgar Hans Brauer - Rio Doce Geologia e Mineração S.A.

INTRODUÇÃO As ocorrências de manganês na Serra do Sereno, descobertas em 1966 pela CODIM, foram pesquisadas parcialmente pela CMM/CVRD em 1972 e Rio Doce Geologia e Mineração em 1990. Em 1995, foi realizado um extenso programa de reconhecimento geológico e de exploração, através de poços, que permitiu a comprovação e avaliação de algumas destas ocorrências, bem como a identificação de novas concentrações manganesíferas. Estas concentrações são de caráter superficial detrítico, sendo produto de enriquecimento supergênico e posterior degradação físico-química, e subsuperficial, originadas do protominério metapelítico manganesífero.

GEOLOGIA LOCAL As rochas da Serra do Sereno foram inicialmente divididas em Sequência Inferior (xistos) e Sequência Superior (quartzitos e siltitos), sendo que as mineralizações de óxidos de manganês estariam associadas a esta última (CMM, 1973).

Os metassedimentos formam um empilhamento constituído por quartzitos xistificados, micáceos, intercalados à sericita xistos e xistos grafitosos. Em direção ao topo, caracterizam-se por metarenitos médios à grossos e metapelitos laminados, micáceos, associados a pelitos e pelitos manganesíferos. Estes metassedimentos arqueanos do Domínio Sedimentar (Grupo Rio Fresco) estão regionalmente posicionados no topo do Domínio Vulcano-Sedimentar do Supergrupo Itacaiúnas e sobrepostos ao Complexo Xingu (Fig. 1). A direção geral do acamamento desta sequência é W-E, com mergulhos variando de

30° a 55° N-NW ou S-SE. Também ocorrem zonas brechadas de direção predominantemente NE-SW.

CONCENTRAÇÕES

MANGANESÍFERAS A partir do mapeamento dos poços de exploração, foi possível identificar a ocorrência de concentrações manganesíferas superficiais e subsuperficiais com teor médio de 35.00% de Mn.

Próximo à ou na superfície, a concentração de manganês ocorre predominantemente como produto de intemperismo de rochas com concentração pretérita elevada de óxidos de manganês (quartzitos, metapelitos manganesíferos e zonas brechadas), gerando enriquecimentos secundários, supergênicos.

Processos de degradação físico-química, atuantes durante a evolução do modelado, geraram materiais detríticos na forma de blocos e fragmentos de dimensões e características variadas. Este conjunto de blocos e fragmentos enriquecidos em óxidos de manganês, associados ou não com metassedimentos, nódulos lateríticos ferruginosos e fragmentos de veios de quartzo, foi denominado de Zona Detrítica. Esta zona pode ser de caráter eluvionar ou coluvionar

Estruturalmente e texturalmente, os blocos da zona detrítica são caracterizados em:

- blocos maciços, densos, de brilho metálico a opaco, pouco silicosos ou com pontuações de quartzo;
- blocos tabulares ou estruturados, maciços a porosos e com cavidades, dependendo da posição no perfil de intemperismo. Variam de pouco densos a pulverulentos e preservam

relictos de estratificação ou bandamento prévio;

- blocos de textura brechóide, com bandas descontínuas e fragmentadas de quartzo, intensamente cisalhado e micro-fraturado, fino, friável, quebradiço e com intensa percolação de material manganífero ao longo das fraturas e desenvolvimento de bandas centimétricas de enriquecimento em óxidos de manganês maciço.

Blocos de laterita ferruginosa pseudopisolítica e com óxidos de manganês subordinados ocorrem localmente sobrepostos a metassedimentos areno-argilosos laminados. A presença de uma canga manganífera formada por blocos e fragmentos ricos em óxidos de manganês de textura porosa e fragmentos de metapelito foi observada em platôs.

Na subsuperfície, o enriquecimento em óxidos de manganês é observado em quartzitos manganíferos bandados, metapelitos manganíferos, níveis brechados ricos em quartzo e em níveis decimétricos individualizados nos metapelitos.

MODO DE OCORRÊNCIA Os mapeamentos dos poços exploratórios, escavados nas diversas ocorrências ao longo da Serra do Sereno, mostram perfis de intemperismo constituídos de zonas detríticas manganíferas formadas por blocos e fragmentos enriquecidos em óxidos de manganês, brechas manganíferas e subordinadamente pisólitos manganíferos, de natureza supergênica, sobrepostos tanto a metassedimentos areno-argilosos, mosqueados, sem nenhuma evidência de protominério, como a pelitos manganíferos, intercalados com metassedimentos laminados argilosos e arenosos, os quais podem apresentar alguma xistosidade (Fig. 2).

Particularmente, em algumas ocorrências, a concentração de manganês no perfil de intemperismo, inicia-se diretamente nos metapelitos manganíferos, não possuindo a zona detrítica.

Áreas com concentração de blocos manganíferos "*in situ*" de dimensões métricas, ocorrem na superfície ou no perfil de intemperismo, até 4 metros de profundidade. Normalmente, a maior concentração destes blocos se dá nas porções mais elevadas do relevo, onde se verifica a presença restrita de matriz areno-argilosa. Nas encostas adjacentes a estes níveis, a relação volumétrica da matriz areno-argilosa e blocos, que atingem dimensões decimétricas, é diretamente proporcional. Porém, esta relação é inversa na medida em que a zona detrítica se distancia do topo do relevo e alcança porções mais inferiores da encosta, onde predomina a matriz. Nestas porções mais distais há uma maior concentração de fragmentos em relação aos blocos. Estes fragmentos, que ainda preservam uma estrutura relicta (placóide), podem se apresentar na forma de plaquetas irregulares a angulares. Os fragmentos contêm óxidos de manganês na forma maciça, densa, e variando de aspecto metálico a opaco. Ocorrem ainda fragmentos de metapelito e de quartzo esbranquiado.

É comum os fragmentos apresentarem uma cobertura alumino-ferruginosa, delgada e lustrosa, tornando a superfície mais arredondada. Muito raramente, ocorrem pseudopisólitos de até 1 cm com núcleo de óxido de manganês e superfície alumino-ferruginosa.

Localmente, ocorre no metarenito um enriquecimento em óxidos de manganês duro e maciço ao longo do bandamento e nas fraturas, bem como através de percolações, gerando impregnações e concentrações pontuais.

Os metapelitos manganíferos apresentam finas intercalações de material manganífero e também níveis decimétricos de óxidos de manganês maciços, duros e densos, por vezes desenvolvendo uma textura botrioidal na superfície. Estes níveis também podem ser observados como intercalações em metapelitos estéreis em manganês.

Em áreas onde as evidências tectônicas refletem um caráter rúptil significativo, observam-se níveis brechados, de extensão

lateral restrita, constituídos de fragmentos de quartzo e ou quartzito, cimentados por óxidos de manganês

CONCLUSÕES Na Serra do Sereno, foram indentificados três fatores que controlam a distribuição das concentrações manganésíferas: morfológico, litológico e estrutural.

O controle morfológico, relacionado a uma concentração de caráter residual ou deposicional, estabelece uma variação na relação "dimensão dos detritos x volume de matriz areno-argilosa". Esta relação é inversamente proporcional. No topo dos morros, ocorrem blocos métricos e maciços de óxidos de manganês e pouca matriz, enquanto nas porções mais inferiores da encosta, predomina a matriz areno-argilosa, que contém blocos decimétricos e fragmentos de óxidos de manganês. Este fator controla a distribuição ao longo da superfície e a espessura da zona detrítica. A zona detrítica, por sua vez, representa o volume mais expressivo de minério da área, sendo do tipo granular.

O controle litológico se deve ao enriquecimento supergênico de um protominério metapelítico manganésífero. Este porém não foi pesquisado em maior profundidade e apresenta um bom potencial para minério do tipo fino.

O controle estrutural, verificado na forma de brecha manganésífera quartzosa, é exercido por zonas de cisalhamento ou falhas localizadas e pouco extensas. Associado a esta estruturação, admite-se a ocorrência de um aporte significativo de material manganésífero, possivelmente originado de atividades hidrotermais

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

COMPANHIA MERIDIONAL DE MINERAÇÃO S. A , 1973. Relatório Final dos Trabalhos de Pesquisa nas Serras do Sereno e Paredão. Rio de Janeiro, 67 p. (Relatório Interno Rio Doce Geologia e Mineração S.A.)

OCORRÊNCIA DE MINERAL DO GRUPO DA PIROAURITA NO COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO DO VERMELHO (SERRA DOS CARAJÁS-PA)

Maria Luiza Melchert de Carvalho e Silva#

Sonia Maria Barros de Oliveira*#

Miguel Elias Calcina Benique*

*Instituto de Geociências-USP

#NUPEGEL-USP

INTRODUÇÃO Têm sido citados na literatura diversas ocorrências de hidroxicarbonatos da espécie pyroaurita-sjögrenita - fórmula geral $Mg^{2+}_6Fe^{3+}_2(OH)_{16}.CO_3.4H_2O$ - principalmente associados a rochas máficas e ultramáficas serpentinizadas em diferentes graus. São produtos de alteração hidrotermal ou intempérica de serpentinitos, dunitos e peridotitos. Ocorrem, por exemplo, no Japão (Ito & Suzuki 1979), Austrália (Donaldson 1981), Costa do Marfim (Noack & Nahon 1982), Escócia (Wilson et al. 1976), Oman (Taylor et al. 1991), China (Jiexiang et al. 1989).

Os hidroxicarbonatos dessa espécie são constituídos por camadas tipo brucita, carregadas positivamente $[Mg_6Fe_2(OH)_{16}]^{2+}$, alternadas com camadas desordenadas carregadas negativamente $[CO_3.4H_2O]^{2-}$. O modo de empilhamento gera os dois politipos, piroaurita e sjögrenita considerados, respectivamente, formas de mais baixa e mais alta temperatura (Allmann 1968).

Neste trabalho, apresentamos, pela primeira vez, a descrição desse tipo de minerais no Brasil, sua caracterização mineralógica e cristalográfica e as possíveis implicações genéticas de sua presença.

CONTEXTO GEOLÓGICO A região da Província Mineral da Serra dos

Carajás é constituída por rochas do Complexo Xingu (embasamento), do Supergrupo Andorinhas (seqüências vulcano sedimentares do tipo greenstone belts), do Supergrupo Itacaiúnas (seqüências vulcano sedimentares) e do Grupo Rio Fresco (seqüência sedimentar clástica, transgressiva), além de intrusões graníticas e corpos máficos-ultramáficos. Esses corpos, situados na parte centro-leste da província mineral, estão alinhados principalmente na direção NE-SW, perpendicular à direção da falha de Carajás. São petrograficamente distintos, podendo apresentar-se deformados ou não (Docegeo 1988).

No Vermelho, o complexo máfico-ultramáfico é constituído por dois corpos de configurações litológicas semelhantes, com três unidades distribuídas de maneira concêntrica. Do centro para a borda, ocorrem serpentinitos formados por alteração de dunitos e peridotitos, seguidos por piroxenitos e gabros. A laterização que afetou esses corpos levou à formação de um perfil de alteração enriquecido em Ni, que constitui a jazida de níquel do Vermelho (Bernardelli et al. 1983).

MATERIAIS Neste trabalho, foram estudadas amostras de serpentinitos provenientes de 4 furos de sondagem efetuados na fase de pesquisa mineral

do depósito. As amostras de rocha total foram submetidas a estudos petrográficos em seções delgadas, análises químicas pontuais por microsonda eletrônica, observação de fragmentos em microscópio eletrônico de varredura, difratometria de raios X e ATD. Material proveniente de veios esbranquiçados que cortam os serpentinitos constituídos principalmente por hidroxicarbonatos, que cortam os serpentinitos, foram separados para estudos cristalográficos de detalhe e espectroscopia do infravermelho com transformada de Fourier.

OS HIDROXICARBONATOS DO VERMELHO

Ocorrência e características ópticas A piroaurita ocorre em serpentinitos de granulação fina, coloração cinza escura a preta, constituídos por diversas gerações de serpentina, magnetita, cromita, e eventualmente, flogopita, vermiculita e clorita. Está presente apenas em amostras não afetadas pelo intemperismo. Possui aspecto fibroso e ocorre em veios milimétricos a submilimétricos cortando a rocha, sendo posterior ou concomitante à última geração de serpentina (Fig.1). Apresenta pleocroísmo fraco, de incolor a castanho, e cores de interferência do fim da primeira ordem/início da segunda. O aspecto fortemente fibroso dos veios e, especialmente, a forma dos cristais em pequenos bastonetes têm sido raramente citados na literatura. Além disso, não foram encontradas evidências de intercrescimento de piroaurita e serpentina, comumente citadas para esse tipo de mineral.

Difração de raios X O hidroxicarbonato foi identificado pelo difratograma de raios X da Fig.2 como piroaurita, com os picos basais a $7,84\text{\AA}$ (003) e $3,91\text{\AA}$ (006), bem mais intensos que os demais, sugerindo orientação preferencial perpendicular ao eixo c. O afinamento do difratograma pelo método de Rietveld (programa XND, Bérard 1990)

confirmou a identificação do material analisado como majoritariamente piroaurita e determinou os seguintes parâmetros cristalográficos: $a = 3,103(2)\text{\AA}$ e $c = 23,40(2)\text{\AA}$.

A presença da piroaurita foi detectada em todas as amostras de rocha fresca, porém seus picos característicos desaparecem com o início da alteração intempérica.

Espectroscopia do Infravermelho com Transformada de Fourier O espectro obtido é semelhante aos obtidos para outros minerais do grupo da piroaurita (Taylor et al. 1991; Ito & Suzuki 1979) mostrando uma intensa banda a 3480 cm^{-1} correspondente à vibração de estiramento OH e outra a 1650 cm^{-1} , correspondente à vibração HOH no plano. A 1368 cm^{-1} , uma banda intensa mostra a presença de CO_3^{2-} . Na região das baixas frequências, devido a presença da serpentina, não foi possível uma melhor atribuição das bandas observadas. Nesse espectro não existem bandas que poderiam indicar a presença de outros ânions, substituindo o CO_3^{2-} , na camada interfoliar.

Análise Térmica Diferencial A curva de ATD obtida para o mineral estudado mostra dois picos endotérmicos, a 215° C e a 410° C , sendo o primeiro correspondente à perda de água molecular da camada interfoliar e o segundo, à perda de CO_2 e OH. Curvas semelhantes foram obtidas para piroauritas naturais (Rouxhet & Taylor 1969) e de síntese (Hansen & Taylor 1990).

Composição química Na tabela 1 são apresentados os resultados das análises obtidas por microsonda eletrônica, mostrando ser o mineral constituído essencialmente por Mg e Fe (proporção molar aproximada 3:1), podendo conter traços de níquel. Essas análises pontuais são, diferentemente da maior parte das análises apresentadas na literatura, desprovidas de sílica, correspondendo portanto ao mineral puro e não a misturas com serpentinas.

CONSIDERAÇÕES FINAIS Normalmente, os serpentinitos citados na literatura como

contendo minerais da espécie piroaurita-sjögrenita com ou sem Ni são também ricos em brucita, à qual os hidroxicarbonatos encontram-se associados. A transformação brucita-piroaurita por aporte de CO₂, ainda numa fase hidrotermal (Noack & Nahon 1982; Donaldson 1981) ou, posteriormente, devido à alteração intempérica (Taylor et al. 1991), tem sido a explicação mais usual para sua formação. No caso do Vermelho, a presença de brucita não foi detectada em nenhuma das amostras estudadas, seja por petrografia, seja por difração de raios X. A ocorrência de piroaurita restrita às amostras de rocha fresca e desaparecendo tão logo os primeiros sinais de intemperismo das rochas são notados, indica que o intemperismo não é responsável pela sua formação. Essa deve-se, portanto, provavelmente, à alteração hidrotermal.

A ausência de brucita sugere a formação da piroaurita diretamente a partir de um fluido rico em H₂O com pequenas quantidades de CO₂. Como a piroaurita é posterior ou concomitante à última geração de serpentinas, teria havido uma modificação na composição do fluido hidrotermal causador da serpentinização dos dunitos do Vermelho, devido a um aporte de CO₂, nas fases tardias do processo.

AGRADECIMENTOS Os autores agradecem a Cia Vale do Rio Doce S/A e a Rio Doce Geologia e Mineração Ltda. - DOCEGEO, pelo apoio para os trabalhos de campo e ao pesquisador Etienne Balan (ORSTOM-NUPEGEL), pelo auxílio no refinamento dos difratogramas de raios X pelo método de Rietveld.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLMANN, R. 1968. The crystal structure of pyroaurite. *Acta Cryst.* B24:972-977
 BÉRAR, J. J. 1990. Reduction of the number of parameters in real time Rietveld refinements. I.U.Cr Sat. Meeting Powder Diffraction, Toulouse
 BERNARDELLI, A.L.; MELFI, A.J.;

- OLIVEIRA, S.M.B. de & TRESCASES, J.J. 1983 The Carajas nickel deposit. In:II Int. Sem. Lat. Proc., São Paulo, Proceedings...pp.107-118.
 DOCEGEO 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: Congr. Bras. Geol., 35, Belém, Anexo aos Anais, Belém, SBG, pp.11-56.
 DONALDSON, M. J. 1981. Redistribution of ore elements during serpentinization and talc-carbonate alteration of some Archean dunites, Western Australia. *Econ. Geol.* 76:1698-1713
 HANSEN, H. C. B. & TAYLOR, R. M. 1990. Formation of synthetic analogues of double metal-hydroxy carbonate minerals under controlled pH conditions: 1. The synthesis of pyroaurite and reevesite. *Clay Min.* 25: 161-179
 ITO, M. & SUZUKI, J. 1979. Pyroaurite-sjögrenite from Yoshikawa, Aichi prefecture, Japan. *J. Japan Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.* 74: 376-386
 JIEXIANG, G.; SUREN, T. & HEYE, L. 1989. Preliminary study of fibrous pyroaurite. *Geol. Assoc. of Canada, Min. Assoc. of Canada, Canadian Geoph. Un., Joint An. Meeting 14*, p. 43
 NOACK, Y. & NAHON, D. 1982. Sur une association serpentine-carbonate (lizardite-pyroaurite) dans l'altération hypogène de l'olivine des massifs ultrabasiqes de Spilou et Moyango (ouest de la Côte-d'Ivoire). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t.295, série II: 1129-1133
 ROUXHET, P. G. & TAYLOR, H. F. W. 1969. Thermal decomposition of sjögrenite and pyroaurite. *Chimia*, 23: 480-485
 TAYLOR, R. M.; HANSEN, C. B., STANGER, G. & Bender Koch, C. 1991. On the genesis and composition of natural pyroaurite. *Clay Min.* 26:297-309
 WILSON, M. J. ; CRADWICK, P.D.; BERROW, M. L.; MCHARDY, W. J. & RUSSEL, J. D. 1976. Nickeliferous pyroaurite from Leslie, Aberdeenshire. *Mineral. Mag.*, 40:447-451

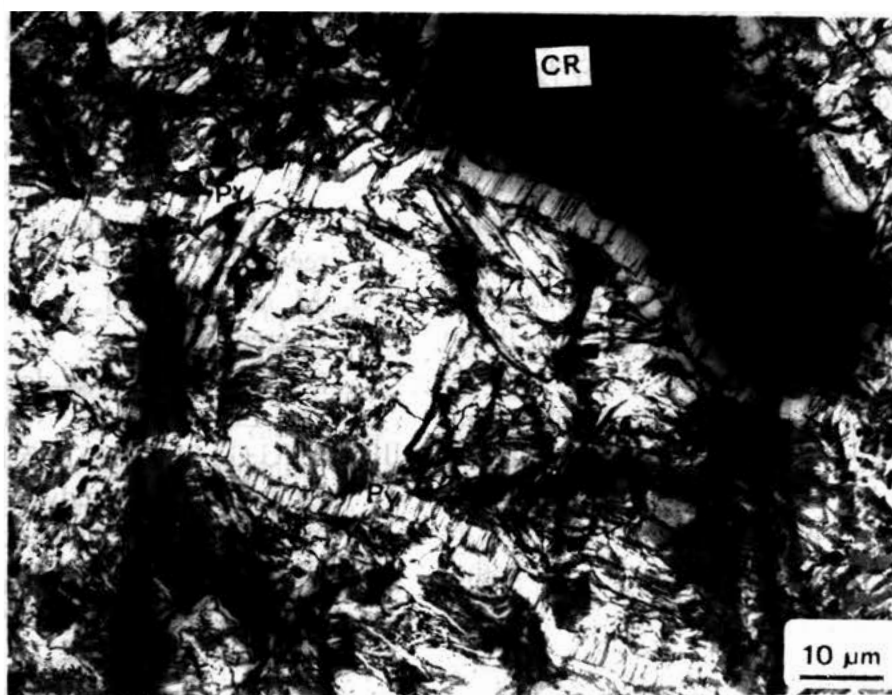


Fig. 1: Fotomicrografia mostrando os veios fibrosos de piroaurita (py) cortando as diferentes gerações de serpentina (cr=cromita)

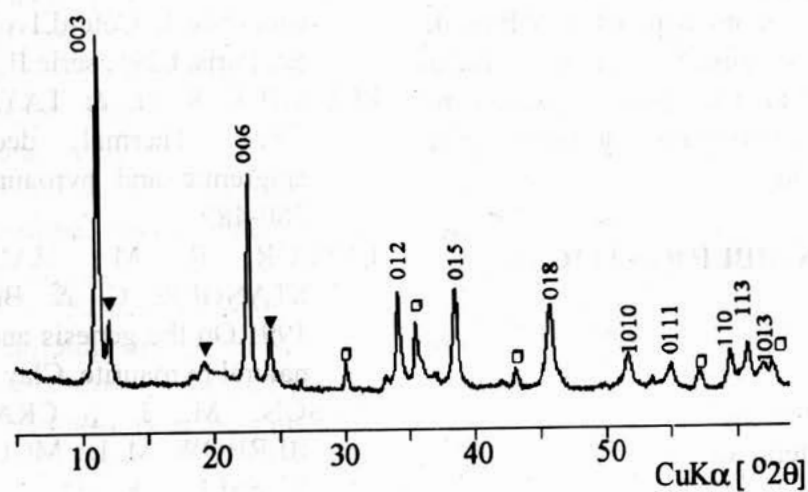


Fig. 2: Difratoograma de raios X da piroaurita (▼ = serpentina; ◻ = magnetita)

Tabela 1: Análises à microsonda eletrônica da piroaurita (% em peso)

| análises | MgO | Fe ₂ O ₃ | SiO ₂ | NiO |
|----------|-------|--------------------------------|------------------|------|
| 1 | 43,73 | 28,53 | 0,22 | 0,02 |
| 2 | 46,45 | 26,47 | 0,11 | 0,01 |
| 3 | 45,55 | 27,61 | 0,18 | 0,04 |
| 4 | 44,28 | 33,09 | 1,17 | 0,56 |
| 5 | 43,63 | 30,85 | 0,39 | 0,35 |
| 6 | 42,32 | 31,55 | 0,23 | 0,58 |
| 7 | 43,08 | 29,79 | 0,29 | 0,47 |
| 8 | 42,91 | 25,49 | 2,62 | 0,45 |
| 9 | 41,93 | 28,25 | 0,20 | 0,04 |
| 10 | 42,16 | 29,22 | 0,77 | 0,04 |
| 11 | 42,36 | 24,30 | 0,22 | 0,01 |
| 12 | 47,28 | 29,01 | 0,32 | 0,27 |

OCORRÊNCIA DE URANINITA ASSOCIADA COM O OURO DO IGARAPÉ BAHIA, CARAJÁS, PARÁ.

R.S. Angélica^{1,2}, M.L. Costa², S.L.R. Lenharo³, H. Pöllmann⁴

¹ CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Superintendência Regional de Belém.

² Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará.

³ Laboratório de Caracterização Tecnológica, Escola Politécnica-USP.

⁴ Institut für Geologische Wissenschaften, M.L. Universität Halle-Wittenberg, Halle, Alemanha

INTRODUÇÃO A mina de ouro do Igarapé Bahia, localizada na região de Carajás, sudeste do Estado do Pará, e pertencente a Companhia Vale do Rio Doce é, reconhecidamente, uma das maiores minas de ouro em produção do país. A mineralização aurífera primária está relacionada a zonas de sulfetos maciços ou disseminados, ligados a processos de alteração hidrotermal em zonas de cisalhamento, cujas rochas hospedeiras são seqüências metavulcano-sedimentares do Arqueano-Proterozóico. O principal minério, atualmente, é o supergênico, onde o ouro está associado a uma zona ferruginosa representada por gossans lateritizados. Durante os trabalhos de tese do primeiro autor (Angélica, 1996), foram estudados a mineralogia e a geoquímica dos perfis laterito-gossânicos dessas duas áreas, com ênfase para a distribuição do ouro e outros elementos associados. Importantes concentrações de uraninita, até então desconhecidas, foram identificadas, associadas a zona de sulfetos primários, e que serão apresentadas neste trabalho.

METODOLOGIA A uraninita foi identificada e analisada quimicamente através de Microscopia Eletrônica de Varredura, com Sistema de Energia Dispersiva (MEV-SED). Essas análises foram realizadas no Laboratório de Caracterização Tecnológica (LCT) da Escola Politécnica da USP, que possui um equipamento STEREOSCAN 440 da Leica-Cambridge, com detector de Ge e Sistema de Energia Dispersiva modelo eXLII, da Link analytical ZAF4/FLS, que permite a

realização de análises quantitativas a partir da utilização de diferentes padrões internos. **RESULTADOS** A uraninita foi descrita em amostras de diferentes intervalos da porção sulfetada do furo de sondagem 282, um dos primeiros realizados na área Igarapé a atingir a zona de sulfetos primários.

A mineralogia dessas amostras é constituída, essencialmente, de calcopirita e magnetita, e secundariamente, clorita, onde o ouro está associado, principalmente, as fases minerais sulfetadas. Informações obtidas a partir de sondagens posteriores dão conta de níveis enriquecidos em siderita e turmalina, associados a paragênese primária sulfetada (Geol. José Luzimar do Rego, comunicação verbal).

A uraninita ocorre de duas formas distintas: como diminutos grãos de 1 a 5 μm de diâmetro médio, finamente disseminados e inclusos na calcopirita e magnetita (Figura 1); e preenchendo fraturas ou ao longo de clivagens na clorita (Figura 2). A tabela 1 apresenta resultados quantitativos obtidos por MEV-SED para esse mineral, na forma de diferentes pontos de análises realizados em diferentes grãos. Os resultados são bastante heterogêneos, com teores de UO_2 variando de 45,89 a 65,58%, além de teores relativamente elevados de PbO , variando de 26,13 a 41,7%. O Pb está presente como produto final da desintegração radioativa do U, dando origem aos hábitos coliformes ou de metamictização da figura 2. Os teores de FeO , SiO_2 e CuO encontrados são considerados como influência da matriz — no caso, os minerais clorita, magnetita e calcopirita, nos quais a uraninita

está incluída — em função da granulometria muito fina dos cristais. Nota-se a ausência de Th nas análises da tabela 1, já que pequenas quantidades desse elemento são comuns na composição da uraninita, ou até mesmo em maiores quantidades, em solução sólida completa entre a uraninita (UO_2) e a torianita (ThO_2). Na figura 3 é apresentado o espectro do SED da uraninita estudada.

Análises de U realizadas por Costa et al. (1996, neste volume), nos rejeitos da mina Igarapé Bahia e no ROM revelaram teores médios de 43 ppm., confirmando a presença desse mineral, e mostrando que o mesmo é um mineral resistato, fato observado pelo segundo autor na jazida laterítica do Pitinga, Estado do Amazonas.

DISCUSSÕES Segundo Rösler (1991), a uraninita é um mineral que pode ser comumente encontrado como acessório, ou até mesmo como principal, em depósitos hidrotermais, na forma de pechblenda coliforme, pobre em Th e finamente disseminada, com paragênese, caracteristicamente associada a uma grande variedade de sulfetos, teluretos, selenietos, bismuto nativo e ouro.

A importância desta ocorrência está, inicialmente, relacionada a prospecção mineral, já que o U e os seus produtos radiogênicos são, conhecidamente, móveis no ambiente laterítico, com uma maior tendência a dispersão do que a concentração supergênica e com o possibilidade de desenvolvimento de importantes anomalias geoquímicas e geofísicas (Bianconi & Kögler, 1992). Justifica-se, dessa forma, a presença das anomalias radiométricas encontradas à época do início dos trabalhos prospectivos nesta área e descritas pelos técnicos da Docege (Anselmo Soares, comunicação verbal).

Nos estudos realizados por Angélica (1996), não foram realizadas análises de U na porção

supergênica da área Igarapé Bahia, mas em função desta recente descoberta, os trabalhos devem ser retomados, associados aqueles que vem sendo conduzidos por Costa et al. (1991), visando: (1) a possibilidade de enriquecimento supergênico deste elemento nos perfis lateritogossânicos; e (2) a utilização deste elemento como mais um guia de prospecção nesta área, e na região de Carajás como um todo, que apresenta um enorme potencial para outros corpos de natureza semelhante ao Igarapé Bahia.

AGRADECIMENTOS Gostaríamos de registrar os nossos agradecimentos a Companhia Vale do Rio Doce, pela permissão em trabalhar na área Igarapé Bahia, além de todo apoio fornecido nas diferentes etapas de campo realizadas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANGÉLICA, R.S. 1996. Mineralogia e Geoquímica de gossans e lateritos auríferos na região de Carajás, Estado do Pará: os depósitos de Igarapé Bahia e Águas Claras. Tese de Doutorado (inédita), CPGG-UFPA, Belém, 115 p.
- BIANCONI, F. & KÖGLER, K. 1992. Uranium exploration in tropical terrains. In: C.R.M. Butt & H. Zeegers (Editors), Regolith exploration geochemistry in tropical and subtropical terrains. Elsevier, Amsterdam, pp. 339-460.
- COSTA, M.L.; MORAES, E.L., ANGÉLICA, R.S., PÖLLMANN, H. 1996. Contrastes geoquímicos nas bacias de rejeitos da mina de ouro supergênico do Igarapé Bahia (Carajás-PA). (Neste volume).
- RÖSLER, H.J. 1991. Lehrbuch der Mineralogie. Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig, 844 p.

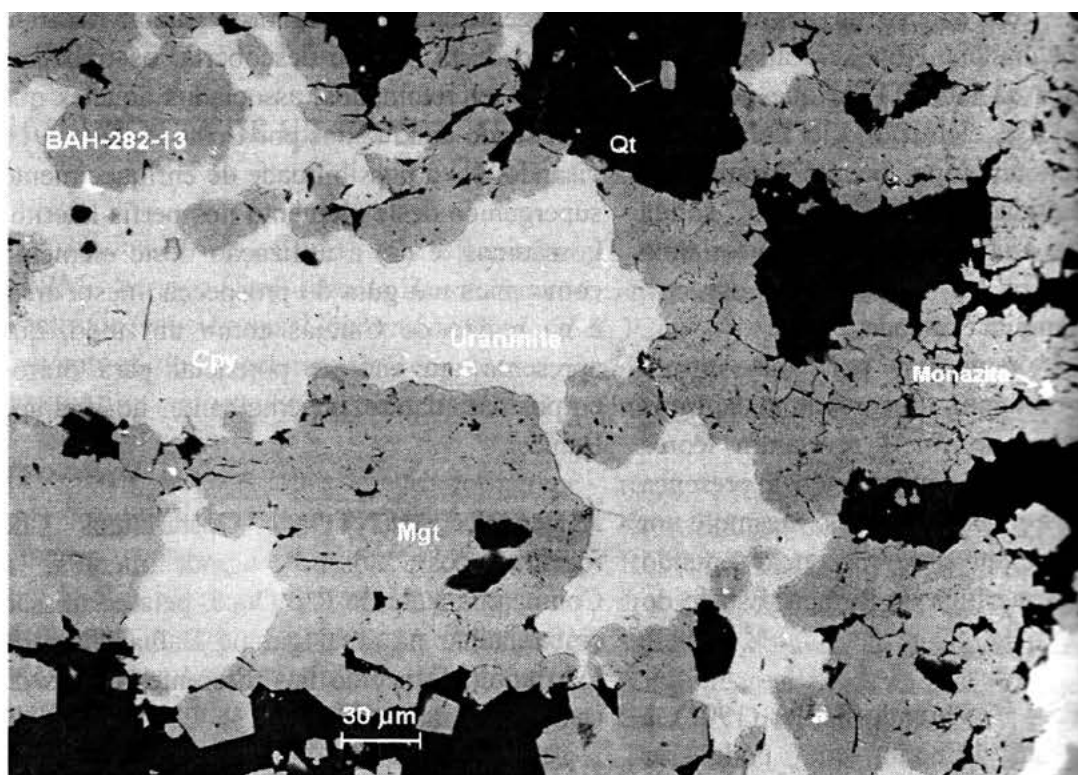


Figura 1 - Fotografia ao MEV de diminutos grãos de uraninita (pontuações esbranquiçadas), inclusos na calcopirita (Cpy) e magnetita (Mgt), na zona de sulfetos primários da área Igarapé Bahia.

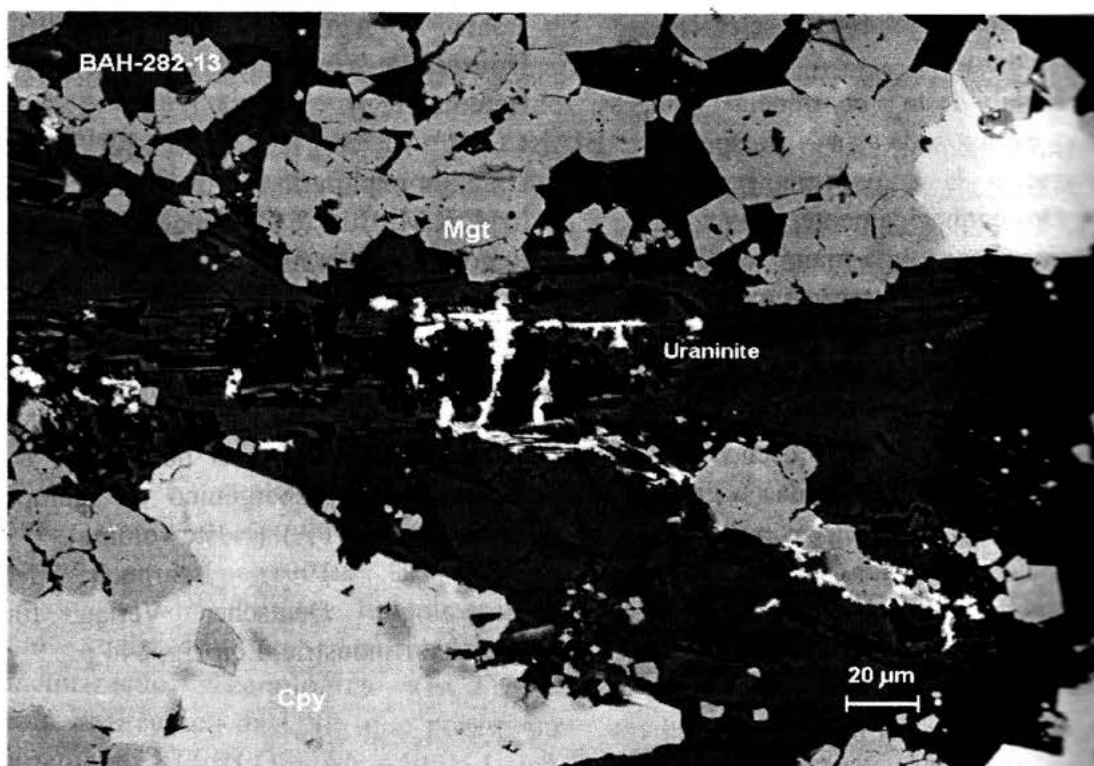


Figura 2 - Fotografia ao MEV de uraninita, preenchendo fraturas ou ao longo de clivagens em cloritas, na zona de sulfetos primários da área Igarapé Bahia.

Tabela 1 - Análise química quantitativa utilizando Microscopia Eletrônica de Varredura com Sistema de Energia Dispersiva, na uraninita da área Igarapé Bahia.

| (%) | (1) | (2) | (3) | (4) | (5) |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| UO ₂ | 59,09 | 65,58 | 59,88 | 45,89 | 52,61 |
| PbO | 33,79 | 26,13 | 32,87 | 40,63 | 41,70 |
| FeO | 5,41 | 6,05 | 5,54 | 13,54 | 3,34 |
| SiO ₂ | 1,71 | 2,24 | 1,71 | - | - |
| CuO | - | - | - | - | 2,34 |

O fechamento das análises é em 100%

- não detectado

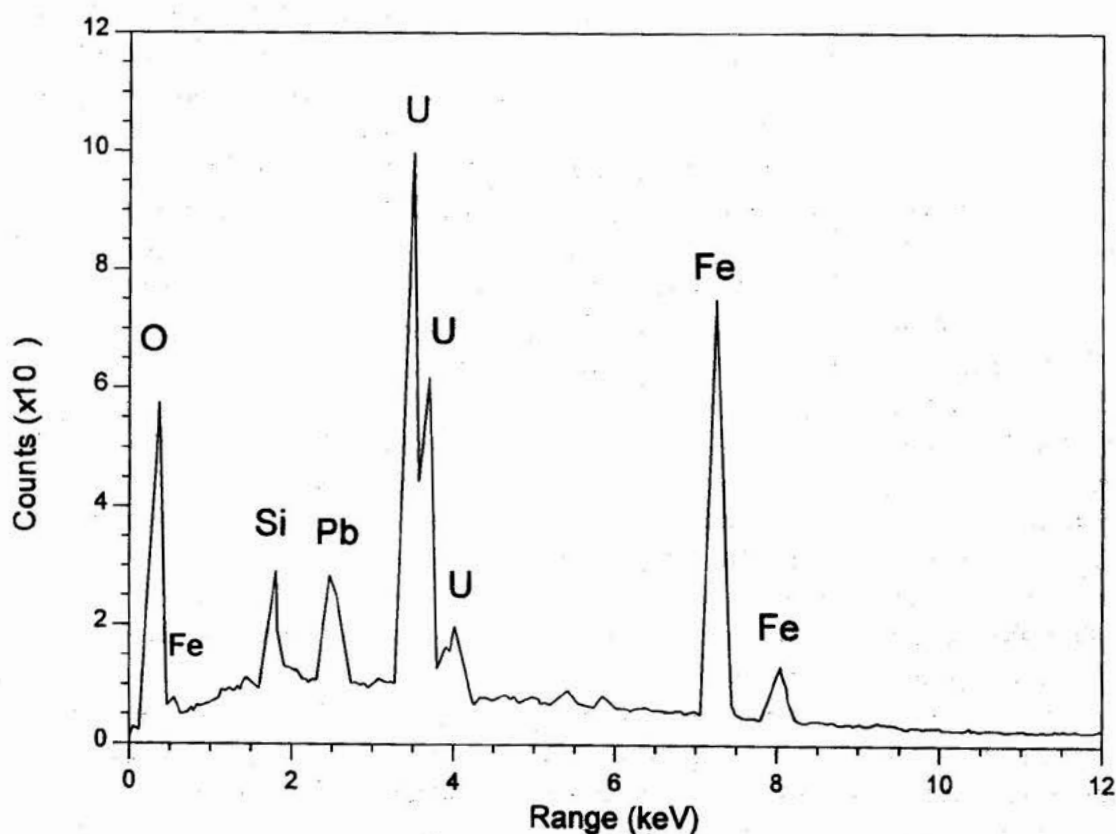


Figura 3 - Espectro do Sistema de Energia Dispersiva da uraninita descrita na zona sulfetada da área Igarapé Bahia.

CARTA METALOGENÉTICA DA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS

Faraco, M.T.L.; Carvalho, J. M. de A.; Klein, E. L.
CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Belém-Pa

INTRODUÇÃO A Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós (PAT), elaborada na escala 1:500.000, consiste na revisão, integração e interpretação de dados geológicos, geofísicos e metalogenéticos disponíveis de tal modo a representar o estado atual do conhecimento geológico-metalogenético dessa região. A área está localizada na porção SW do Pará, abrangendo uma pequena parte do SE do Amazonas, limitada pelos meridianos 54°00'W e 58°30'N e pelos paralelos 05°00'S e 09°00'S perfazendo 168.000 km² (Fig. 1). A carta foi elaborada sobre uma base tectono-estratigráfica. As mineralizações foram classificadas conforme seus tipos genéticos, morfologia, *status* e tamanho. Além disso, foram tabeladas as principais características das mineralizações primárias, tais como: rocha encaixante, hospedeira, atitude, arranjo, espessura dos veios, associação mineralógica, alterações hidrotermais e controle estrutural. A carta, juntamente com a nota explicativa, encontra-se disponível na Superintendência Regional de Belém.

GEOLOGIA REGIONAL São individualizadas duas unidades tectono-estratigráficas: **Crosta Antiga** e **Coberturas de Plataforma**, ambas atravessadas por suítes plutônicas proterozóicas e mesozóica.

Às áreas de **Crosta Antiga**, correspondem as rochas de idade arqueana a proterozóica inferior, retrabalhadas ou não, compreendendo gnaisses, migmatitos, granitóides e anfibolitos, pertencentes à Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú e ao Complexo Xingu, que constituem complexos metamórficos de médio a alto grau, bem como os quartzitos, xistos e metapiroxenitos, das sequências metavulcano-

sedimentares - tipo *greenstone belt* da Suíte Jacareacanga.

As **Coberturas de Plataforma** consistem em arenitos e conglomerados arqueo-proterozóicos, vulcânicas ácidas, intermediárias e piroclásticas, sedimentos clásticos e químicos subordinados do Proterozóico Médio, cataclasitos e sedimentos clásticos do Proterozóico Superior, sedimentos clásticos e químicos do Paleozóico e Mesozóico, coberturas supergênicas terciárias e sedimentos clásticos pleistocênicos, além de aluviões holocênicos.

As **Suítes Plutônicas** são de idades proterozóica e mesozóica. No Proterozóico Inferior estão posicionados os granitóides da unidade Granodiorito Parauari e os gabros e metabasitos da unidade Gabro Ingarana. Granitóides (Suíte Intrusiva Maloquinha), diabásios, gabros e basaltos (Suíte Básica Crepori) e granitóides rapaquivíticos (Granito Cumaru), são relacionados ao Proterozóico Médio, enquanto que troctolitos, gabros e dioritos (Troctolito Cachoeira Seca), do Proterozóico Superior. Diques de diabásio de idade jurássica, são os mais jovens representantes das suítes plutônicas registrados na área.

METALOGENIA AURÍFERA O estágio atual de conhecimento geológico, não permite que se conceitue a região aurífera do Tapajós como uma Província Metalogenética, segundo a concepção de Petrascheck (1965), uma vez que não se pode associar as mineralizações conhecidas a uma única época tectono-metalogenética. Assim, neste trabalho, a denominação **Província Aurífera** está sendo utilizada de maneira informal. Entretanto, pode-se caracterizar doze **Áreas Mineralizadas**, de categoria não especificada,

poli-cíclicas ou não, relacionadas a diversos conjuntos litológicos.

Mineralizações relacionadas a rochas de médio grau metamórfico – Ocorrem encaixadas em rochas gnáissicas da Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú. Neste contexto foram caracterizadas áreas nas regiões Bom Jardim, Cuiú-Cuiú, Pacu, Crepori e Marupá (Fig. 1). As mineralizações estão hospedadas em veios de direção predominantemente NW-SE a E-W, encaixados em zonas de cisalhamento, apresentando na maioria das vezes arranjo anastomótico, ocorrendo também *stockworks*. As espessuras variam de alguns milímetros até 1m, atingindo 2m no garimpo Jacaúna. Na região Bom Jardim as direções dos veios são NE-SW, enquanto que na do Pacu são N-S.

Mineralizações relacionadas a sequências metavulcano-sedimentares – Apenas um jazimento primário é conhecido em litotipos da Suíte Jacareacanga (garimpo Seta de Ouro/Cutijuba área do rio Amaná - fig. 1). O ouro está hospedado em dois veios anastomóticos (2 a 3m de espessura), de direção NNW-SSE e N70°E, controlados por marcante zona de cisalhamento NW-SE e encaixados em metargilitos e filitos. Vários garimpos aluvionares encontram-se no âmbito dessa unidade, na região do igarapé Espírito Santo, afluente da margem esquerda do alto rio Parauari.

Mineralizações relacionadas às suítes básicas proterozóicas – Apenas um registro desse tipo é encontrado na área, na região Bom Jardim (garimpo do David), onde o ouro ocorre em oito veios de quartzo, de direção NE-SW, controlados por zona de cisalhamento NW-SE, nas proximidades do contato com granito intrusivo proterozóico da Suíte Maloquinha. Esses veios são tabulares com espessuras variando de 80cm a 1m.

Mineralizações relacionadas às suítes intrusivas ácidas proterozóicas – São de longe as mineralizações mais frequentes na PAT, tendo sido reconhecidas dez áreas mineralizadas, com seus respectivos jazimentos: Penedo (Rei das Frutas, Raimundo Cruz, Kinkas, Edilena, Batalha e Torrão), Bom Jardim (Gameleira/Paulo e Pedral), Cuiú-Cuiú

(Aldo), Mamoaal (Mamoaal), Rio Novo (Santa Isabel II), Crepori (Creporizão, Creporizinho, Pisanto II/Bruno, Jorge e Jânio), Marupá (Chagas, Bigode e Comandante Renan), Alto Rio Novo (Bom Jesus), Madalena (Madalena) e Carro Velho (Serraria, BR-163, Barro Preto, Paulista, Sarney, Bernardo, Delegado, Maneca e Robson). As mineralizações, controladas por zonas de cisalhamento, são filoneanas, predominantemente tabulares, havendo também arranjos anastomóticos e mais raramente *stockworks* (garimpos do Batalha e Santa Isabel II). Via de regra em cada jazimento ocorre de um a dois veios, cujas espessuras não ultrapassam 1,5m. Nas áreas mineralizadas da porção norte (Penedo e Bom Jardim) os veios assumem direções predominantemente NE-SW, enquanto que naquelas localizada no centro-sul da província há também direções NW.

Mineralizações relacionadas às suítes vulcânicas proterozóicas – São caracterizadas três áreas auríferas nos domínios das vulcânicas do Grupo Iriri: Bom Jardim (garimpos Carivaldo e Eliana), Cuiú-Cuiú (Peba) e Rio Jabuti (afluente da margem esquerda do rio Iriri). Os veios mineralizados, tabulares, em número de um a três, com espessuras de centímetro a metro, têm direções NE-SW nas áreas Bom Jardim e Cuiú-Cuiú e NW-SE na área Jabuti, são controlados por zonas de cisalhamento NW-SE. Observa-se que estas mineralizações estão distribuídas nas porções centro-norte e nordeste da PAT, sendo desconhecidas na porção meridional.

Mineralizações aluvionares – Duzentos e trinta e três jazimentos aluvionares foram cadastrados na área, distribuídos preferencialmente no âmbito das suítes intrusivas ácidas proterozóicas.

OUTRAS MINERALIZAÇÕES São registradas ocorrências (8) e depósito (1) de cassiterita e diamante (5) aluvionares, além de filoneanas de fluorita (5), e filoneanas e aluvionares de topázio (9), turmalina (8) e ametista (1). Embora possam apresentar potencialidade econômica, estas substâncias não têm sido objeto de trabalhos de pesquisa

ou garimpagem, dada a supremacia do ouro em relação a elas.

SUMÁRIO E CONCLUSÕES A existência de uma série de jazimentos auríferos no interflúvio Jamanxim-Iriri, permite que se estenda o limite oriental da PAT até as proximidades do rio Iriri.

Das 163 mineralizações auríferas primárias (uma mina, um depósito, três ocorrências e 158 garimpos) cadastradas, 45 foram alvo de trabalhos de campo, das quais, 75% encontram-se associadas às suítes intrusivas ácidas proterozóicas. A distribuição das demais corrobora este fato, o que constata ser essas suítes os principais metalotectos do ouro na região, inclusive encerrando a única mina (Madalena - 6,6g/t e reserva de 4,2t) e o único depósito (Mamoal - 5,0g/t e reserva de 2,0t) da PAT.

O único jazimento primário na Suíte Jacareacanga mostra-se associado a uma zona de cisalhamento que corta também sequência sedimentar do Proterozóico Médio (Grupo Palmares), sugerindo sua geração a partir desse período. Por outro lado, não é conhecida a relação das zonas de cisalhamento que controlam as mineralizações encaixadas nos gnaisses Cuiú-Cuiú (cerca de 15% das estudadas no campo) com as unidades proterozóicas. Deste modo, não é possível relacionar, ainda que preliminarmente, as mineralizações auríferas do Tapajós a uma ou mais épocas metalogenéticas e, conseqüentemente, caracterizar essa região como uma ou mais províncias metalogenéticas, na concepção de Petrascheck (op. cit.).

Pode-se individualizar, através de imagens de satélite, segmentos estruturalmente semelhantes às sequências metavulcano-sedimentares tipo *greenstone belt*, notadamente na porção sudeste da PAT, inclusive na região do Castelo dos Sonhos, onde é grande a incidência de mineralizações secundárias. Tais sequências constituem importantes metalotectos auríferos.

O Gabro Ingarana (Proterozóico Inferior) é a única suíte básica que contém mineralização

de ouro, ainda assim, em zona de contato com a Suíte Maloquinha. Este fato, e a ausência de mineralizações nas suítes básicas proterozóicas mais jovens, reforça a idéia da(s) época(s) de mineralizações não ter ultrapassado o Proterozóico Médio.

A incidência de jazimentos auríferos relacionados às rochas vulcânicas é indicativa da baixa favorabilidade dessas rochas em conter mineralizações.

Os veios possuem direção preferencial NE-SW. No entanto, na porção centro-sul, aumenta a incidência de direção NW-SE e E-W, sugerindo que a concentração do ouro nesses veios ocorreu segundo geometrias distintas, contemporâneas ou não. É possível que o evento tectônico gerador das descontinuidades gravimétrica e magnética, denunciadas da zona NW de articulação dos blocos Juruena/Araguacema, localizada na porção meridional da PAT, tenha exercido influência no arranjo geométrico das estruturas encaixantes dos veios mineralizados, bem como na concentração do ouro. O estudo detalhado desses arranjos, com datações das suas respectivas mineralizações, é imprescindível para o entendimento do(s) processo(s) gerador(es) das mineralizações.

Um ponto importante para o entendimento da metalogenia do ouro na PAT é a necessidade do estudo detalhado das suítes plutônicas ácidas proterozóicas, para uma melhor compreensão sobre o papel dessas unidades na geração das mineralizações.

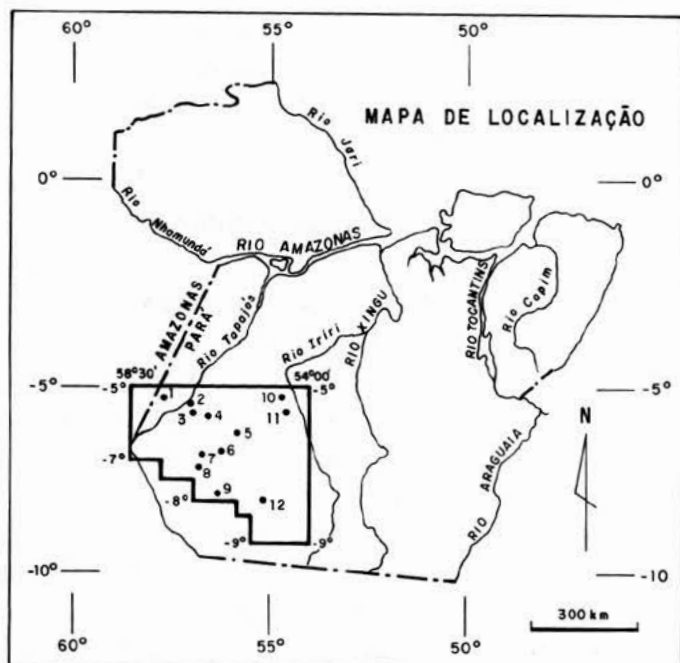
De uma maneira geral, os veios mineralizados da PAT são pouco espessos (raramente ultrapassam 1m) e subverticais. Isto torna baixa a expectativa de reserva, além de dificultar a lavra. Todavia, na porção sul observa-se maior incidência de *stockworks*, mais atrativos. Assim, especula-se que os jazimentos sejam predominantemente de pequeno porte (< 10t), podendo atingir resultados mais significativos (até 30t) nos jazimentos tipos *stockworks*.

AGRADECIMENTOS Alguns dados inéditos, foram gentilmente cedidos pelos

geólogos Francisco A.M. Wolf e Everton dos Reis Pereira, aos quais agradecemos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AQUINO, E.G.T. de; CAMPOS, A.P.; RODRIGUES, J.L.B. 1994. Projeto mapas de ocorrências minerais dos municípios do estado do Pará; Diagnóstico mineral da microrregião de Altamira. Belém: DNPM, sm, 17p.
- BASTOS LEAL, L.R.; TASSINARI, C.C.G. 1994. Características das mineralizações auríferas filoneanas dos garimpos do Creporizinho e Creporizão, Província Aurífera do Tapajós. In: CONG. BRAS. GEOL. 38, Camboriu -SC, 1994. Boletim de Resumos. Camboriu-SC: SBG. V. 1, p. 285-286.
- CARVALHO, J.M.A. de; KLEIN, E.L. 1996. Projeto Nacional de Prospecção De Ouro. Belém: CPRM, [em execução].
- COLLYER, T. A. 1994. Mapa gemológico do Estado do Pará. Belém: SUDAM/IDESP. 44p.
- CPRM/ CALFER'S. 1995. Síntese dos aspectos geológicos de mineralizações primárias de alguns garimpos de ouro da Província Aurífera do Tapajós. Belém. 48p. [Relatório inédito].
- DAMASCENO, B.C. 1995. Integração mineral no município de Itaituba. Belém: CPRM/PRIMAZ. 125p. il.
- FARACO, M.T.L.; CARVALHO, J.M.de A. 1994, A carta metalogenética e previsional do Pará e Amapá. In: CONG. BRAS. DE GEOL. 38, Camboriu-SC, 1994. Boletim de Resumos. Camboriu-SC: SBG, V. 1, p. 291-293.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; SCHOBENHAUS F°, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: Symposium Amazonico, 2, Manaus. Anais... Manaus. SBG. V. 1, p. 129-148.
- MARTINS, R.C. 1996. Levantamento Geofísico Terrestre - Vila São José, município de Jacareacanga. Belém: CPRM/PRIMAZ. [Relatório inédito].
- PETRASCHECK, W.E. 1965. Typical features of metallogenetic provinces. Econ.Geol., V. 60; 1620-1634.
- SCHOBENHAUS F°, C. 1984. Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Brasília: DNPM.



- 1 - R. AMANÁ : Metapelito
- 2 - PENEDO : Granito
- 3 - BOM JARDIM : Granito, Gabro, Vulcânica
- 4 - CUIÚ - CUIÚ : Granito, Vulcânica, Gnaíse
- 5 - MAMOAL : Granito
- 6 - R. NOVO : Granito
- 7 - CREPORI : Granito, Gnaíse
- 8 - MARUPÁ : Granito, Gnaíse
- 9 - ALTO R. NOVO : Granito
- 10 - R. JABOTI : Vulcânica
- 11 - MADALENA : Granito
- 12 - CARRO VELHO : Granito

CONSIDERAÇÕES GENÉTICAS E ESTRUTURAIS DO DEPÓSITO DE SERRA LESTE - MUNICÍPIO DE CURIONÓPOLIS - ESTADO DO PARÁ.

Sérgio Guedes, Geraldo Guimarães, Carlos Gonzalez - DigeB/Depab/Gimib/Sumic/CVRD.
Firmino C. Correia Júnior - Estagiário Convênio CVRD/UFPA.

INTRODUÇÃO Sabe-se que a região de Serra Leste é portadora de uma reserva considerável de minério de ferro e este trabalho baseia-se em parte nos resultados obtidos pela CVRD, do estudo geológico e de caracterização deste depósito. Daremos enfoque aos aspectos genéticos, tectônicos e estruturais, já que consideramos ser um tema pouco explorado e de importância fundamental para o controle das mineralizações. A área de estudo está localizada no Município de Curionópolis, Estado do Pará, entre as latitudes 5°58'S e 6°00'S e longitudes 49°35'W e 49°38'W. O acesso é feito à partir do km 16 da Rodovia PA-275, no trevo de acesso à Serra Pelada, num trecho de 34 km em estrada não pavimentada (Fig.01).

GEOLOGIA REGIONAL A região de Carajás situa-se próxima a borda SE do Cráton Amazônico, entidade tectônica onde predominam rochas metamórficas de auto grau e intrusivas associadas, admitidas como arqueanas e remobilizadas por eventos posteriores como o Ciclo Transamazônico (Macambira et al., 1990). O embasamento da região da Província Carajás esta representado pelo Complexo Xingu e é composto fundamentalmente por Gnaisses Graníticos, Granodioríticos e Tonalíticos, além de Anfibólitos e intrusões Tonalíticas associadas (Macambira et. al., 1990). Na proposta litoestratigráfica de aspecto regional, (DOCEGEO, 1988) utilizou-se a denominação do Supergrupo Itacaiúnas para englobar o Grupo Grão Pará e as demais unidades a ele associadas, as quais são definidas como: Igarapé Pojuca, Igarapé Salobo, Bahia e Buritirama.

O padrão estrutural regional na região de Carajás é caracterizado pela presença de falhamentos e dobramentos de grande porte, com "trend" principal WNW/ESE, que condicionaram as estruturas menores. As Serras Norte e Sul, constituídas por rochas do Grupo Grão Pará, foram interpretadas por Beisiegel et al. (1973) in Macambira et al. (1990), como flancos de um grande sinclínio falhado, com caimento de eixo para WNW. Na Serra Norte, flanco estruturalmente mais complexo e descontínuo, verifica-se grande variação de atitudes das camadas que divergem do padrão regional WNW/ESE. O flanco Sul tem forma de um longo arco convexo para SW, onde as atitudes são concordantes com o "trend" regional. Os dados até então disponíveis sugerem que a região de Serra Leste apresenta-se estruturada segundo direção NE/SW, com arco convexo para norte. Isso corresponderia a um sinclinal com eixo caindo para sul (Relatório de Pesquisas CVRD, 1972). A região possui grande potencial aurífero e segundo Meireles & Teixeira, (1982), as rochas hospedeiras das mineralizações são brechas e siltitos, do Grupo Rio Fresco, configurando um sinclinal de flancos invertidos, com plano axial mergulhando para sul e caimento de eixo para oeste (Macambira et al. 1990).

GEOLOGIA LOCAL

Forma e Dimensões: O corpo mineral possui forma lenticular, levemente arqueada e boudinada, com comprimento de aproximadamente 1800 m e espessura variável, máxima de 250m. Em seção vertical, o corpo apresenta-se sob a forma de um cone invertido, com a diminuição do minério em

profundidade (Figs.02 e 03).

Petrografia Macroscópica: Na jazida de Ferro de Serra Leste predominam entre seus litotipos Hematita Dura, com alta densidade (4.41), alta compactidade e foliação bem marcada. Coberturas lateríticas ocorrem em praticamente todas as unidades da área, sendo que em alguns locais mostram-se mais desenvolvidas de que em outros. As rochas máficas são as encaixantes do minério e apresentam-se em superfície bastante alteradas, geralmente não preservando estruturas. Os contatos com o corpo de minério são bruscos, por vezes brechados e falhados. No corpo 01, encontramos a presença abundante de material rolado de Hematita compacta, ora inconsolidado, ora cimentado, com espessura variando de 15cm a 1m e extensão lateral sendo controlada pela topografia. Observam-se rochas máficas na Formação Ferrífera, dispostas na forma de sills e diques, que por se encontrarem bastante alteradas promovem a contaminação do corpo de minério com Alumínio e Fósforo. Exaustivos trabalhos verificaram uma correlação entre os teores destes contaminantes, ressaltando o incremento dos teores de Fósforo próximo as zonas de falhas.

Petrografia Microscópica: Os tipos litológicos analisados do minério de Serra Leste indicam características mineralógicas e texturais bastante distintas daquelas conhecidas para o minério de ferro da Mina de N4E, em Carajás. O minério apresenta baixo conteúdo de hidróxido de ferro (goethita-limonita), predominam hematitas recristalizadas (~50%) e granulares (~44%). A hematita criptocristalina é escassa e a granulação dos cristais varia de fina (~26%) a média (~56%), com (~26%) de grosseira.

Estratigrafia: As unidades litológicas da região de Serra Leste compreendem, em sua maioria, uma Sequência Vulcão Sedimentar, de idade Arqueana, sobrepondo o Complexo Xingu que representa o embasamento da região. A norte da área afloram rochas clásticas, provavelmente do Grupo Rio Fresco. Abaixo segue coluna Estratigráfica proposta para a região de Serra Leste. (Fig 04).

Gênese: A partir do arqueano, período em que a crosta ainda estava em fase de consolidação, eram frequentes os arqueamentos com consequentes rupturas na crosta (riftiamentos), originando estruturas do tipo "Graben e Horst", onde sobre elas, instalavam-se bacias marinhas. Destas rupturas eram extravasados e depositados sobre a crosta material vulcânico máfico, representado hoje pela Sequência Paleovulcânica Inferior. Em tempos de quiescência vulcânica, a reação da água do mar promovia a lixiviação de ions metálicos provenientes das sequências vulcânicas ferromagnesianas. A deposição sedimentar química, caracterizava-se pela alternância de deposição chert, com períodos em que as condições de Eh e Ph eram favoráveis à precipitação e posterior deposição do Ferro, na forma de óxido. Sobreposta a sequência ferrífera e decorrente de nova reativação vulcânica em ambiente mais proximal à costa, foi depositada a Sequência Vulcânica Superior, comprovada pela presença de tufos vulcânicos e intercalações de material clástico. A concentração de minério de ferro foi posterior e decorrente a dois fatores fundamentais: O Enriquecimento Supergênico, que promoveu a lixiviação da Sílica e concentração de Óxido de Ferro (Hematita, Martita e Magnetita) e ao aumento das condições metamórficas aos quais as rochas da região foram submetidas, apresentando-se bastante compactas provavelmente decorrentes de processos metassomáticos e hidrotermais, comprovados pela presença de minerais típicos de recristalização, como hematita, quartzo e fosfatos recristalizados, além da ocorrência de metais como Cobre, Platinóides e Ouro.

Geologia Estrutural: A análise estrutural foi realizada com base nas interpretações do mosaico de foto aérea 1958/60, escala 1: 200.000, nos mapas e perfis do Projeto Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás e na imagem de satélite LANDSAT, escala 1: 200.000, todas em escala regional, devido a falta de mapeamento e literatura específica na região de Serra Leste.

Considerando a natureza das rochas e o padrão dos elementos texturais de relevo e drenagem

interpretados para a região, o Corpo 01 está posicionado no flanco NW de uma estrutura sinforme, provavelmente originado por um evento compressivo SSE/NNW, que gerou componentes de extensão de mesma direção, caracterizado por falhas de movimentação sinistral, e de alívio, praticamente ortogonal, com falhamentos normais que soergueram o Corpo 01, com direção ENE/WSW. (Figura 05). Esse soerguimento promoveu uma erosão diferencial das Hematitas compactas existentes, gerando a franja de rolados que se encontra na área. Um evento posterior reorientou as rochas da região posicionando paralelamente as Serras do Sereno e Leste, de direção NE/SW. As evidências são comprovadas através dos falhamentos transcorrentes, de caráter rúptil-ductil e direção NE/SW, que promoveram a milonitização e brechamento do corpo de minério próximo a estas falhas. Suspeita-se que a interceção do plano de acamamento com o de foliação gerou uma lineação com direção SW e mergulho ainda desconhecido, que sugere-se estar controlando possíveis mineralizações.

CONCLUSÕES A região apresenta-se fortemente cisalhada e brechada com segregações de sílica que resultam na possibilidade da ocorrência de outro bem mineral ao longo destes trapés estruturais. Observa-se que há um nítido alinhamento entre as Serras do Salobo e de Serra Leste, sendo este truncado por falhamentos de movimentação sinistral, e direção NNW/SSE, concordante com a cinemática de toda província Carajás. A região de Serra Leste seria o ponto onde houve a inflexão do corpo de ESE/WNW para direção dos falhamentos,

sendo estes possivelmente reflexos da Faixa de dobramento Araguaia/Tocantins, de idade Brasiliana. Devido a similaridade estratigráfica e textural entre as Serras Norte/Sul e Leste, sugere-se que estas tenham sido separadas por uma possível intrusão granítica, associada, ou posterior ao mesmo falhamento já descrito, com a porção que compreende a região de Serra Leste sendo deslocada para NE devido a grande abertura gerada pela intrusiva granítica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BEISIEGEL, V.R.; BERNADELLI, A.L.; DRUMOND, N.F.; RUFF, A.W.; TREMAINE, J.W. 1973. Geologia e Recursos Minerais da Serra dos Carajás. Rev. Bras. Geoc. 3: 215 -242.
- CVRD. 1972. Relatório de Pesquisas de Minério de Ferro. Distrito Ferrífero da Serra dos Carajás.
- DOCEGEO. 1988. Revisão Litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: Cong. Bras. Geol., 35, Belém, 1988. Anais...Belém, SBG. Anexo, p. 10 - 54.
- MACAMBIRA, J.B.; RAMOS, J.F.F.; ASSIS, J.F.P.; FIGUEIRAS, A.J.M. 1990. Projeto Serra Norte. Convênio SEPLAN/DOCEGEO/UFPA e Projeto Pojuca. Convênio DNPM/DOCEGEO/UFPA. Relatório Final. DGL/CG/UFPA. 150p.
- MEIRELES, E.M. & TEIXEIRA, J.T. 1982. Depósito de Ouro de Serra Pelada. In: Simp. Geol. Amazônia, Belém, 1982. Anais...Belém, SBG - NO. Anexo, p. 75 - 85.

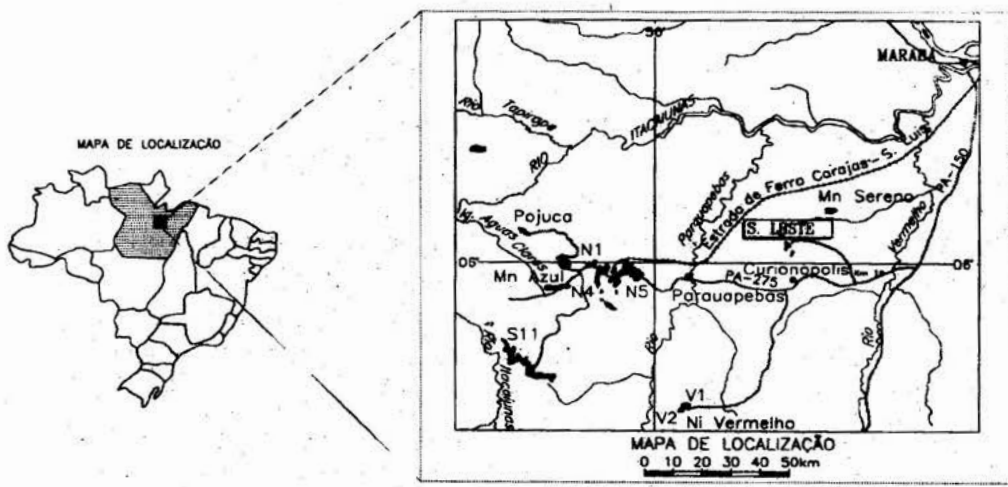


Fig.01 - Mapa de localização e acesso à região de Serra Leste

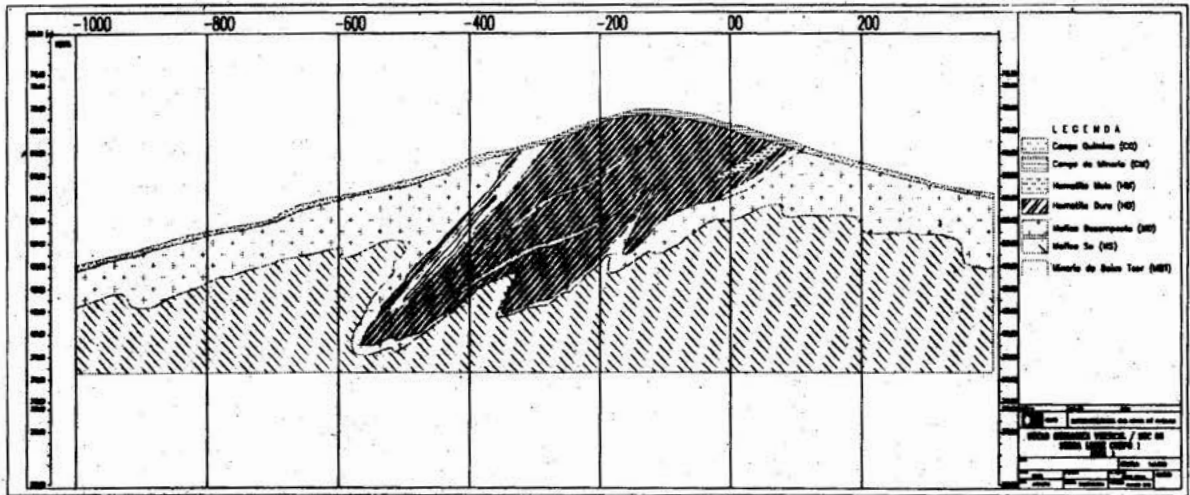


Fig.02 - Perfil geológico do Corpo 01 de Serra Leste.

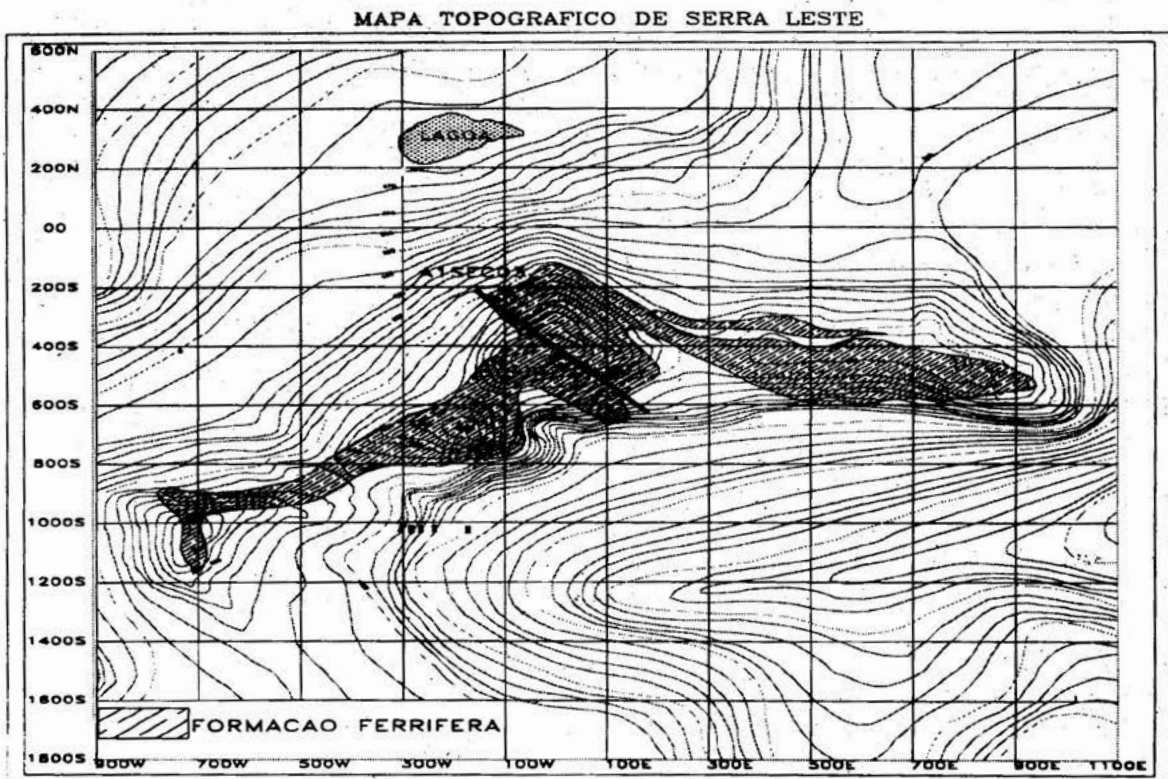


Fig.03 - Mapa topográfico da região de Serra Leste, com contorno de Formação Ferrífera.

| | | | | |
|--------------------------------------|--|---|--|---|
| P r o t e r. | | Grupo Rio Fresco | | Arenito, com níveis conglomeráticos com sílites intercalados |
| A R Q U E A N O | S. G. I T A C A I U N A S | G r u p o G r a o P a r á | Sequência Vulcânica Superior | Basaltos, Diabásios Tufos, Bif's, Chert e Quartzo Arenito |
| | | | Sequência Meta Vulcânica Sedimentar | Hematita Compacta e Jaspelito |
| | | | Sequência Vulcânica Inferior | Basaltos e Riolitos c/ raras intercalações de Bif's |
| | COMPLEXO XINGU | | | Gnaisses, granodioritos e tonalitos, anfíbólios e migmatitos |

Fig.04 - Coluna Litoestratigráfica proposta para a região de Serra Leste, modificada de DOCEGEO, 1988.

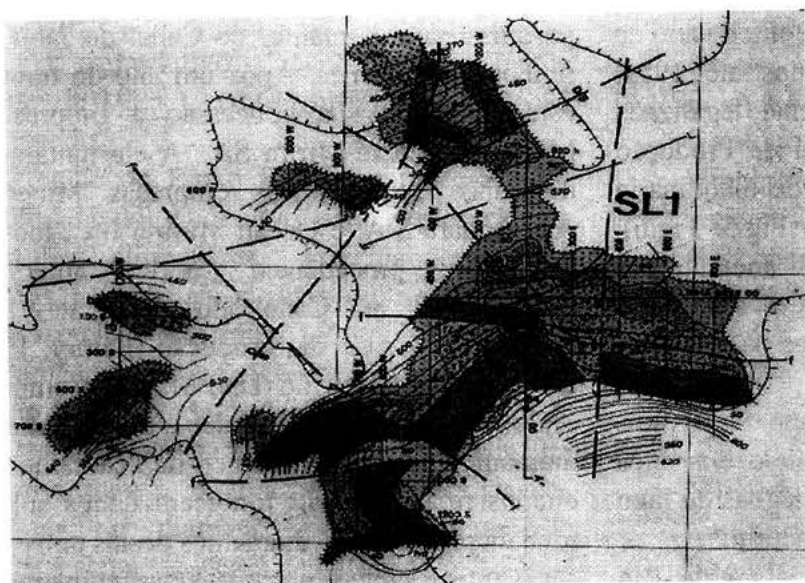


Fig.05- Mapa geológico estrutural do Corpo 01 de Serra Leste.

ASPECTOS HISTÓRICOS DA EXPLORAÇÃO DE DIAMANTES NO BAIXO TOCANTINS

Helmut Höhn, Marcondes Lima da Costa
Departamento de Geoquímica e Petrologia/
Centro de Geociências/UFPa. Belém-PA
Tel. (091) 211 1428 Fax. 211 1609
E-mail: mlc@marajo.ufpa.br

ASPECTOS HISTÓRICOS O Baixo Rio Tocantins, em particular no seu trecho entre as cidades de Marabá e Tucuruí no Estado do Pará (Fig.1), se destacou durante o período de 1936 a 1965 como um dos mais importantes centros produtores de diamantes do Brasil. Um contingente estimado em 10 mil garimpeiros chegou a produzir aproximadamente 10 % do total da produção nacional de diamantes da época (Barbosa, 1991).

A lavra propriamente dita iniciou como garimpo (Fig.2/ Fig.3/ Fig.7) por volta do ano de 1936 seguindo por quase 20 anos até 1955, quando deu lugar à mineração formal, legalizada perante o Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM) e fazendo uso de maquinaria de extração mais moderna (Fig.4/ Fig.5/ Fig.6). Esta lavra prosseguiu por mais 10 anos até por volta de 1965, convivendo com a mineração informal. Apesar de terem cessados os trabalhos de campo, as áreas de extração permaneceram legalmente ativas até 1975 quando os alvarás foram declarados caducos. No início dos anos 80, parte da área foi coberta pelas águas do lago da barragem da hidroelétrica de Tucuruí.

O diamante ocorria na calha ativa do Rio Tocantins em uma aluvião mineralizada, chamada pelos garimpeiros de "cascalho". Estava concentrado preferencialmente em "panelas" ou poços naturais ao longo dos trechos encachoeirados. Para a sua extração eram utilizados escafandristas apoiados por balsas que permitiam trabalhos até 20 metros de

profundidade. Segundo relatos de garimpeiros, o "cascalho" era tão rico, que houve o caso de se produzir 1 kg de diamantes em uma área de poucos metros quadrados (Patury, 1955).

Os diamantes da região eram conhecidos pela sua ótima qualidade (gema), apesar de seu relativo pequeno tamanho. Seu peso ficava em média entre $\frac{1}{2}$ e 1 quilates (Patury, 1955; Barbosa, 1991).

Em 1955 foi iniciado o período de mineração formal com o primeiro pedido de pesquisa para diamante no Canal do Jahú pelo senhor João Gomes. Após um ano de trabalho, este vendeu a sua concessão à Empresa de Mineração Caeté-Mirim SA.. A ela juntaram-se nos anos seguintes as empresas Mineração Ananaquara S.A. e Ocean Mining Inc., todas as três de procedência norte americana. Trabalharam no Canal do Jahú até 1965, exportando toda a sua produção (Patury, 1957). Em seus relatórios ao DNPM, estas empresas reportam teores médios de 2 a 5 quilates de diamantes por metro cúbico de "cascalho". Os citados relatórios não fornecem dados sobre o total da produção de diamantes destas empresas.

É interessante notar que, possivelmente, são desta região paraense os primeiros diamantes de que se tem registro no Brasil. As gemas foram encontrados em 1610 por exploradores franceses a mando de La Ravadière (Rodrigues, 1945; Brasil, Projeto Radam, 1973 apud Baena, 1839), quase 100 anos antes das primeiras descobertas registradas em Minas Gerais.

ASPECTOS GEOLÓGICOS Segundo a chamada Regra de Clifford, todos os kimberlitos (rochas com mineralização primária de diamantes) economicamente interessantes conhecidos até hoje, estão situados em áreas denominadas de Archons. Estes Archons constituem regiões de Craton com um embasamento subjacente arqueano (Janse, A.J.A. & Sheahan, P. A. 1985). A área do Baixo Rio Tocantins, onde foram minerados diamantes em depósitos secundários (aluvionares), está situada nas proximidades de um Archon (Craton Brasil Central). A fonte destes depósitos é desconhecida, tornando a região um alvo atraente para a prospecção de mineralizações primárias (Barbosa, 1991; Janse & Sheahan 1995).

CONCLUSÕES A região, objeto do presente estudo, suportou por aproximadamente 30 anos uma intensa mineração de diamantes aluvionares na calha do Rio Tocantins. Os diamantes produzidos eram de ótima qualidade (gema) e, apesar de seu relativo pequeno tamanho (média de peso de 1/2 a 1 ct), tinham grande aceitação no mercado.

A região do Baixo Rio Tocantins pode ser considerada um bom alvo para exploração de diamantes aluvionares, principalmente nos diversos paleocanais e ilhas do rio Tocantins ainda virgens, não inundados pela represa de Tucuruí e que tem presença constatada de aluvião mineralizada.

A região pode também ser considerada um bom alvo para a exploração de mineralizações primárias de diamante pois aparentemente satisfaz à chamada Regra de Clifford.

AGRADECIMENTOS À Universidade Federal do Pará, em especial à Pró-Reitoria de Ensino e Pesquisa (PROPEP), pelo suporte

financeiro ao Curso de Especialização; à Coordenadoria de

Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão de Bolsa de Especialização; ao Laboratório Básico de Mineralogia e Gemologia do Departamento de Geoquímica e Petrologia da Universidade Federal do Pará, pelo apoio e orientações recebidas; ao Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM) e ao Instituto de Desenvolvimento Econômico e Social do Pará (IDESP) pelo apoio bibliográfico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARBOSA, O. 1991 Diamante no Brasil, histórico, ocorrência, prospecção e lavra- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) - Rio de Janeiro.
- BAENA, A. L. M. 1839- Ensaio Corografico sobre a Província do Pará- Belém, Santos & Menor. Brasil, Departamento Nacional da Produção Mineral (1973)- Projeto Radam, Vol. 4 .
- JANSE, A.J.A. & SHEAHAN, P. A. 1985 - Cataloge of worldwide diamond and kimberlite occurrences, a selective and annotative approach. *Journal of Geochemical Exploration* 53:73-111.
- PATURY, R.S. 1955 in DNPM 348/ 55- Canal do Jahú - Relatórios e documentos (JOÃO GOMES DE CARVALHO - E MIN. CAETÉ- MIRIM S/A).
- PATURY, R.S. 1957. In: DNPM 7991/ 57 - MIRIM S/ A). Canais de São Pedro e Cajazeira - Relatórios e documentos (DAVID PAULA DANA e MIN. CAETÉ- MIRIM S/A)
- RODRIGUES, L.A. 1945. O rio dos Tocantins- Conselho Nacional de Geografia/IBGE/Rio de Janeiro.

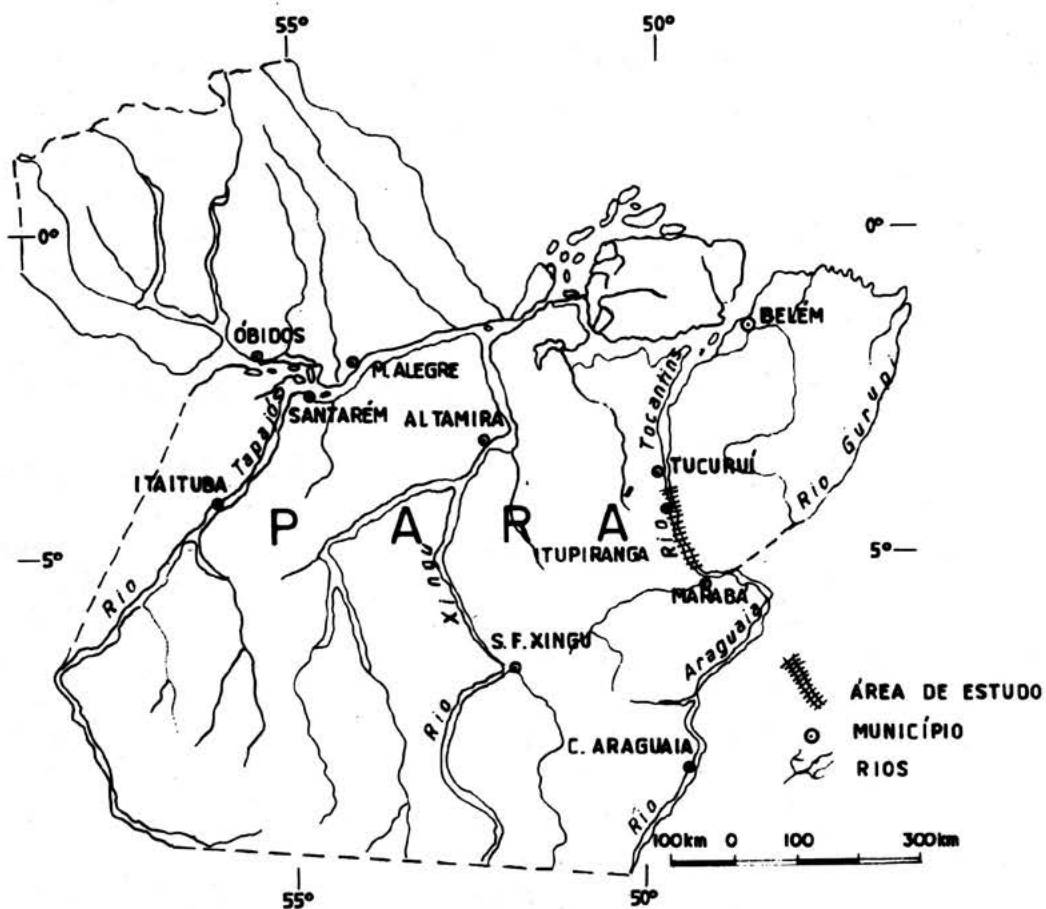


Figura 1- Localização da área de estudos.



Figura 2 - Garimpeiros (escafandristas)
Canal do Jahú - Município de Itupiranga
PA (Patury,1995).

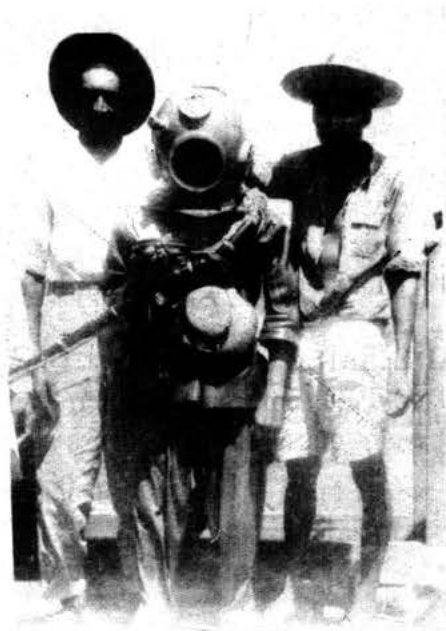


Figura 3 - Garimpeiros (escafandristas)
Canal do Jahú - Município de Itupiranga
PA (Patury,1995).

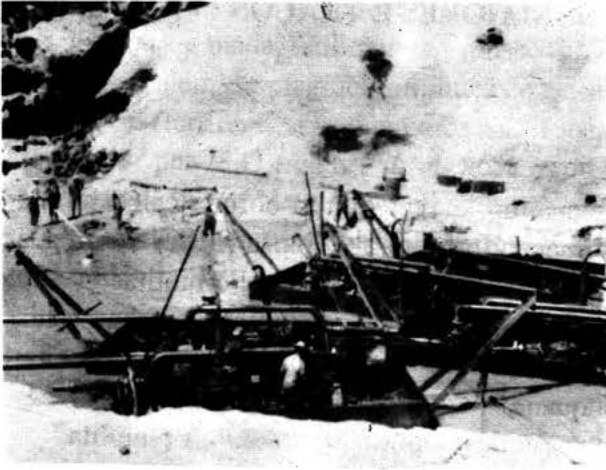


Fig. 4 Duas balsas de exploração de diamante da Empresa de Mineração Caeté - Mirim S.A. trabalhando em uma parte seca do Canal do Jahú, município de Itupiranga - PA (Patury, 1955).



Fig. 5 Balsa para exploração de diamante, Empresa de Mineração Caeté - Mirim S.A. - Canal do Jahú, município de Itupiranga - PA (Patury, 1955).

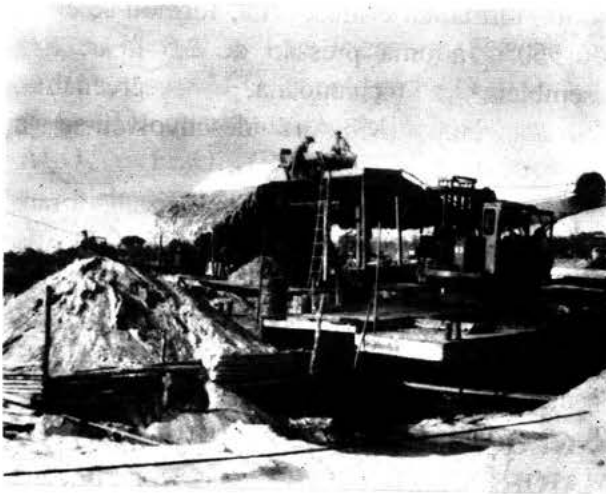


Fig. 6 Planta de apuração de diamantes instalada pela Empresa de Mineração Caeté - Mirim S.A. na margem do Canal do Jahú, município de Itupiranga - PA (Patury, 1955).



Fig. 7 Garimpeiro apurando diamante através de peneiras. Canal do Jahú, município de Itupiranga - PA (Patury, 1955).

**FORMAÇÕES FERRÍFERAS DO DEPÓSITO DE Cu(Ag-Au-Mo) DO SALOBO,
CARAJÁS I : REINTERPRETAÇÃO DA ORIGEM ATRAVÉS DA
GEOQUÍMICA DOS ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS**

Zara Gerhardt Lindenmayer (UNISINOS)

Jorge Henrique Laux (CNPq-UNISINOS)

A geoquímica das formações ferríferas do depósito de Cu do Salobo foi descrita por Lindenmayer, (1990) e interpretada, na época, como reflexo da assinatura geoquímica primária, indicativa do ambiente deposicional e da proveniência dessas rochas. A continuidade dos trabalhos em Carajás mostrando que os efeitos da alteração hidrotermal intensa, descrita na área do Salobo, faziam-se sentir de maneira semelhante, também em rochas dos grupos Grão Pará, Pojuca e Bahia (Sachs, 1993; Teixeira *et al.*, 1994; Lindenmayer *et al.*, 1995), levou a um reestudo e reinterpretação dos dados anteriormente existentes.

O depósito de Cu do Salobo, situado a norte da Serra dos Carajás, corresponde a uma seqüência metassedimentar arqueana, com intercalações de rochas metabasálticas na base, assentadas sobre um embasamento gnáissico de composição trondhjemítica. A seqüência metassedimentar, cuja espessura mínima é de 500 m, compreende formações ferríferas silicatadas, que gradam em direção ao topo para formações ferríferas aluminosas, e estas, a metagrauvas. O topo da seqüência é constituído por quartzitos.

As formações ferríferas silicatadas são precipitados químicos de origem hidrotermal, enquanto que as formações ferríferas aluminosas têm dupla proveniência: química e clástica terrígena. A última corresponde a uma mistura de componentes máficos e félsicos, depositados ao mesmo tempo, na bacia Salobo.

A formação ferrífera silicatada (FFS) é composta por magnetita, fayalita, hastingsita e grunerita, \pm Mn-almandina, Fe-biotita,

greenalita e calcopirita-bornita-calcosita; a formação ferrífera aluminosa (FFA) é formada por almandina, Fe-biotita e grunerita-hastingsita, \pm magnetita, chamosita, estilpnomelano e calcopirita-bornita-calcosita; enquanto que as metagrauvas são constituídas por quartzo, Fe-biotita e almandina, \pm muscovita, turmalina, plagioclásio, grunerita, Fe-chamosita, magnetita e sillimanita. Muscovita, clorita, biotita, granada e sillimanita são subordinadas ao quartzo, nos quartzitos.

A assembléia quase anidra, composta por fayalita, Mn-almandina, hastingsita +/- biotita formou-se a 750°C (Lindenmayer, 1990), no intervalo de tempo compreendido entre 2.732-2.742 Ma (Machado *et al.*, 1991). A assembléia hidratada, compreendendo grunerita, biotita, turmalina e muscovita, formou-se entre 650-550°C a uma pressão de 2,5 kbar; e a assembléia chamosita, greenalita, estilpnomelano (Mo-Au) desenvolveu-se a 340°C.

As duas últimas assembléias, foram originadas pela intrusão, há 1.800 Ma, do granitóide jovem do Salobo (GJS), que provocou intensa alteração hidrotermal na área (Lindenmayer, 1990).

GEOQUÍMICA DOS ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS

Os componentes principais dessas rochas, são SiO₂, Fe₂O₃ e Al₂O₃. As FFS, compostas por silicatos de Fe e magnetita, possuem Fe₂O₃ entre 7 e 83% e SiO₂ entre 12 e 87%. O Al₂O₃, presente na granada, biotita e hastingsita compõe até 3,5% do total

da rocha. As FFA apresentam Fe_2O_3 entre 23 e 79% e SiO_2 entre 11 e 58%. O Al_2O_3 varia entre 3,5 a 15%. Tal como ocorre na mineralogia, há uma gradação química entre as FFA e as metagrauvacas, cuja composição é Fe_2O_3 13 - 17% e Al_2O_3 11 a 14%. Este último, encontrado na biotita, granada, sillimanita, muscovita e turmalina, além do plagioclásio, inexistente nas formações ferríferas. Os quartzitos são rochas formadas por SiO_2 entre 75 e 96%, Fe_2O_3 variando de 0,2 e 6% e Al_2O_3 entre 1 e 10%.

A correlação entre SiO_2 e Al_2O_3 ($R=0,550$), mostrada pelas formações ferríferas aluminosas e as metagrauvacas deve-se a alteração hidrotermal, que mobilizou a sílica. As FFS distribuem-se ao longo do eixo da sílica, sendo que os valores mais elevados de SiO_2 correspondem a metacherts. Os quartzitos mostram forte diluição do alumínio pela sílica ($R=-0,944$).

As formações ferríferas aluminosas e metagrauvacas ($R=0,873$) e também os quartzitos ($R=0,973$) exibem uma boa correlação entre Al_2O_3 e TiO_2 fato característico de rochas sedimentares terrígenas.

As FFA correspondem a uma mistura entre o Fe, sedimentar químico, e o Al, componente terrígeno, pois as FFA possuem composição intermediária entre as metagrauvacas (aluminosas) e as FFS (ricas em Fe), no que tange tanto ao Al_2O_3 quanto ao Fe_2O_3 .

Os quartzitos mostram boa correlação Al_2O_3 e Fe_2O_3 ($R=0,712$), encontrando-se completamente separados das FFS. A dispersão de alguns pontos destas rochas, se deve a presença de biotita e muscovita modal, importante em algumas amostras.

Há uma boa correlação entre TiO_2 e K_2O ($R=0,809$) nas FFA, apesar da alteração hidrotermal intensa, que levou a mobilização do K_2O , CaO , MgO e Na_2O , devido ao fato desses elementos estarem alojados preferencialmente na biotita.

Os elementos traços nas FFS, FFA e metagrauvacas mostram grande variação, devido a sua proveniência e também a efeitos de

alteração hidrotermal posterior, os quais se refletiram na mineralogia. O aumento simultâneo de Al e Zr indica proveniência de componentes terrígenos. Nos quartzitos esta procedência é indicada pela boa correlação Al_2O_3 - Zr ($R=0,934$).

Há dois grupos distintos de rochas, com relação ao tipo de constituinte terrígeno predominante: um proveniente de contribuição terrígena de origem félsica e outro de origem máfica. O primeiro é constituído por rochas com Zr > 300 ppm e Al_2O_3 alto (8 - 15%), compreendendo FFA e metagrauvacas. Essas rochas mostram também Ni e Cr baixos (Ni < 100 ppm e Cr < 30 ppm) o que indica procedência predominantemente crustal. O outro, composto por FFA com Al_2O_3 < 8%, exibe Zr baixo (Zr < 200 ppm), além de Cr e Ni elevados, mostrando ser procedente de fonte predominantemente máfica. Esta proveniência máfica é também suportada pelos valores elevados de Cr (até 633 ppm), Ni (até 372 ppm), Co (até 251 ppm) e V (até 321 ppm), mostrada pelas FFA. Os conteúdos extremamente baixos destes elementos, nas FFS, devem-se a diluição pelo Fe.

O Rb, Sr e Ba apresentam comportamento extremamente irregular em todas as rochas metassedimentares, devido a alta mobilidade dos mesmos, durante os processos hidrotermais.

A correlação razoável apresentada por Cr - V ($R=0,685$), Zr - V ($R=0,555$) e Ni - V ($R=0,507$), sugere que a bacia de sedimentação tenha sido suprida simultaneamente por componentes máficos e félsicos.

Os dados apresentados, indicam que as formações ferríferas do Salobo são constituídas por dois componentes principais: um clástico Al_2O_3 e outro químico FeO- SiO_2 . O componente clástico terrígeno mostrou, por sua vez, ter dupla proveniência: félsica e máfica, a última possivelmente de composição basáltica. Esses componentes terrígenos eram provavelmente supridos à bacia simultaneamente, como sugerido pela correlação Zr - V. Os dados geoquímicos

apresentados, juntamente com a presença de ciclos sedimentares de base predominantemente clástica terrígena, e topo de formação ferrífera, constituída por precipitação química, sugerem que a sedimentação química e clástica tenha ocorrido ao mesmo tempo, na bacia Salobo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- LINDENMAYER, Z.G. 1990. Salobo, Carajás, Brazil: Geology, Geochemistry and Metamorphism. Univ. Western Ontario. Tese PhD. 405 pp.
- LINDENMAYER, Z.G.; LAUX, J.H. & VIEIRO, A.C. 1995. O papel da alteração hidrotermal nas rochas da Bacia Carajás. Bol. Museu Paraense Emilio Goeldi (no prelo).
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.G.; KROGH, T. & LINDENMAYER, D.H. 1991. U-Pb Geochronology of Archean Magmatism and Basement Reactivation in the Carajás Area, Amazon Shield, Brazil. Prec. Res., 49: 1-26.
- SACHS, L.L.B. 1993. O magmatismo associado ao depósito mineral cupro-aurífero do Igarapé Bahia, Carajás, PA, Brasil. Univ. Campinas. Diss. Mestrado. 142 pp.
- TEIXEIRA, J.B.G. & EGGLEER, D.H. 1994. Petrology, Geochemistry, and Tectonic Setting of Archean Basaltic and Dioritic Rocks from N4 Iron Deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. Acta Geol. Leopoldensia, 40: 71-114.

GEOQUÍMICA DE UM GRANITO TIPO-I ALTAMENTE FRACIONADO E MINERALIZAÇÃO ASSOCIADA: ENFOQUE AO MORRO DO BEZERRO, ESTADO DE RORAIMA.

Nelson Joaquim Reis (*)

Leda Maria B.Fraga (*)

Sandoval da Silva Pinheiro (*)

(*) Geólogos da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM/Manaus

INTRODUÇÃO O morro do Bezerra constitui uma pequena elevação alongada, situada na proximidade da serra Guariba, margem esquerda do rio Viruaquim, estando localizado na quadrícula NA.21-V-A-I (figura 1), nordeste de Roraima. Trabalhos de mapeamento e pesquisa foram executados nessa região (2, 8 e 6). Afloram na área, rochas vulcânicas ácidas do Grupo Surumu e granitóides da Suíte Intrusiva Saracura, de idade proterozóica média. Diques de diabásio Apoteri (Mz), seccionam unidades precedentes. A associação vulcano-plutônica encontra-se em grande parte afetada por intenso regime tectônico compressional, referido no âmbito do Escudo das Guianas como Episódio Milonítico K'Mudku, em torno de 1.2 Ga. tendo sido mencionada (3) a instalação de feixes de cavalgamento na direção E-W e transporte tectônico para sul. Uma forte estruturação E-W e WNW-ESE controla a distribuição das unidades rochosas, configurando feições em amêndoas ou faixas naquelas direções (5). A foliação, com fortes mergulhos para N, NNE e subordinadamente para sul, é incipiente a milonítica. Uma lineação de estiramento mineral de alto *rake* associa-se à foliação. Na atualidade, o mapeamento efetuado pelo Projeto Roraima Central (PRC, em fase final), propiciou a identificação de granitóides embutidos tectonicamente naqueles tipo-Saracura, os quais evidenciam um comportamento químico e petrográfico distinto do magmatismo Uatumã. Neste contexto, são relacionadas neste trabalho, as rochas graníticas do morro do Bezerra.

PETROGRAFIA E PETROQUÍMICA As rochas do morro do Bezerra são hololeucocráticas, coloração esbranquiçada e granulação fina. Seus componentes essenciais são, quartzo, microclínio, ortoclásio e plagioclásio (oligoclásio sódico), apresentando fluorita, muscovita, zircão e minerais opacos como acessórios. Composicionalmente correspondem a monzogranitos. O quartzo encontra-se recristalizado e recuperado, integrando agregados alongados. Microclínio, ortoclásio e plagioclásio apresentam extinção ondulante, contatos serrilhados, constituindo com frequência agregados de subgrãos. Uma feição tectônica planar é conferida pela orientação preferencial dos agregados de quartzo e feldspato, bem como minerais opacos com hábito alongado. Em algumas lâminas os minerais opacos preenchem rede de fratura.

Seis amostras do Granito Morro do Bezerra (GMB) foram analisadas quimicamente para óxidos maiores, menores e elementos-traço (incluindo ETR). Apenas uma amostra (NR-125) é proveniente do PRC, conquanto as demais foram reanalisadas (8). A química de seus elementos maiores (tabela 1) apresenta teores em sílica extremamente elevados (77-79%), teores baixos em Al_2O_3 (11-12%), MgO (0.05%) e CaO (0.06-0.30%), e normais em álcalis (7.6-8.7%). Se comparado a granitos anorogênicos e pós-orogênicos do Escudo das Guianas, evidencia teores mais empobrecidos em Al_2O_3 , CaO, TiO_2 e ferro total. No diagrama Q-P (4, figura 2), ocupam predominantemente o campo dos monzogranitos. São rochas fracamente

peraluminosas no diagrama da figura 3 (7). No diagrama A-B (4, figura 4), plotam no campo dos leucogranitos. O comportamento dos elementos-traço do GMB (tabela 1) aponta teores enriquecidos em Ga, Nb, Rb e Th e empobrecimento em Sr, Zr, Y e Ba. Nesse aspecto, os baixos teores em Ba e Sr, associados ao elevado Rb, são característicos de rochas muito fracionadas. Quando comparados àqueles de grauvacas, exibem teores em Ba e Sr extremamente empobrecidos. Apresentam ainda maiores teores em Rb, Th(U) e Nb em relação aos tipos A e S, exibindo conteúdo compatível aos tipos I fracionados. Análises em amostras de solo (6), apontaram teores de Mo acima de 100 ppm, e associação com Cu (70% entre 30-70 ppm) e Bi (30% entre 30-100 ppm). Os elementos Pb, Be e Sn ocorrem discretamente. Em amostras de rocha, concentrações superiores a 2000 ppm foram obtidas para o molibdênio. No diagrama R1-R2 (1, figura 5), situam-se nos campos dos granitos pós-orogênicos. No diagrama discriminatório da figura 6 (9), as rochas do GMB ocupam o campo dos granitos sincolisionais e intraplaca. Na figura 7 (10), situam-se em grande parte no campo dos granitos fracionados (FG), com apenas duas amostras superpondo-se geoquímicamente no campo dos granitos anorogênicos. O padrão de elementos terras raras (ETR) (figura 8) apresenta moderada anomalia negativa de Eu, acentuada declividade dos ETRLeves substanciada em parte pela elevada razão La_N/Eu_N , e padrão dos ETRPesados crescente em direção ao elemento Lu. A baixa concentração em ETRLeves é compatível com granitos tipo I. Na figura 9, o aranhograma do GMB evidencia marcante empobrecimento em Ba, Sr e Ti normalizados. Este comportamento foi produzido através do elevado grau de fracionamento de álcali-feldspato, plagioclásio e óxidos Fe-Ti da solução, provavelmente um líquido calci-alcálico de fonte crustal continental. Dados de granitóides do Colorado (11), mineralizados em molibdenita, comportam-se como rochas altamente fracionadas, levemente peraluminosas e com

extensiva silicificação, diferentemente dos depósitos de Cu-Mo pórfiros que associam-se a granitos tipo I metaluminosos, não fracionados e desprovidos de evidências de fracionamento do feldspato.

CONCLUSÕES A mineralização em molibdenita (Mo) fornece uma boa indicação da natureza calci-alcálica e monzogranítica do GMB; O decréscimo em Ba é indicativo da importância do K-feldspato durante a fase de fracionamento, e o enriquecimento em Ga, Nb, Rb e Th são condizentes com granitóides altamente fracionados; O Mo é um elemento HFS que pode se concentrar em magmas félsicos produzidos por pequeno grau de fusão parcial ou através de fracionamento; A relação de contato tectônico verificado entre o GMB e a unidade Saracura, não permite sugerir o tempo de formação e mineralização associada àquele primeiro. A identificação de similares corpos no âmbito da porção norte de Roraima, com assinatura geoquímica distinta daqueles tipo Saracura (tipo A), abre novas perspectivas à pesquisa mineral, principalmente para Mo e Cu.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48: 43-55.
- BOMFIM, L.F.C.; RAMGRAB, G.E.; UCHÔA, I.B.; MEDEIROS, J.B. de; VIÉGAS FILHO, J. de R.; MANDETTA, P.; KUYUMJIAN, R.M. & PINHEIRO, S. da S. 1974. Projeto Roraima; Relatório Final. Manaus, DNPM/CPRM, vol. IA-D e II.
- COSTA, J.B.S.; REIS, N.J.; PINHEIRO, S. da S. & PESSOA, M.R. 1991. Organização litoestrutural do Proterozóico Médio do extremo norte do Estado de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, III, Belém, 1991. Anais... Belém, Pará, SBG Núcleo Norte, p.179-192.

- DEBON, F. & LE FORT, P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 73: 135-149 (Earth Sci.)
- FRAGA, L.M.B., REIS, N.J. & PINHEIRO, S.da S. 1994. Arranjo estrutural do segmento sul do Bloco Pacaraima, Estado de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, IV, Belém, 1994. Anais...Belém, Pará, SBG Núcleo Norte, p. 7-9.
- MAIA, R.G.N. - 1980. Projeto Surumu; Relatório Final. Manaus, DNPM/CPRM, V.I.
- MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. - 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol.Soc.of Am.Bull.*, v.101, p.635-643.
- MELO, A.F.F. de; SANTOS, A.J.dos; CUNHA, M.T.P.da; CAMPOS, M.J. & D'ANTONA, R.de J.G. 1978. Projeto Molibdênio em Roraima; Relatório Final. Manaus. DNPM/CPRM, v. I-A e B. il.
- PEARCE, J.; HARRIS, N. & TINDLE, A. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* (25): 956-983.
- WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L. & CHAPPELL, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.95: 407-419.
- WHITE, A.J.R. 1992. Granite Handbook: description, genesis, some associated ore deposits. In: CONG. BRAS. DE GEOL., XXXVII, São Paulo. Short Course. São Paulo, SP, 109 p.

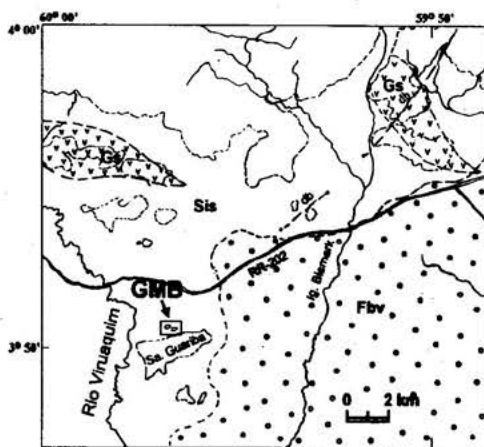
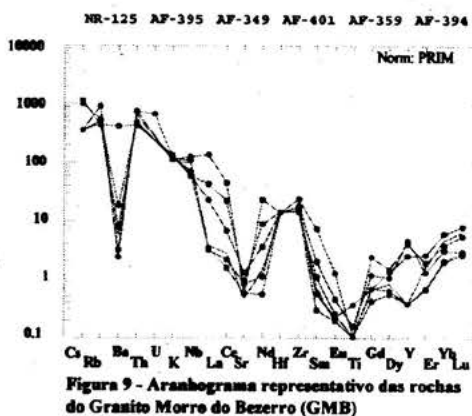
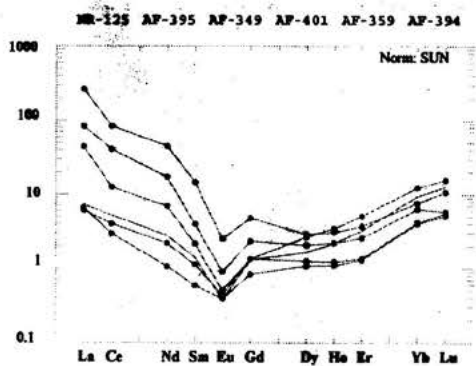
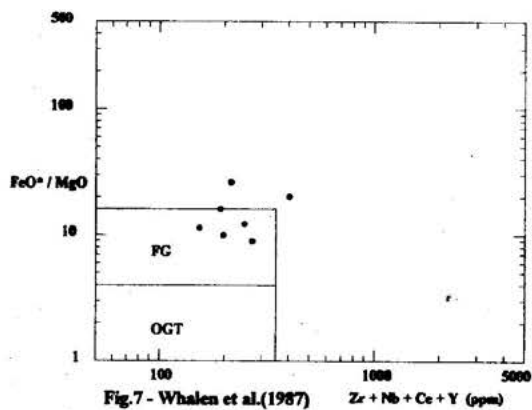
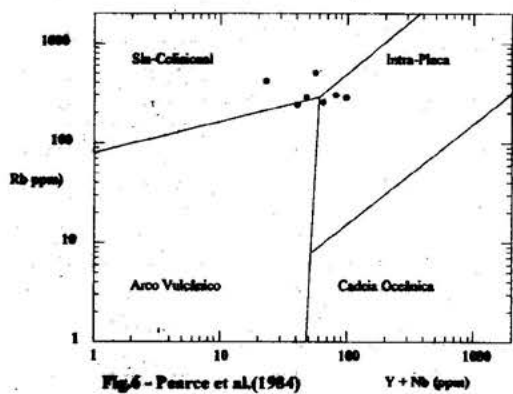
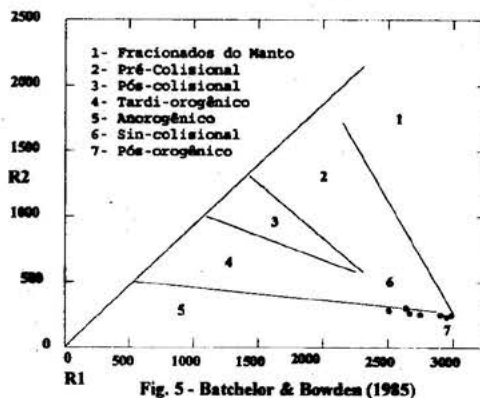
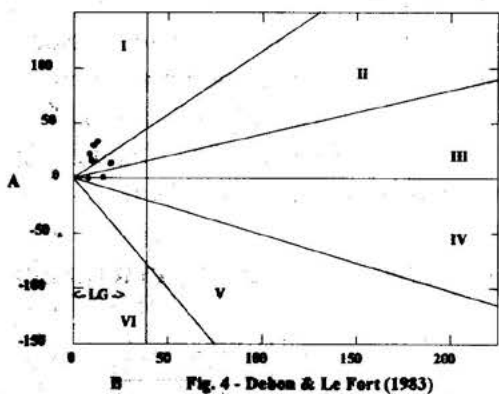
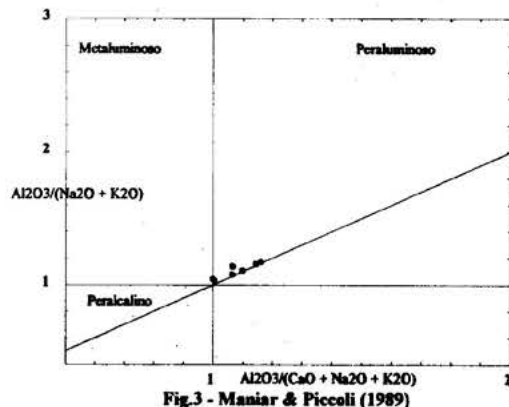
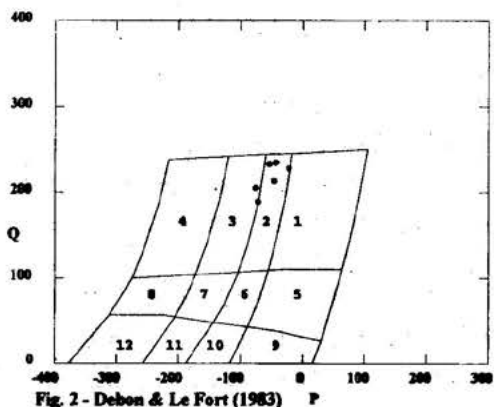


Figura 1 - Área de localização do Granito Morro do Bezerra (GMB). Sis - Suíte Intrusiva Saracura (PM); Gs - Grupo Surumu (PM); Fbv - Formação Boa Vista (TT); db - diques Apoteri (Mz).

| | | | | | | |
|----------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 77.30 | 78.00 | 78.00 | 78.10 | 79.10 | 79.20 |
| TiO ₂ | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.07 | 0.02 |
| Al ₂ O ₃ | 12.60 | 12.20 | 11.90 | 12.40 | 12.00 | 11.30 |
| Fe ₂ O ₃ * | 0.50 | 0.89 | 1.12 | 0.56 | 0.68 | 1.45 |
| MnO | 0.01 | 0.06 | 0.03 | 0.01 | 0.09 | 0.14 |
| MgO | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.05 |
| CaO | 0.30 | 0.05 | 0.22 | 0.06 | 0.07 | 0.07 |
| Na ₂ O | 4.70 | 3.50 | 4.60 | 4.10 | 3.80 | 4.00 |
| K ₂ O | 4.00 | 4.30 | 3.60 | 4.10 | 3.80 | 3.60 |
| P ₂ O ₅ | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 |
| PF | 0.50 | 0.73 | 0.39 | 0.39 | 0.21 | 0.09 |
| Mg# | 16.65 | 10.00 | 8.10 | 15.13 | 12.76 | 6.38 |
| Alcalis | 8.70 | 7.80 | 8.20 | 8.20 | 7.60 | 7.60 |
| Cr | 50 | 81 | 24 | 18 | 21 | 161 |
| Ni | 12 | 39 | 12 | 5 | 10 | 72 |
| Zn | 51 | 20 | 37 | 38 | 41 | 113 |
| Rb | 506 | 243 | 284 | 284 | 302 | 256 |
| Cs | 2.50 | 8.00 | 2.50 | 2.50 | 7.00 | 2.50 |
| Ba | 15 | - | 20 | 117 | 50 | 35 |
| Sr | 18 | 25 | 11 | 11 | 16 | 9 |
| Ga | 24 | 34 | 28 | 36 | 33 | 34 |
| Nb | 38 | 39 | 82 | 46 | 71 | 63 |
| Zr | 180 | 141 | 234 | 149 | 165 | 148 |
| Ti | 180 | 120 | - | 120 | 420 | 120 |
| Y | 18 | 2 | 16 | 2 | 10 | 2 |
| Th | 66 | 38 | 67 | 40 | 43 | 58 |
| U | 15 | - | - | - | - | - |
| La | 27.24 | 14.59 | 87.00 | 2.190 | 2.012 | 2.419 |
| Ce | 35.33 | 10.94 | 72.23 | 2.552 | 3.483 | 4.524 |
| Nd | 10.83 | 4.378 | 28.44 | 0.673 | 1.379 | 1.754 |
| Sm | 0.810 | 0.440 | 2.988 | 0.120 | 0.230 | 0.290 |
| Eu | 0.072 | 0.039 | 0.195 | 0.030 | 0.034 | 0.029 |
| Gd | 0.639 | 1.811 | 1.319 | 0.230 | 0.370 | 0.360 |
| Dy | 0.710 | 0.430 | 0.994 | 0.373 | 0.916 | 0.567 |
| Ho | 0.168 | 0.094 | 0.238 | 0.086 | 0.267 | 0.168 |
| Er | 0.560 | 0.304 | 0.837 | 0.292 | 1.144 | 0.731 |
| Yb | 1.400 | 0.922 | 1.696 | 0.891 | 2.736 | 2.082 |
| Lu | 0.280 | 0.189 | 0.366 | 0.175 | 0.531 | 0.431 |
| Eu/Eu* | 0.296 | 0.288 | 0.260 | 0.543 | 0.355 | 0.274 |
| LaN/EuN | 89.738 | 88.761 | 105.82 | 17.317 | 14.035 | 19.780 |



ASPECTOS MINERALÓGICOS E GEOQUÍMICOS DAS OCORRÊNCIAS DE ZEOLITAS SEDIMENTARES NA BACIA DO PARNAÍBA

Nélio das Graças de Andrade da Mata Rezende¹

Rômulo Simões Angélica^{1,2}

Marcondes Lima da Costa²

Herbert Pöllmann³

1-Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, *O Serviço Geológico do Brasil*

Av. Dr. Freitas 3645, 66095-110, Belém, Pará, Brasil. Fax: +55 91 246-4020

2-Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará. CP 1611, 66075-110,

Belém, Pará, Brasil. Fax: +55 91 229-9677

3-Institut für Geologische Wissenschaften, Martin-Luther Universität Halle-Wittenberg

Domstr 6, D-06108, Halle/Saale, Germany. Fax: +49 345 202-8635

INTRODUÇÃO Recentes análises petrográficas, mineralógicas por difração de raios-x, e análises químicas através de microsonda eletrônica realizadas em zeolitas contidas em arenitos da Formação Corda, na porção NW da Bacia do Parnaíba, contribuíram para uma melhor caracterização daquele minério zeolítico, que vem despertando crescente interesse, face à importância econômica potencial desses bens minerais, bem como pela localização e punjança dos corpos mineralizados, acenando com perspectivas favoráveis a uma futura exploração.

Os dados apresentados atualizam e complementam informações divulgadas por Rezende & Angélica (1995) e Angélica et al. (1995).

As concentrações zeolíticas distribuem-se ao longo da BR-010 (Belém-Brasília), cerca de 40km a sul da cidade de Imperatriz, estendendo-se para oeste, adentrando no Estado do Tocantins, e para leste, em direção à cidade de Grajaú (MA), englobando uma região em franco desenvolvimento agro-industrial.

ROCHAS HOSPEDEIRAS As zeolitas estão associadas à Formação Corda (Cretáceo Inferior), que compreende

um sistema desértico desenvolvido sobre os derrames basálticos da Formação Mosquito (Juro-Cretáceo), comportando arenitos, argilitos e folhelhos.

Os arenitos relacionam-se às fácies eólicas e flúvio-lacustre, e são a litologia predominante, apresentando variado grau de seleção e de maturidade textural, refletindo as condições deposicionais. Nas camadas associadas às fácies flúvio-lacustres há abundância de fragmentos líticos, especialmente de basaltos, chert e calcário, além de feldspato, quartzito e serpentinito. Nesses ambientes apresentam, em geral, baixo índice de seleção e características específicas que refletem, localmente, pulsações turbidíticas. Nas fácies eólicas os arenitos são bem selecionados, e exibem feições relacionadas a dunas e lençóis de areias. Em ambos domínios há, quase sempre, a presença subordinada de argilas esmectíticas na fase matricial. Uma feição marcante nos arenitos Corda é seu caráter avermelhado-arroxeadado, provocado por uma película de material ferruginoso, que envolve os grãos detríticos.

Argilitos e folhelhos têm distribuição mais restrita e são representantes da sedimentação em lagos de deserto.

As zeolitas constituem a fase intersticial autigênica dos arenitos, na forma de cimento

de coloração branca leitosa, envolvendo os grãos de quartzo e os fragmentos líticos, em arcabouço textural variado onde predomina um empacotamento frouxo, como mostram as análises petrográficas. A fase zeolítica esbranquiçada, nesse arcabouço granular avermelhado, provoca um aspecto característico que, muitas vezes, foi descrito como *mosqueamento caulínico*.

Através de análises por difração de raios-x, realizadas no Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, foram identificadas as zeolitas estilbita, barrerita, stellerita e laumontita, além dos seguintes minerais: quartzo, calcita, feldspato e esmectitas.

Com relação às zeolitas, sabe-se que compreendem um grupo de minerais que possuem composição química muito similares, mas que se diferenciam em subgrupos, em função do arranjo das unidades fundamentais de construção, que definem suas organizações cristalinas. Na classificação do *Joint Committee on Powder Diffraction Standards* (JCPDS, 1993), a estilbita, a stellerita e a barrerita integram o subgrupo da heulandita. Entretanto, por sua similaridade estrutural e morfológica esses três minerais são considerados, algumas vezes como compondo um grupo individualizado, numa série contínua, onde a stellerita e a barrerita seriam variedades da estilbita (Tschernich, 1992). Passaglia et al. (1978) estudando a química desses minerais, que têm o mesmo arranjo tetraédrico, consideram como critérios diagnósticos entre stellerita e estilbita, a simetria ortorrômbica, o maior conteúdo em Si e o menor em Na, na stellerita. A barrerita é rica em Na, pobre em Ca e, embora ortorrômbica como a stellerita, é considerada em outro grupo. A definição precisa de qual desses minerais está presente no minério zeolítico da Formação Corda requer, ainda, estudos complementares. Os poucos dados adicionais, disponíveis, de microscopia ótica, microscopia eletrônica de varredura e microsonda eletrônica, indicam, localmente,

uma morfologia e composição química compatíveis com a estilbita / stellerita.

A laumontita está associada à facies enriquecidas em cimento carbonático. Embora inicialmente considerado como um mineral indicador de alta temperatura, hoje sabe-se que a laumontita pode cristalizar-se a temperaturas muito baixas, sob condições químicas favoráveis.

A calcita ocorre, principalmente, como cimento em determinados horizontes, caracterizando um zoneamento que responde, também, por variações no conteúdo zeolítico.

COMPOSIÇÃO QUÍMICA A tabela 1 refere-se a análises químicas de arenitos zeolíticos. Na tabela 2 estão os resultados de análise por microsonda eletrônica de zeolitas contidas no arenito da estação 1004-G, localizada na rodovia BR-010.

Os resultados indicam que a amostra 1004-A, representante de uma fácies eólica e estéril em termos de zeolitas, é a que apresenta a composição química mais distinta dentre as amostras analisadas, como teor mais elevado de SiO_2 (87,5%), e os teores mais baixos de todos os outros elementos, refletindo a presença dominante de quartzo, seguido de esmectita. As demais amostras apresentam pequena variação em torno da média e destacam-se pelos teores relativamente mais elevados de Fe_2O_3 , CaO, MgO e K_2O , e ainda TiO_2 e Na_2O .

A composição química das zeolitas da amostra 1004-G, obtida por microsonda eletrônica, mostra que são zeolitas fundamentalmente cálcicas, com pouco K_2O e menos Na_2O e MgO. Essa composição faz-se refletir, em parte, na composição química da rocha-total, através, principalmente, dos teores de CaO, já que na fácies representada não se registra calcita. Na rocha-total os teores elevados de MgO, K_2O , além de FeO, refletem a presença de esmectitas e fragmentos líticos. Fe_2O_3 vincula-se, principalmente, às películas ferruginosas dos grãos detríticos.

CONCLUSÕES A descoberta de zeolitas na Bacia do Parnaíba é um fato recente e os estudos até agora realizados para seu conhecimento ainda são incipientes.

Sob o ponto de vista genético, como hipótese preliminar, os autores consideram que o fenômeno de zeolitização indiscriminada em facies eólicas e flúvio-lacustres, como cimento, sugere sua vinculação a uma fase diagenética precoce, superimposta a partir do que Mumpton (1981) e Sheppard (1983) classificaram como sistemas hidrológicos fechados, em ambiente semi-árido a árido, tendo os basaltos da Formação Mosquito como importante área-fonte desses sedimentos. Neste ambiente, a lixiviação das lavas recém depositadas teria favorecido a geração da salmoura mineralizante. Deve ser analisada uma possível ação hidrotermal associada aos estágios finais do vulcanismo basáltico. Investigações mais detalhadas ainda são requeridas para definir os mecanismos de controle do fenômeno mineralizante, bem como para uma caracterização tecnológica visando uma possível aplicação industrial.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANGÉLICA, R. S., et al. (1995) Estudos mineralógicos e geoquímicos preliminares da ocorrência de zeolitas em sedimentos mesozóicos da Bacia do Parnaíba, Brasil. V Cong. Bras. Geoq e III Cong. de Geoq. dos Países de Língua Portuguesa. Niterói/RJ.
- JCPDS (1993) Powder Diffraction Files, Alphabetical Indexes, Sets 1-43.
- MUMPTON, F.A. (1981) Natural Zeolites. In: Mineralogy and Geology of Natural Zeolites. Reviews in Mineralogy, Vol. 4 (Ed. by F.A. Mumpton). pp 1-17. Mineralogical Society of America.
- REZENDE, N. G. A. M. & ANGÉLICA, R. S. (1995) Zeolitas Naturais em Rochas Sedimentares na Bacia do Parnaíba, Nordeste do Brasil. XVI Simpósio de Geol. do Nordeste. Recife/PE.
- SHEPPARD, R.A. (1983) Zeolites in sedimentary rocks. In: LEFOND, S.L (Editor). Industrial Minerals and Rocks. SME, N.Y. pp 1413-1418. Reprinted from USGS Professional Paper 820.
- TSCHERNICH, R.W. (1992) Zeolites of the World. Phoenix: Geoscience Press. Il. 563 p.

Tabela 1- Análises químicas do arenito zeolítico

| Amostra | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | TiO ₂ | P ₂ O ₅ | Na ₂ O | K ₂ O | P.F. | Total |
|---------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|------|------------------|-------------------------------|-------------------|------------------|------|-------|
| 1004-A | 87,5 | 7,0 | 1,2 | 0,42 | <0,05 | 0,32 | 0,22 | <0,05 | 0,01 | 0,12 | 3,03 | 99,82 |
| 1004-D | 68,0 | 9,9 | 4,1 | 0,28 | 3,0 | 4,6 | 0,62 | 0,063 | 0,25 | 1,3 | 7,47 | 99,58 |
| 1004-E | 65,7 | 10,6 | 3,9 | 0,42 | 4,2 | 4,0 | 0,63 | 0,074 | 0,29 | 1,3 | 8,59 | 99,70 |
| 1004-G | 70,2 | 8,80 | 4,0 | 0,14 | 3,6 | 3,5 | 0,67 | 0,081 | 0,43 | 1,1 | 7,11 | 99,63 |
| 1004-H | 67,8 | 10,3 | 3,6 | 0,42 | 3,4 | 4,0 | 0,45 | 0,068 | 0,26 | 1,4 | 7,70 | 99,40 |
| 1001 | 71,3 | 7,8 | 2,9 | 0,42 | 1,5 | 4,6 | 0,44 | 0,07 | 0,10 | 1,2 | 6,37 | 96,70 |
| 1002-A | 74,6 | 8,2 | 3,6 | 0,14 | 2,0 | 3,2 | 0,55 | 0,067 | 0,17 | 1,3 | 5,61 | 99,44 |
| 1002-C | 68,6 | 8,3 | 3,4 | 0,28 | 5,0 | 3,5 | 0,56 | 0,078 | 0,21 | 1,2 | 8,29 | 99,42 |
| 1002-D | 70,4 | 7,3 | 2,5 | 0,42 | 5,8 | 3,2 | 0,45 | 0,064 | 0,19 | 1,0 | 8,28 | 99,60 |
| 1003-A | 79,1 | 8,9 | 1,7 | 0,28 | 1,8 | 1,1 | 0,24 | <0,05 | 0,20 | 1,1 | 5,40 | 99,82 |
| Média | 72,3 | 8,71 | 3,1 | 0,32 | 3,4 | 3,2 | 0,48 | 0,07 | 0,21 | 1,1 | 6,79 | 99,31 |
| Desvio | 6,56 | 1,24 | 1,0 | 0,115 | 1,47 | 1,42 | 0,16 | 0,007 | 0,112 | 0,365 | 1,72 | 0,146 |
| Mín. | 65,7 | 7,0 | 1,2 | 0,14 | 1,5 | 0,32 | 0,22 | 0,063 | 0,01 | 0,12 | 3,03 | 96,70 |
| Máx. | 87,5 | 10,6 | 4,1 | 0,42 | 5,8 | 4,6 | 0,67 | 0,081 | 0,43 | 1,4 | 8,59 | 99,86 |

MnO < 0,07%; Cr₂O₃ < 0,039%; NiO₂ < 0,047%; F < 0,018%; Cl < 0,003%. (Angélica et al., 1995)

Tabela 2 - Análises químicas por microsonda eletrônica em zeolitas de arenito da Formação Corda (amostra 1004-G)

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO ₂ | 62,011 | 57,725 | 60,275 | 57,955 | 58,363 |
| Al ₂ O ₃ | 15,372 | 14,830 | 15,891 | 15,855 | 15,970 |
| K ₂ O | 1,064 | 0,604 | 0,844 | 0,911 | 0,519 |
| CaO | 7,231 | 7,544 | 7,551 | 7,227 | 7,729 |
| Na ₂ O | 0,308 | 0,167 | 0,327 | 0,304 | 0,316 |
| MgO | 0,229 | 0,161 | 0,111 | 0,171 | 0,179 |
| FeO _t | 0,000 | 0,000 | 0,050 | 0,042 | 0,065 |
| MnO | 0,000 | 0,072 | 0,022 | 0,000 | 0,027 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,018 | 0,059 |
| H ₂ O | n.a | n.a | n.a | n.a | n.a |
| H ₂ O | n.a | n.a | n.a | n.a | n.a |
| TOTAL ¹ | 86,268 | 81,106 | 85,071 | 82,182 | 83,227 |

Analista: Fernando Tallarico. CVRD/SUTEC (MG)

n.a - não analisado

FeO_t - ferro total¹ Considera-se que o fechamento para 100,00% refere-se a H₂O molecular.

Conteúdo iônico à base de 80 O

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Si | 30,90 | 30,55 | 30,45 | 30,12 | 30,07 |
| Al | 9,00 | 9,56 | 9,74 | 10,04 | 9,92 |
| K | 0,30 | 0,19 | 0,27 | 0,31 | 0,19 |
| Ca | 3,90 | 4,14 | 3,96 | 4,08 | 4,34 |
| Na | 0,15 | 0,10 | 0,15 | 0,16 | 0,16 |
| Mg | 0,18 | 0,13 | 0,09 | 0,13 | 0,12 |
| H ₂ O | 13,73 | 18,89 | 14,93 | 17,82 | 16,87 |

BACIAS SEDIMENTARES

**FACIOLOGIA E IMPORTÂNCIA PETROLÍFERA DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO
MONTE ALEGRE NA ÁREA DA PLATAFORMA DE MANAUS
BACIA DO AMAZONAS**

Paulo Roberto da Cruz Cunha
PETROBRAS E & P - AM

A Plataforma de Manaus é uma feição homoclinal situada na porção noroeste da Bacia do Amazonas, às proximidades da cidade homônima. Limita-se, a sudeste, por uma importante feição estrutural denominada Paleocharneira Norte (fig. 1).

Os arenitos da Formação Monte Alegre constituem-se nos principais reservatórios de hidrocarbonetos da bacia e neles encontram-se as ocorrências mais representativas, até então reportadas, de óleo e gás da Bacia do Amazonas.

A Fm. Monte Alegre é amplamente distribuída ao longo de quase toda a extensão da bacia, alcançando, no seu depocentro, cerca de 100 metros de espessura. Como um todo, esta unidade estratigráfica foi descrita, em termos de ambientes deposicionais, por Della Fávera (in Miura et al., 1983), e Costa (1984), como constituída por fácies eólica, fácies de "wadi", fácies fluvial com retrabalhamento eólico e, em direção ao topo, por fácies de "sabkha" marginal, deltáica e de "shoal massifs", caracterizando-se, dessa forma, como depositada em ambiente continental desértico, gradando para o topo para marinho raso.

Análises sistemáticas recentes dos arenitos da Fm. Monte Alegre, descritos através de testemunhos de poços, confirmam as interpretações dos estudos dos autores anteriores.

Porém, à luz da nova Estratigrafia de Seqüências, foram refinados alguns métodos de análises e de correlações de perfis, considerando variações eustáticas do nível do mar, superfícies de inundação máxima e

eventos tectônicos atuantes à época da deposição dessa unidade estratigráfica.

Com base nesse novo enfoque, foram reinterpretadas as fácies marinho-rasa/transicional: com a presença das fácies "shoreface", "upper-shoreface", "fore-shore", canal de maré, etc., que predominam na metade superior da unidade. Na porção inferior predominam fácies eólica, fluvial (em parte com retrabalhamento eólico), e lacustre, conforme pode ser visualizado nas seções geológicas entre os poços da área (figs. 3 e 4).

As fácies eólica, fluvial e lacustre, depositadas na parte inferior da unidade Monte Alegre, foram controladas por importante feição estrutural: uma paleocharneira de direção sudoeste-nordeste (Paleocharneira Norte) na área da Plataforma de Manaus. Tal região ter-se-ia comportado como área alta, nesse período (Pensilvaniano), onde se desenvolveram campos de dunas eólicas. Para sudeste dessa paleocharneira, em direção ao depocentro da bacia, desenvolveu-se ambiente marinho raso. Recorrência do ambiente marinho-raso ocorreu no topo da unidade, prolongando-se por todo o Pensilvaniano (Carbonífero Superior - formações Itaituba e Nova Olinda). Note o desenvolvimento de um provável campo de dunas, no mapa faciológico e isolítico de arenitos eólicos da porção basal da Fm. Monte Alegre, na área da Plataforma de Manaus (fig. 2).

Em termos de porosidades, os arenitos da Fm. Monte Alegre, depositados nessa área alta da bacia, alcançam valores de até 26%, com ênfase na área da Plataforma de Manaus. Em direção

sudeste, da paleocharneira ao depocentro da bacia, a tendência da porosidade é de diminuição (valores de até 10%), devido ao efeito de sobrecarga, conforme o esperado. Tal fato reforça a importância dessa área alta como captadora de possíveis migrações de hidrocarbonetos "up-dip".

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

COSTA, M.G. e SELBACH, H.S. 1981. Estudo Sedimentológico da Formação Monte Alegre, na área de Autás Mirim,

Bacia do Amazonas - Petrobrás - Rel. Int.

CUNHA, P.R.C. 1995. Perspectivas Exploratórias da Província de Manaus - Bacia do Amazonas - Fase I - Geologia - Petrobrás/E&P-AM - Rel Int.

MIURA, K; THOMAZ Fo., A; CUNHA, F.M.B. e DELLA FÁVERA, J.C. 1983. Reavaliação das Possibilidades Petrolíferas na Bacia do Médio Amazonas - Petrobrás/Depex - Rel. Int.

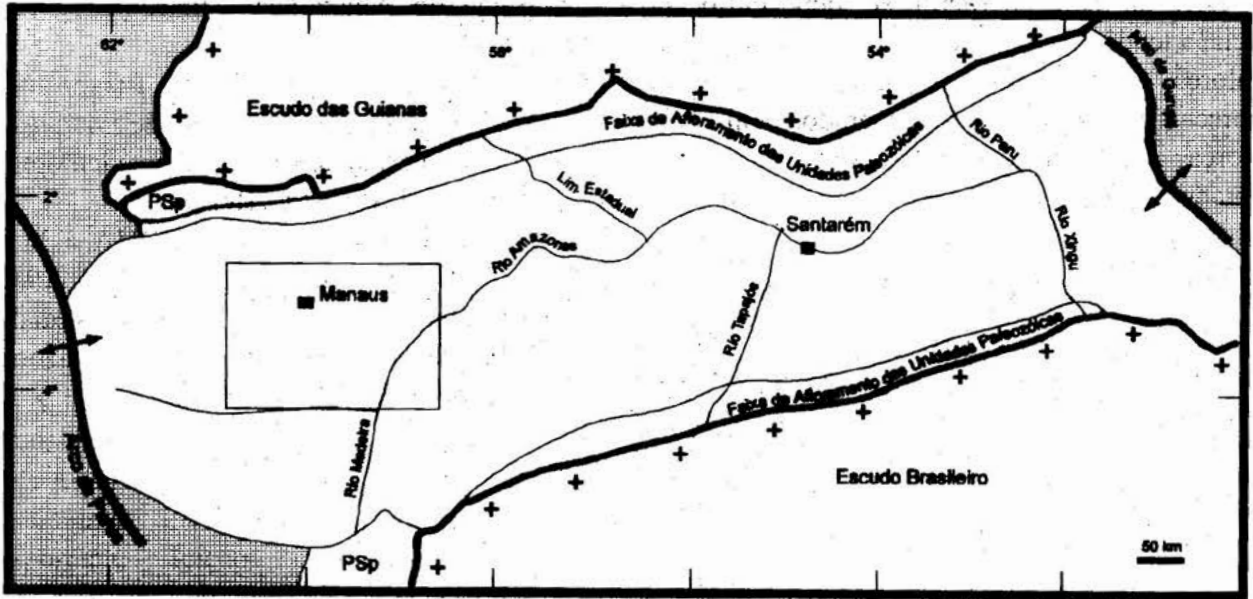


Fig.1: Mapa de Localização

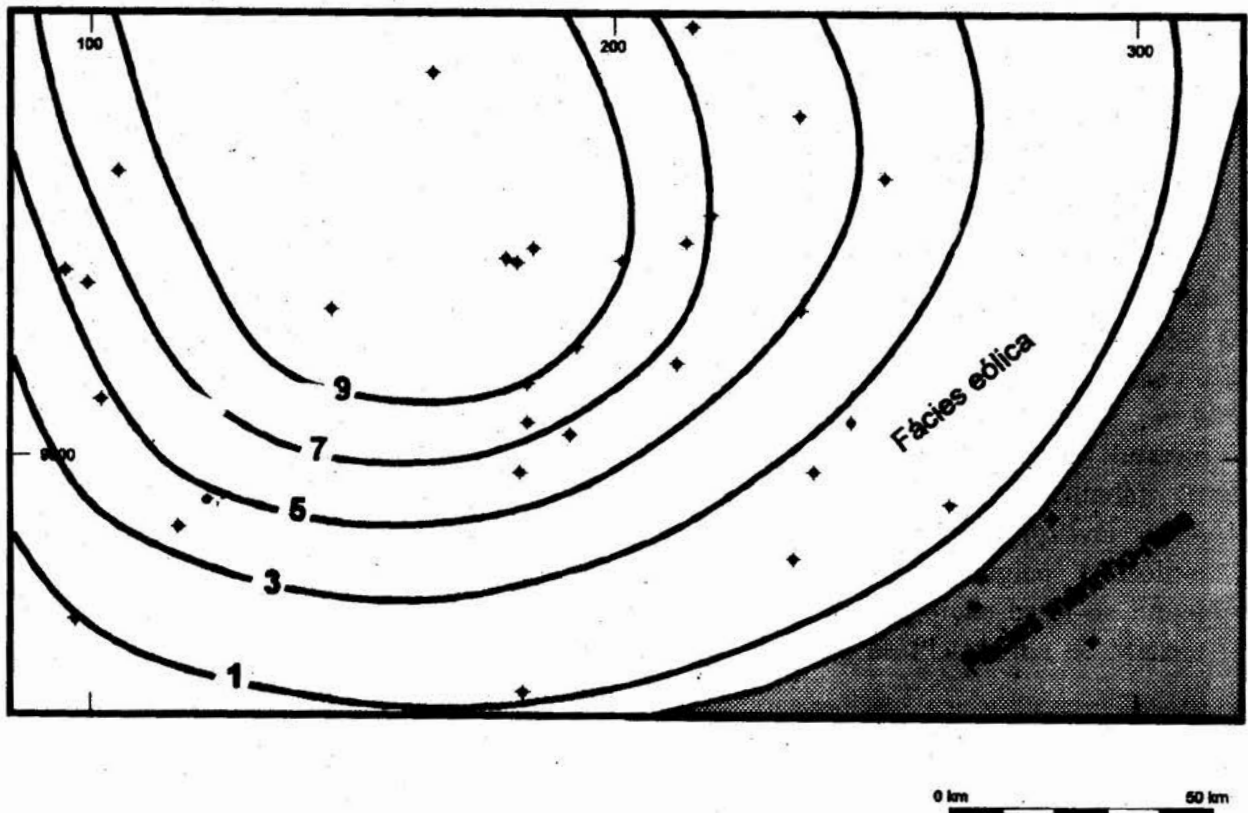


Fig.2: Mapa Faciológico e de Isófitas de Arenitos da Fm. Monte Alegre (I.C. = 2m).

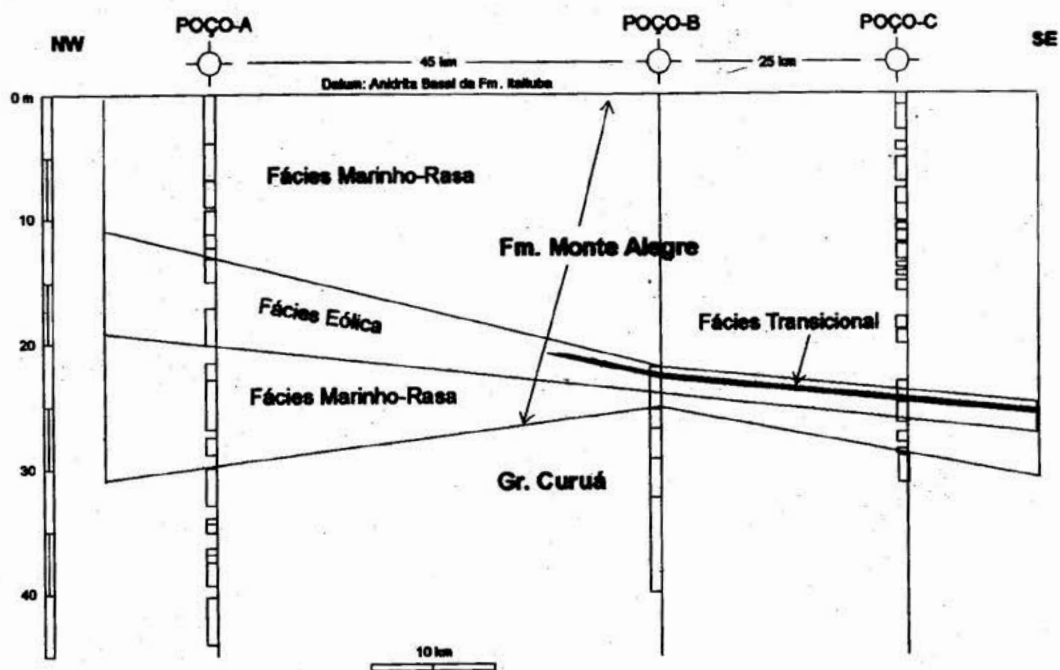


Fig. 3: Seção Geológica Esquemática - mostrando as relações faciológicas da Fm. Monte Alegre (com base em análises de testemunhos).

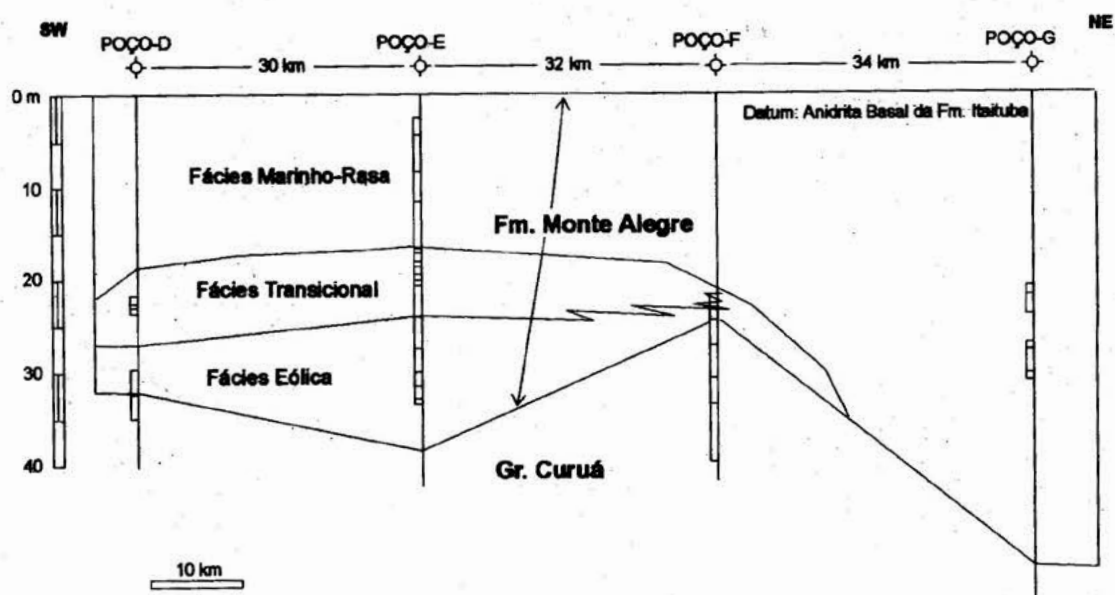


Fig. 4: Seção Geológica Esquemática - mostrando as relações faciológicas da Fm. Monte Alegre (com base em análises de testemunhos).

BACIAS SEDIMENTARES DA PROVÍNCIA SEDIMENTAR DO MEIO-NORTE DO BRASIL

Ana Maria Góes¹

Armando Márcio Coimbra²

1 Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará (CG/UFPA)

2 Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGUSP)

A Província Sedimentar do Meio-Norte do Brasil, anteriormente considerada como unidade tectônica única (Bacia do Parnaíba), possui evolução policíclica, possibilitando sua compartimentação em diferentes bacias (Parnaíba, Alpercatas, Grajaú e Espigão-Mestre/Fig.1) com gêneses e idades distintas (Góes 1995).

A Bacia do Parnaíba, com área de 400.000 km² e 3.000 m de espessura, representa porção remanente de extensa sedimentação intracratônica afro-brasileira. É constituída por rochas formadas em três grandes ciclos transgressivos-regressivos (grupos Serra Grande, Canindé e Balsas). Estes depósitos acumularam-se do Siluriano até a continentalização da bacia no Triássico, refletindo a formação do paleocontinente Pangea.

No Jurássico, em decorrência dos eventos precursores da desagregação do Supercontinente *Gondwana*, ocorreu um abatimento da região central da Província Sedimentar do Meio-Norte, gerando um sistema de *rifts* interiores, orientados segundo às direções ENE-WSW e NNE-SSW, denominado de Bacia das Alpercatas, com área de 70.000 km² e 200 m de espessura. O seu preenchimento é formado por sedimentos fluvio-lacustres (formações Pastos Bons e

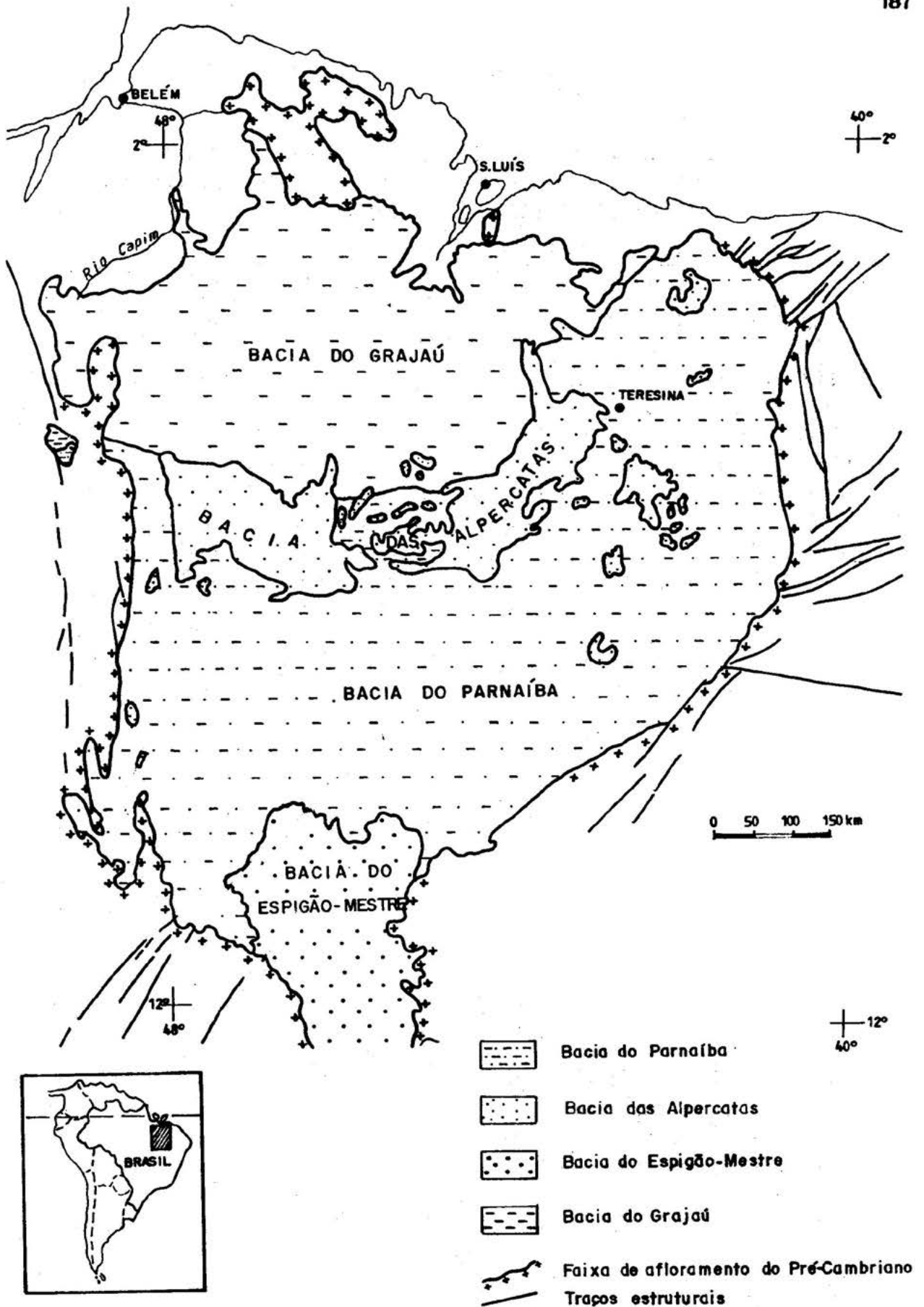
Corda) e rochas básicas associadas (formações Mosquito e Sardinha), de idades jurássica a eocretácea.

No Cretáceo, com a abertura do Atlântico, a sedimentação deslocou-se para novos sítios deposicionais. Ao norte, o início da deposição na Bacia do Grajaú, com área de 130.000 km², preenchida por depósitos eólicos e lagunares (formações Codó, Grajaú e Itapecuru), acumulando espessura de 800 m de sedimentos. Enquanto que ao sul, para o interior do continente, tem-se a Bacia do Espigão-Mestre, cuja extremidade norte está contida na Província Sedimentar do Meio-Norte, com área de 170.000 km² e de pelo menos 400 m de depósitos predominantemente fluvio-eólicos (formações Areado e Urucuia).

AGRADECIMENTOS Os autores agradecem à Petrobrás, pelo acesso aos seus relatórios internos e à CAPES e à UFPA, pelo apoio financeiro dado a este trabalho.

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

- GÓES, A.M. 1995. A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba. São Paulo, 171p. (Tese de doutoramento - Instituto de Geociências - USP).



NOTA: Base geológica de SCHOBENHAUS et al., 1981.

Figura 1 - Bacias da Província Sedimentar do Meio-Norte do Brasil.
Modificado de Góes (1995).

CICLOS SEDIMENTARES E OCORRÊNCIA DE CONODONTES E FUSULINÍDEOS NA BACIA DO ACRE - PLATAFORMA CARBONÁTICA DA FM. CRUZEIRO-EIRUNEPÊ, PERMIANO INFERIOR.

Walesca Brasil Lemos - Universidade Federal do Rio Grande do Sul/Núcleo de Geociências.

Oswaldo Braga da Silva - PETROBRÁS (E & P - Am)

INTRODUÇÃO A Bacia do Acre apresenta uma área de aproximadamente 160.000 km² e se constituiu durante a sedimentação do Paleozóico Superior, em apenas um prolongamento da Bacia de Ucayali, ocorrente na região sub-andina (FIG.1).

A Fm. Cruzeiro-Eirunepê representa o único exemplo no Brasil, de sedimentação paleozóica de plataforma carbonática francamente marinha aberta. Tal plataforma carbonática representa o último grande registro marinho transgressivo sobre o Craton Amazônico (FIG. 2).

Cronoestratigraficamente esta unidade é correlacionável à extensa sedimentação carbonática que compõe o Grupo ou Formação Copacabana, que se distribui ao longo das bacias sub-andinas (Diaz Martinez, 1993).

CICLOS DE SEDIMENTAÇÃO Em termos de ciclos sedimentares a Fm. Cruzeiro-Eirunepê é formada por no mínimo três (3) ciclos em "*deepning-upward*" na base, com extensa proliferação de foraminíferos fusulinídeos (*Triticites sp.* e *Pseudoswagerina sp.*) e seis ciclos em "*shallowing-upward*" na sua posição média/superior, com abundante fauna composta por briozoários, crinóides, braquiópodos e algas, que constituem os ciclos agradacionais de plataforma, com o espaço deposicional controlado pela Falha

de Batã (FIG. 3). A sedimentação carbonática está em *onlap* de oeste para leste.

A rápida subida relativa do nível do mar no Artinskiano (Ross & Ross, 1985) se refletiu na Bacia do Acre com a deposição de folhelho negro euxímico, rico em matéria orgânica (Rodrigues & Triguês, 1992), que estabeleceu o fim da sedimentação de plataforma de diversificada fauna de invertebrados e expandiu a sedimentação mais para leste da Falha de Batã. Estes folhelhos representam sedimentos relacionados à máxima inundação permiana. A sedimentação carbonática que se seguiu foi caracterizada por ciclos agradacionais de "*mudstones/wackstones*" com abundância de equinodermos, gastrópodos, restos de peixes, muitos fragmentos fosfáticos, braquiópodos de carapaça fosfática (*Orbiculoidea*) e conodontes.

CONODONTES A ocorrência de conodontes na Bacia do Acre está relacionada aos carbonatos micríticos, regressivos e ricos em crinóides, restos de peixes e braquiópodos de carapaça fosfática, ocorrentes acima da superfície de inundação máxima, representada pelos folhelhos ricos em matéria orgânica (FIG.3).

Suarez Riglos et al. (1987), com base em conodontes, posicionam o Grupo Copacabana na Bolívia entre o Virgiliano (Pensilvaniano Superior) e o Leonardiano

(Permiano Inferior). Na Bacia do Acre, a ocorrência do conodonte *Sweetognathus whitei*, que constitui a Zona *Sweetognathus whitei* no Grupo Copacabana, posiciona a plataforma carbonática em idade correspondente ao Wolfcampiano/Leonardiano (Sakmario/Artinskiano). O braquiópodo *Orbiculoidea sp.*, que ocorre no mesmo intervalo do *Sweetognathus whitei*, representa o primeiro registro deste invertebrado no Permiano Inferior do Brasil.

O posicionamento cronoestratigráfico aqui proposto vem a corroborar os resultados das análises isotópicas de estrôncio (Razão Sr87/Sr86) de Rodrigues et alii (1993) e os dados palinológicos de Picarelli et alii (1992).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- MARTINEZ, E. D.; PALMER, B. A.; LEMA, J. C. 1993. The Carboniferous Sequence of the northern Altiplano of Bolivia : from glacial-marine to carbonate deposition. In : *Comptes Rendus XII ICC-P*, vol. 2 : 203 - 222, Buenos Aires.
- PICARELLI, A. T.; QUADROS, L. P. 1992. Bioestratigrafia do Carbonífero e Permiano das bacias do Amazonas, Solimões, Acre e Parnaíba, com base em fusulinídeos, palinologia e conodontes. In : PETROBRÁS/CENPES (relatório interno).
- RODRIGUES, R. & TRIGUIS, J. A. 1990. Avaliação geoquímica da sequência paleozoica da Bacia do Acre: poços I-RM-1-AC e I-SD-1-AC. In : PETROBRÁS/CENPES, 23 p. (relatório interno).
- RODRIGUES, R.; SOLIANI, E.; TAKAKI, T.; SATO, K.; KAWAJITA, K. 1993. Cronoestratigrafia isotópica do estrôncio das formações Andirá (Bacia do Amazonas) e Cruzeiro do Sul (Bacia do Acre). In : PETROBRÁS/CENPES, 8 p. (relatório interno).
- ROSS, C. A. & ROSS, J. R. P. 1985. Late Paleozoic transgressive-regressive deposition. In : C. W. Wilgus et al., eds, *Sea level changes : an integrated approach* : Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, p. 227-247.
- SUAREZ RIGLOS, M.; HÜNICKEN, M. A.; MERINO, D. 1987. Conodont biostratigraphy of the Upper Carboniferous-Lower Permian rocks of Bolivia. In : AUSTIN, R. L. *Conodontes : Investigative Techniques and applications*. Chichester, Ellis Horwood. p. 316-332.

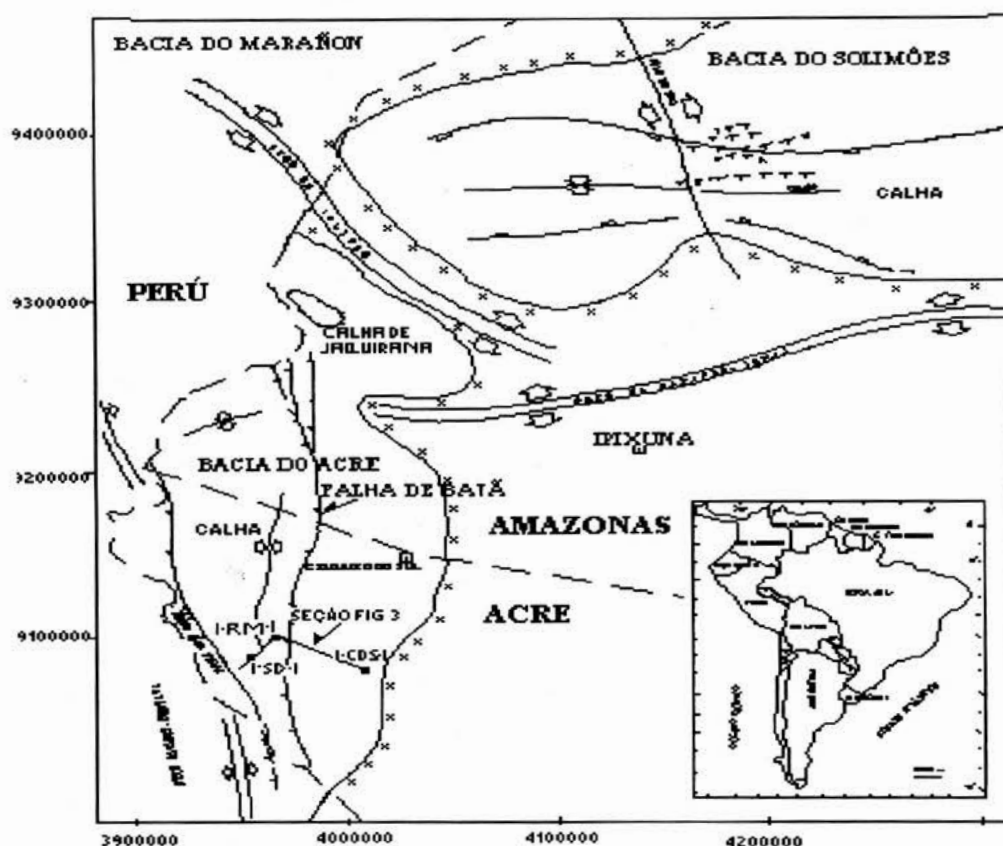


FIG. 1 - Mapa de localização da Bacia do Acre em relação às bacias sub-andinas e Bacia do Solimões.

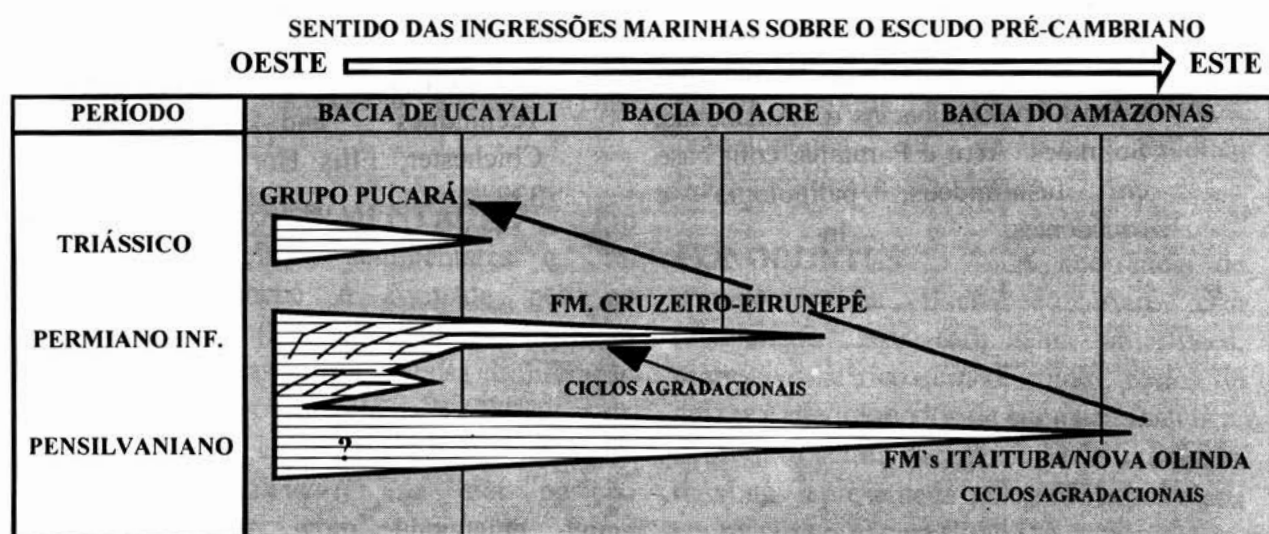


FIG. 2 - Pulsos transgressivos de segunda ordem sobre o Escudo Brasileiro. Note que no Permiano e Triássico as ingressões marinhas não alcançam as bacias intracratônicas do Amazonas e Solimões, ficando restritas à Bacia do Acre e as bacias sub-andinas, respectivamente.

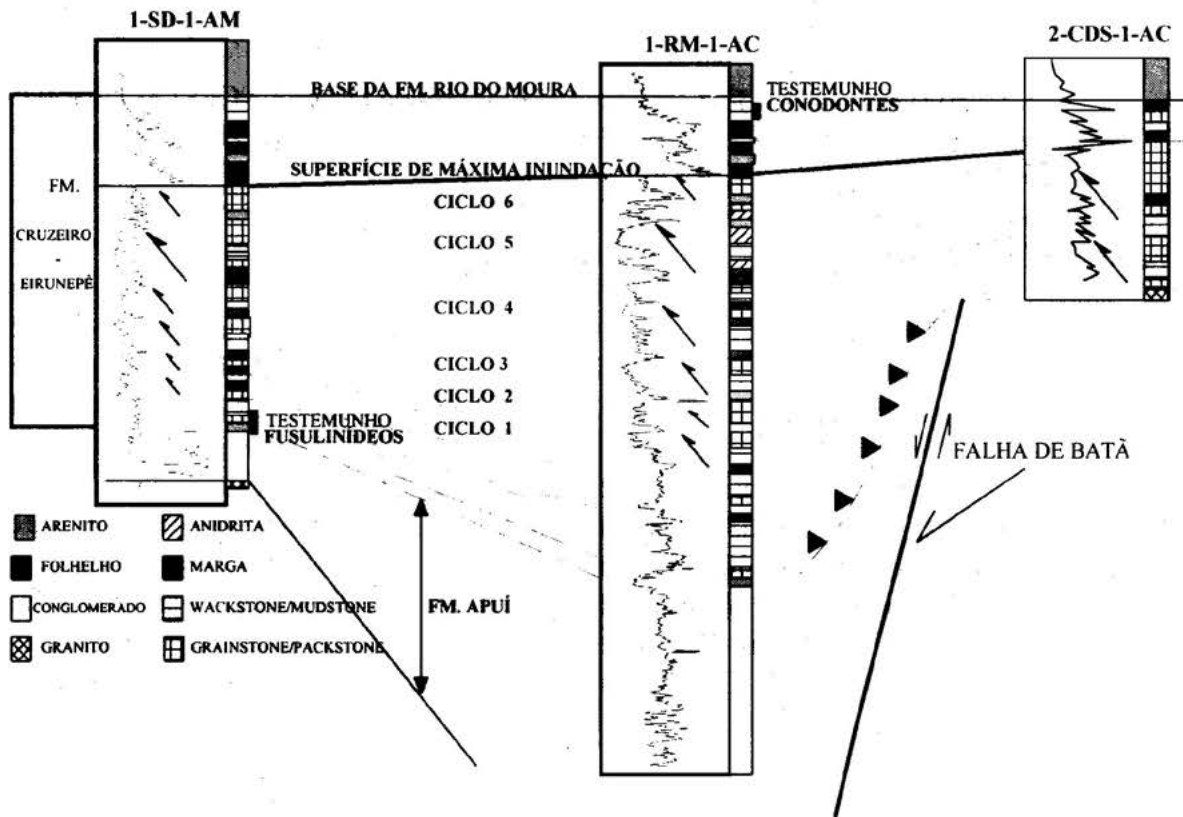


FIG. 3 - Correlação dos ciclos de sedimentação carbonática na plataforma Cruzeiro-Eirunepê. A sedimentação carbonática está em *onlap* para leste e foi controlada pela Falha de Batã. O conodonte *Sweetognathus whitei* está posicionado no testemunho do poço 1-RM-1-AC.

FACIES SEDIMENTARES EM UM VALE INCISO NO CRETÁCEO SUPERIOR (FORMAÇÃO ITAPECURÚ) DA BACIA DE SÃO LUÍS, NORTE DO BRASIL.

Dilce de Fátima Rossetti (*)

Museu Paraense Emílio Goeldi, Av. Magalhães Barata, 376 CP 399 Belém-PA

INTRODUÇÃO A Formação Itapecurú estende-se por grande parte dos estados do Maranhão e Pará, ocorrendo nas bacias costeiras de São Luís e Bragança-Visau, bem como na porção norte da bacia intracratônica do Parnaíba. Na Bacia de São Luís este termo litoestratigráfico tem sido utilizado para designar indiscriminadamente o intervalo siliciclástico localizado entre as formações Codó do Aptiano e Pirabas do Oligo-Mioceno (e.g., Cerqueira & Marques, 1984; Aranha *et al.*, 1989). A Formação Itapecurú acha-se particularmente bem exposta na borda leste desta bacia, sendo representada por duas sucessões litológicas informalmente designadas de Sucessão Superior e Sucessão Inferior (Rossetti, em progresso). A combinação da análise faciológica dentro do contexto da estratigrafia de sequências deposicionais utilizando-se dados de superfície e subsuperfície revelou estas sucessões corresponderem a partes do preenchimento de sistemas de vales incisos distintos. O paleovale mais antigo (Cenomaniano) consiste de um intervalo sedimentar de aproximadamente 90 m de espessura, o qual acha-se limitado por discordância basal tendo pelo menos 150 Km de extensão na direção do mergulho deposicional e relevo erosional de no mínimo 20 m. A porção sedimentar mais superior deste paleovale acha-se bem exposta nos arredores da cidade de Alcântara (MA), sendo representada pela Sucessão litológica Inferior, objeto do presente trabalho.

ANÁLISE DE FACIES DA SUCESSÃO INFERIOR A Sucessão Inferior possui 30-35 m de espessura e consiste de arenitos, pelitos, e subordinadamente carbonatos e conglomerados contendo uma variedade de

estruturas sedimentares atribuídas a processos gerados por correntes de maré e tempestades. A presença de fluxo de maré é indicada principalmente por estratificações cruzada dos tipos tabular e acanalada, internamente caracterizada por alternâncias regulares de pacotes espessos/delgados, definidos por superfícies de reativação e/ou recobrimentos argilosos (*mud drapes*). Deposição através de fluxo gerados por tempestade (combinados ou não com a ação de correntes de maré) é sugerida pelas seguintes feições: a) estratificação cruzada dos tipos *swaley* e *hummocky*; b) laminação paralela undulante gradando, na direção do fluxo, para laminação cruzada de muito baixo ângulo contendo abundante superfícies de reativação; c) estratificação cruzada de grande porte, internamente apresentando várias ordens de superfícies limitantes, *foresets* mergulhando em baixo ângulo, e por vezes com *sets* subsidiários, gerados por fluxo combinado (componente unidirecional e oscilatória), formando estratificações cruzadas do tipo composta; d) laminação cruzada do tipo truncante, a qual contém uma variedade de feições atribuídas a fluxo combinado (e.g., *chevron upbuilding*, *bundled upbuilding*, limite de *set* fortemente undulante, laminações cruzadas que freqüentemente contrastam com a forma dos *sets* ou que se entrelaçam umas com as outras, etc.); e e) laminação cruzada gerada por fluxo combinado desenvolvida em arenitos com granulometria grossa a conglomerática, típico de tempestades segundo Leckie, 1988; Cheel & Leckie, 1993).

A análise do arranjo espacial das diversas litofacies sugere a presença de 4 ambientes deposicionais para a Sucessão Inferior: *shoreface* superior, *foreshore*, canal de maré, e

laguna/washover. A associação de *shoreface* superior consiste de arenitos, em geral amalgamados e, subordinadamente, conglomerados, os quais foram depositados predominantemente por processos de tempestade. Estes arenitos ocorrem em delgados intervalos (até 3 m de espessura) limitados por superfícies erosivas definidas por *scours* (*swales*) de grande escala (até 40 m de comprimento), simétricos ou assimétricos, e arranjados em um padrão regular repetitivo, os quais são atribuídos à pronunciada erosão do fundo do mar durante a passagem de vigorosas tempestades. A associação de *foreshore* consiste predominantemente de arenitos com feições geradas pela ação de ondas normais (*fairweather waves*), o que é consistente com a atribuição de um ambiente relativamente mais raso que a associação anterior. A associação de canal de maré compreende arenitos com estratificações cruzadas diagnósticas da ação de correntes de maré, sendo limitada na base por superfície erosiva (revestida por intraclastos) com relevo erosional de aproximadamente 2.5 m. Finalmente, a associação de laguna/washover compreende alternâncias de pelitos laminados e pelitos deformados, os quais são intercalados subordinadamente por calcários micríticos terrígenos, e lentes de arenito contendo estruturas sedimentares sugestivas da atuação de fluxo combinado. Uma variedade de feições presentes nesta associação faciológica sugere deposição em uma bacia localizada próxima à costa e submetida a flutuações periódicas de águas marinhas e doces. Esta característica, adicionada à natureza gradativa com os depósitos de canal de maré subjacentes, são consistentes com a interpretação de ambiente de laguna para esta associação. Dentro deste contexto lagunar, as lentes de arenitos inseridas nestes depósitos sugerem períodos com maior influxo de areia, promovidos pela ação episódica de tempestades

CONCLUSÃO O relacionamento vertical/lateral existente entre as associações faciológicas acima apresentadas, combinado com a expressão destes depósitos em

subsuperfície, levam a propor um modelo deposicional de ilha de barreira, a qual estava provavelmente conectada com um sistema estuarino do tipo lagunar (Reinson, 1992) ou dominado por ondas (e.g., Dalrymple & Zaitlin, 1994; Zaitlin *et al.*, 1994). Este sistema teria progradado durante sua evolução, resultando no empilhamento vertical de facies deposicionais representativas de ambientes mais costeiros (i.e., canal de maré e laguna/washover) sobre depósitos formados em águas marinhas relativamente mais abertas (i.e., *shoreface* superior/*foreshore*). O corpo principal (subaéreo) da barreira representado por dunas, *spits*, e mangues salinos, teria sido completamente removido durante o processo de progradação da costa, como freqüentemente registrado em muitos outros exemplos similares recentes e antigos (e.g., Henessy & Zarillo, 1987; Cheel & Leckie, 1990; Willis & Moslow, 1994).

Considerando-se sua posição no topo do paleovale inciso durante o Cenomaniano, acredita-se que a natureza progradante da Sucessão estuarina Inferior teria sido favorecida devido a sua deposição durante o trato de sistema de mar alto (*highstand*), quando a razão de subida do nível relativo do mar estava diminuindo. A progradação de muitos outros litossomas estuarinos tem sido registrada sob tais circunstâncias (Reinson, 1992).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARANHA, L.G.F., LIMA, H.P., SOUZA, J.M.P., MAKINO, e R.K. 1990. Origem e evolução das bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova. In: Origem e Evolução das Bacias Sedimentares (Ed. por G.P. Gabaglia e E.J. Milani), Petrobras, R.J., 221-232 p.
- CERQUEIRA, J.R. e MARQUES, L.F.P. 1984. Avaliação geoquímica da Bacia de São Luís. Relatório Interno PETROBRAS/CENPES.
- CHEEL, R.J. e LECKIE, D.A. 1990. A tidal inlet complex in the Cretaceous epeiric sea of North America: Virgelle Member, Milk River Formation, southern Alberta, Canada. *Sedimentology*, 37: 67-81.

- CHEEL, R.J. e LECKIE, D.A. 1993. Hummocky cross stratification. In: *Sedimentology Review/1* (Ed. por V.P. Wright), Blackwell Scientific Publication, Cambridge, 103-122 p.
- DALRYMPLE, R.W. e ZAITLIN, B.A. 1994. High-resolution sequence stratigraphy of a complex incised valley succession, Cobequid Bay-Salmon River estuary, Bay of Fundy, Canada. *Sedimentology*, 41: 1069-1091.
- HENNESSEY, J.T. e ZARILLO, G.A. 1987. The interrelation and distinction between flood tidal delta and washover deposits in a transgressive barrier island. *Marine Geology*, 78:35-56.
- LECKIE, D.A. 1988. Wave-formed, coarse-grained ripples and their relationship to hummocky cross stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58: 607-622.
- LECKIE, D.A. e SINGH, C. 1991. Estuarine deposits of the Albian Paddy Member (Peace River Formation), and lowermost Shaftesbury Formation, Alberta, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61: 825-849.
- REINSON, G.E. 1992. Transgressive barrier island and estuarine systems. In: *Facies Models- Response to Sea Level Change* (Ed. por R.G. Walker e N.P. James), Geological Association of Canada, Ontario, Canada, 179-194.
- WILLIS, A.J. e MOSLOW, T.F. 1994. Stratigraphic setting of transgressive barrier-island reservoirs with an example from the Triassic Halfway Formation, Wembley Field, Alberta, CA. *A.A.P.G. Bulletin*, 78: 775-791.
- ZAITLIN, B.A., DALRYMPLE, R.W., BOYD, R., e LECKIE, D. 1994. The stratigraphic organization of incised valley systems: implication to hydrocarbon exploration and production- with examples from the Western Canada Sedimentary Basin. C.S.P.G., Calgary, Alberta.

OCORRÊNCIA DE ESPICULITOS NA BACIA DO SOLIMÕES

José Gedson F. da Silva e Honório K. Yokota
PETROBRAS / E&P-AM / GEXP

Na sucessão pré-pensilvaniana da Bacia do Solimões (Figura 01a), camadas de rochas com arcabouço composto por espículas silicosas de esponjas e cimentado por sílica cripto e microcristalina, **espiculitos**, ocorrem associadas a rochas siliciclásticas num padrão quasi-cíclico do Siluriano ao Neodevoniano.

Brunton & Dixon (1994) ao analisarem as ocorrências de rochas formadas a partir de colônias de espongiários, e outros organismos bioconstrutores do Fanerozóico, concluíram que Demoesponjas silicosas e Hexactinelídeos desempenharam um papel importante no desenvolvimento de bioconstruções carbonáticas durante seis episódios de proliferação das faunas de espongiários, cada um com duração entre 5 a 10 milhões de anos, com recorrência a intervalos entre 70 e 100 milhões de anos. O caráter global destes eventos é indicado pela ampla distribuição dos espiculitos no registro sedimentar de bacias bastante afastadas.

De acordo com o número de eixos de crescimento, as espículas de esponjas podem ser classificadas, como: monoaxônicas (um eixo), triaxônicas (três eixos ortogonais), tetraxônicas (quatro eixos não coplanares) e poliaxônicas (mais de quatro eixos divergentes). Na Bacia do Solimões, ainda não há uma classificação precisa dos tipos de espículas nem dos organismos que contribuíram para a formação dos espiculitos. Isto se deve a impossibilidade de separar o arcabouço do cimento. Através de análise petrográfica microscópica, Silva (1987) observou a presença de espículas tetra e monoaxônicas, as quais poderiam ser derivadas de Demoesponjas.

Os espiculitos foram identificados inicialmente na seqüência mesodevoniana da Bacia do Solimões, tendo sido agrupadas

dentro da **Formação Uerê** (Silva, *op. cit.*). A identificação de outras camadas de espiculitos foi possível graças à integração de dados bioestratigráficos, petrográficos e de correlação rocha x perfil, através da caracterização de eletrofácies, com base no tratamento de dados de perfis elétricos de poços utilizando a análise discriminante (Yokota, *no prelo*). De posse desta ferramenta de correlação, foram identificadas eletrofácies de espiculitos em diversos poços da bacia, as quais foram checadas através da análise de lâminas petrográficas confeccionadas a partir de amostras de calha correspondentes aos intervalos do perfil (Figura 01b). Estas eletrofácies também podem ser rastreadas poço a poço, servindo como base para seções geológicas e mapas paleogeográficos (Figura 01c).

Na Bacia do Solimões as camadas de espiculitos estão relacionadas a quatro episódios de proliferação da fauna de espongiários dentro da sucessão pré-pensilvaniana: no Siluriano (Neowenlock ao Eopridoli), no Eodevoniano (Lochkoviano), no Mesodevoniano (Neoeifeliano ao Eogivetiano), e no Neodevoniano (Neofrasniano ao Neofameniano), datados com base em quitinozoários (Grahn, 1992 e 1992a) e mioesporos (Loboziak et alii, 1994). A análise dos padrões de sedimentação sugere que a acumulação e preservação dos espiculitos estão relacionadas a dois eventos transgressivos com duração em torno de 20 milhões de anos modulados por ciclos transgressivo-regressivos de mais alta frequência. Estes níveis de espiculitos têm uma boa correlação com aqueles relatados por Brunton & Dixon (*op. cit.*), (figura 02).

Os espiculitos da Formação Jutai ocorrem associados a camadas de folhelho marinho e

dolomito cuja origem, embora incerta até o momento, pode estar relacionada a bioconstruções situadas no limite entre a Sub-bacia do Juruá, com águas rasas e tépidas, e a Sub-bacia do Sub-bacia do Jandiatuba, mais subsidente e com lâmina d'água mais profunda. De acordo com as reconstruções paleogeográficas, a Bacia do Solimões estaria situada em torno de 60° de latitude Sul (Scotese & McKerrow, 1990; Danziel et alii, 1994), sendo aquecida através da circulação oceânica induzida pelo alto gradiente climático predominante neste período (Boucot & Gray, 1983).

No Grupo Marimari, as camadas de espiculitos mais puros desenvolvem-se na base de seqüências de terceira ordem, antecedendo os folhelhos radioativos de inundação marinha. Na fase regressiva, os espiculitos ocorrem associados a pelitos e arenitos progradacionais. A associação entre arenito bioturbado, nódulos de silexito com espículas silicosas, arenito com estratificação ondulante truncada e pelitos com microfósseis marinhos e matéria orgânica herbácea e lenhosa, sugere que o habitat dos espongiários tenha sido uma região costeira de um mar epicontinental com sedimentação predominantemente siliciclástica.

A persistência das condições paleoecológicas favoráveis a sobrevivência dos espongiários na Bacia do Solimões reflete a permanência do paleocontinente Gondwana em altas latitudes, do Siluriano ao início do Carbonífero. A associação das camadas de espiculitos com ciclos transgressivo-regressivos de terceira ordem, sugerem que a recorrência destes episódios de proliferação da fauna de espongiários ocorreu devido ao aumento da bioprodutividade e da disponibilidade de sílica na água do mar, coincidentes com períodos de lenta elevação do nível eustático do mar.

A ocorrência destes espiculíticos somada a outros eventos de escala global, como a transgressão no final do Devoniano (Kellwasser) e as discordâncias que limitam as seqüências de segunda ordem, são úteis para uma melhor

compreensão da evolução tectônica, sedimentar e paleogeográfica da Bacia do Solimões.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BOUCOT, A.J., & GRAY, J., 1983. A Paleozoic Pangaea. *Science*. 222, 4624
- BRUNTON, F. R., & DIXON, O. A., 1994. Siliceous Sponge-microbe Biotic Associations and their Recurrence through the Phanerozoic as Reef Mound Constructors. *PALAIOS*. 9, pp. 370-387.
- DANZIEL, I. W. D., DALLA SALDA, H. L., e GAHAGAN, L. M., 1994. Paleozoic Laurentia-Gondwana Interaction and the Origin of the Appalachian-Andean Mountain System. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106, pp. 243-252.
- GRAHN, Y., 1992. Revision of Devonian and Silurian Strata of Brazil. *Palinology*, 16, 35-61.
- GRAHN, Y., 1992a. Ordovician Chitinozoa and Biostratigraphy of Brazil. *Geobios*. 25 pp 703-723.
- HARLAND, W. B., ARMSTRONG, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G., Smith, D. G., 1990. *A Geologic Time Scale*. Cambridge Univ. Press. 263 pp.
- LOBOZIAK, S., MELO, J. H. G., Quadros, L. P., Barrilari, I. M. R., 1994. Devonian-Dinantian Miospore Biostratigraphy of the Solimões and Parnaíba Basins. *Petrobras Internal Report*.
- SCOTESE, C.R., & MCKERROW, W. S., 1990. Revised World Maps and Introduction. *in* Mackerrow, W.S., and Scotese, C.R., eds. *Paleozoic Paleogeography and Biogeography: The Geological Society Memoir* 12, pp. 1-20.
- SILVA, O. B., 1987. Espongiários do Devoniano da Bacia do Solimões. *In: Anais do X Cong. Bras. de*

Paleont., Soc. Bras. de Paleont. 2, pp. 983-999.
 YOKOTA, H. K., (no prelo). Correlação Rocha-Perfil e Análise Discriminante

para Determinação Automática de Litologia em Poços da Bacia do Solimões.

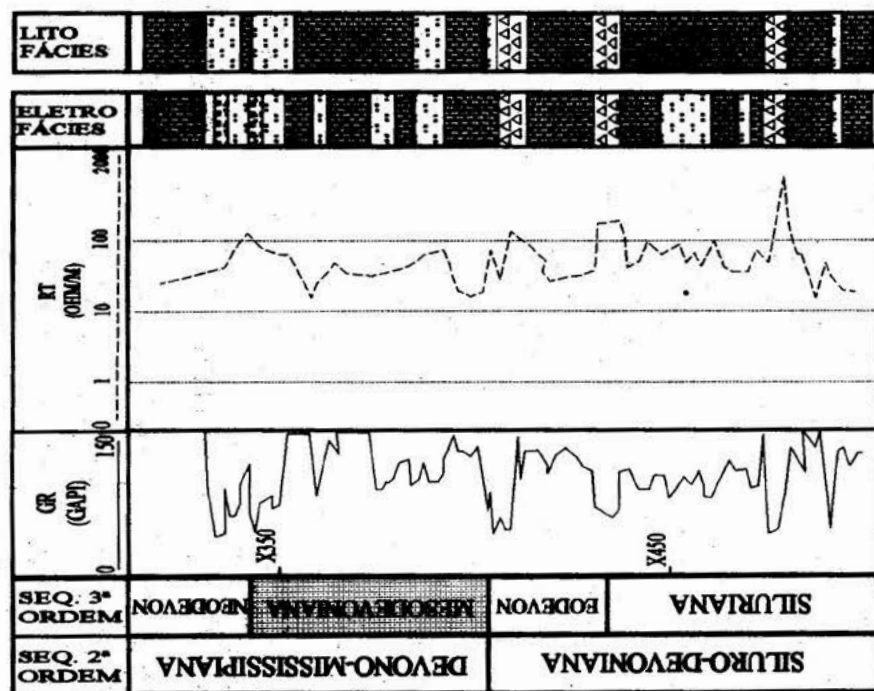


Fig. 1b - CORRELAÇÃO ROCHA - PERFIL (POÇO X)

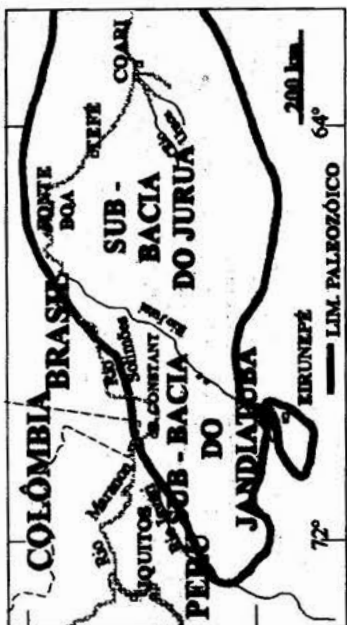


Fig. 1a - BACIA PALEOZOICA DO SOLIMÕES

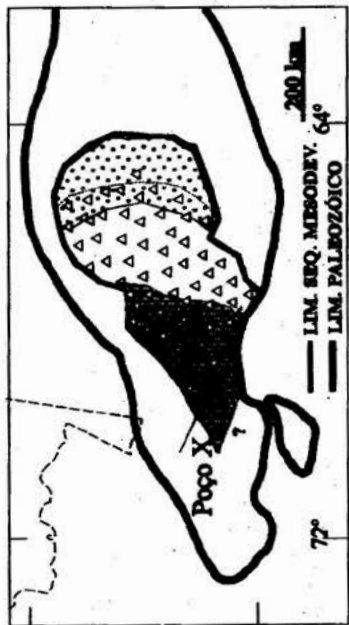


Fig. 1c - MAPA DE FÁCIES DA SEQ. MESODEVONIANA

LEGENDA:
 FOLHELHO
 SILITTO
 ARENITO
 SILEXITO

OBS: PERFILAGEM REALIZADA COM LAMA BASE KCL

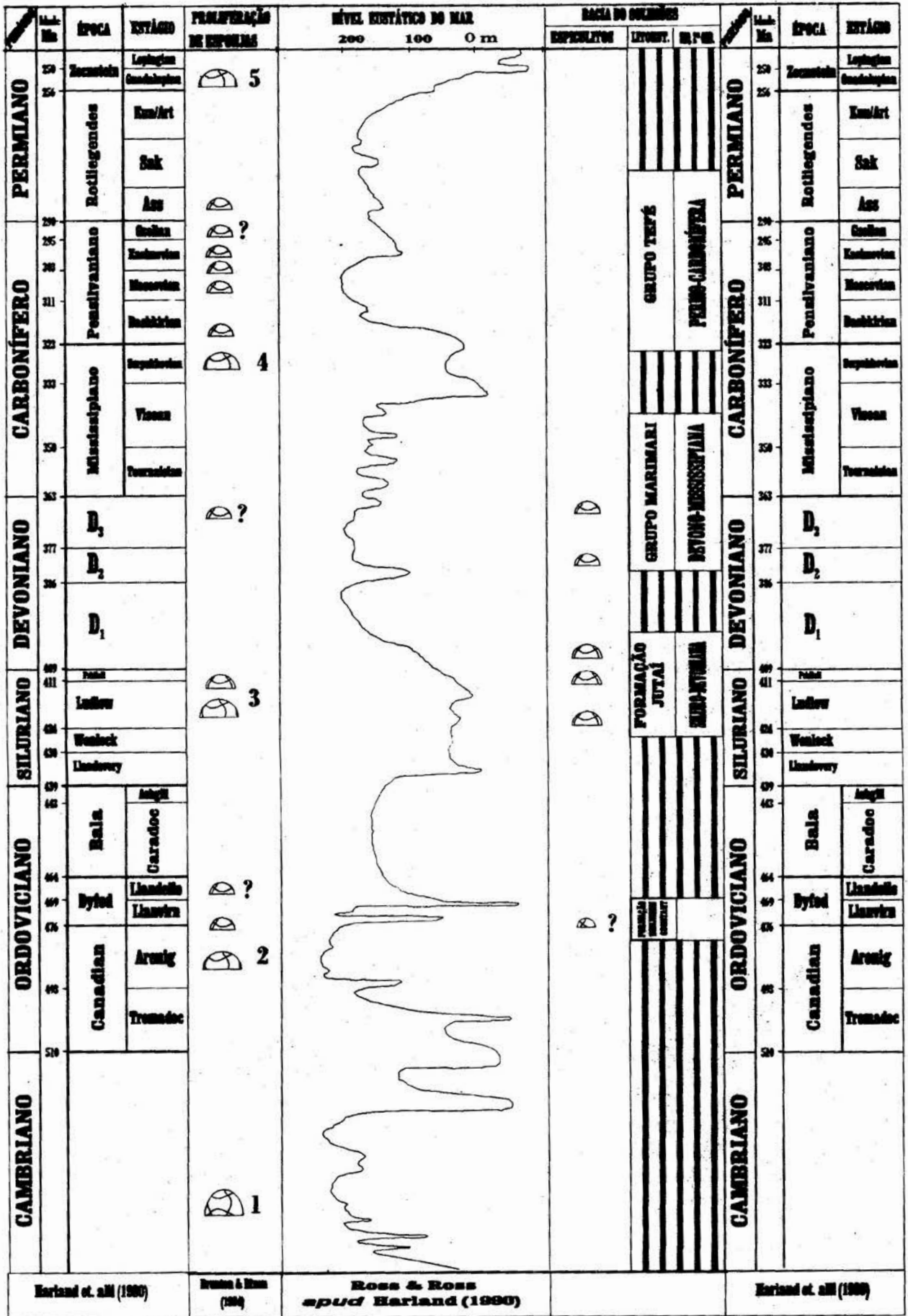


Figura 02 - Eventos de proliferação de espongiários no Paleozóico.

**CONTROLE DOS CICLOS SEDIMENTARES NA DISTRIBUIÇÃO
ESTRATIGRÁFICA DOS CONODONTES DO PENNSILVANIANO (FM.
ITAITUBA) - BACIA DO AMAZONAS.**

Osvaldo Braga da Silva - PETROBRAS/ E & P - AM.

Walesca Brasil Lemos - Universidade Federal do Rio Grande do Sul/ Núcleo de Geociências

INTRODUÇÃO A sedimentação carbonática-evaporítica da Formação Itaituba em subsuperfície, na Bacia do Amazonas, é analisada em termos de estratigrafia cíclica, na qual os ciclos sedimentares são limitados por superfícies transgressivas de diferentes ordens estratigráficas. A ciclicidade é composta e envolve dois (2) ciclos de terceira ordem (Sintemas I e II), nove (9) ciclos quarta ordem (03 mesotemas e 06 megaciclótemas) e trinta e um (31) ciclos quinta ordem (ciclótemas) (FIG.1). A origem dos ciclos é glacio-eustática, com uma periodicidade média de 416.000 anos para os ciclos de quarta ordem. A ciclicidade está relacionada com o ciclo orbital de excentricidade longa. As faunas de conodontes e fusulinídeos posicionam cronoestratigraficamente o Sintema I (terço inferior da Fm. Itaituba) no Morrovano, e o Sintema II (terço médio/superior da Fm. Itaituba) no Atokano.

DISTRIBUIÇÃO E BIOFÁCIES DOS CONODONTES NOS CICLOS O Sintema I é caracterizado por três (3) ciclos transgressivos, pulsativos e com abrangência em área crescente (mesotemas). A taxa de subida relativa do nível do mar nestas transgressões é lenta, com amplo registro de sedimentação carbonática abaixo das superfícies de inundação máxima (SIM), e com rápida taxa de descida

relativa. A maior abundância dos multielementos dos conodontes e a maior diversidade estão relacionados aos máximos transgressivos (SIM) de cada mesotema, com os valores crescendo do Mesotema 1 (MS-1) para o Mesotema 3 (MS-3) (FIG. 2). Em função da distribuição estratigráfica e abundância relativa no ciclo de terceira ordem, foram definidos três (3) biofácies: *Biofácies Adetognathus*, *Biofácies Neognathodus/Rachistognathus* e *Biofácies Idiognathodus / Idiognathoides* (FIG.3).

Os ciclos de quarta ordem (megaciclótemas) no Sintema II são caracterizados por um rápido e amplo pulso transgressivo na base, com deposição de folhelhos pretos e bem laminados (SIM), seguido de dois (2) ou três (3) pulsos transgressivos de menores amplitudes. Nestes ciclos o máxima inundação está próxima ou sobre a superfície transgressiva que limita o ciclo (FIG.1). O maior registro sedimentar se encontra na fase regressiva, com deposição de carbonatos de tratos de sistemas de nível de mar alto ("highstand") e evaporitos de tratos de sistemas de nível de mar baixo ("lowstand"). A maior abundância dos multielementos dos conodontes nos megaciclótemas está associada aos carbonatos regressivos, porém a maior diversidade se encontra nos litofácies mais próximos da SIM (FIG's 2 e 3). O padrão de distribuição e abundância dos

gêneros *Idiognathoides*, *Idiognathodus* e *Hindeodus*, são cíclicos e acompanham as variações relativas do nível do mar e as faciologias internas dos megaciclotemas 3, 4 e 5 (MG-3, MG-4 e MG-5) (FIG. 3). Dois biofácies são definidos no Sistema II *Biofácies Idiognathodus/Idiognathoides* e *Biofácies Diplognathodus*.

MODELOS PALEOECOLÓGICOS

Com base no padrão de distribuição, diversidade, abundância relativa e faciologia dos sedimentos carbonáticos em que se encontram, são propostos dois (2) modelos paleoecológicos, que confirmam o hábito plantônico destes organismos, como proposto por Heckel & Baesemann (1975). No Morrovano, o *Biofácies Adetognathus* domina amplamente os grainstones/packstones de águas mais rasas (MS-1), enquanto que o *Biofácies Idiognathodus / Idiognathoides* ocorre em zonas mais profundas, juntamente com *Streptognathus* e *Diplognathus* (MS-3). O *Biofácies Neognathodus/Rachistognathus*, dominante no MS-2, é interpretado como uma possível transição entre os biofácies anteriores. Em nível específico, no Sistema I ocorre as maiores abundâncias das espécies *N. symmetricus* e *R. muricatus* (MS-1 e MS-2) (FIG.4).

No Atokano, os maiores pulsos transgressivos desenvolvem uma zona anóxica na calha central da bacia. Os gêneros *Diplognathodus*, *Streptognathodus* e *Idiopriniodus*, compõem a fauna vivente em zonas mais profundas, próximo ao topo

da zona anóxica. Em nível específico, a espécie *D. ohphanus* é a mais abundante nesta faixa de profundidade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- DAVIS, L. E.; WEBSTER, G. D. 1985. Late Mississippian to Early Pennsylvanian conodont biofacies in central Montana. *Lethaia*, vol. 18, p. 67-72. Oslo, ISSN 0024-1164.
- HECKEL, P. H. & BAESEMANN, J. F. 1975. Environmental Interpretation of Conodont Distribution in Upper Pennsylvanian (Missourian) Megacyclothems in Eastern Kansas. In : American Association of Petroleum Geologist Bulletin, V. 59, No. 3, p. 486-509.
- LEMOS, W. B. 1990. Assembléias de conodontes do Carbonífero da Bacia do Amazonas. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese de Doutorado, 259 p.
- POSAMENTIER, H. W. & VAIL, P. R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tract models. In : Ed. C. K. Wilgus et al. , Sea-level changes : an integrated approach : Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, p. 125-154.
- SEDDON, G. & SWEET, W. C. 1971. An ecologic model for conodonts. In : Jour. Paleontology, v. 45, p. 869-880.

ALOESTRATIGRAFIA

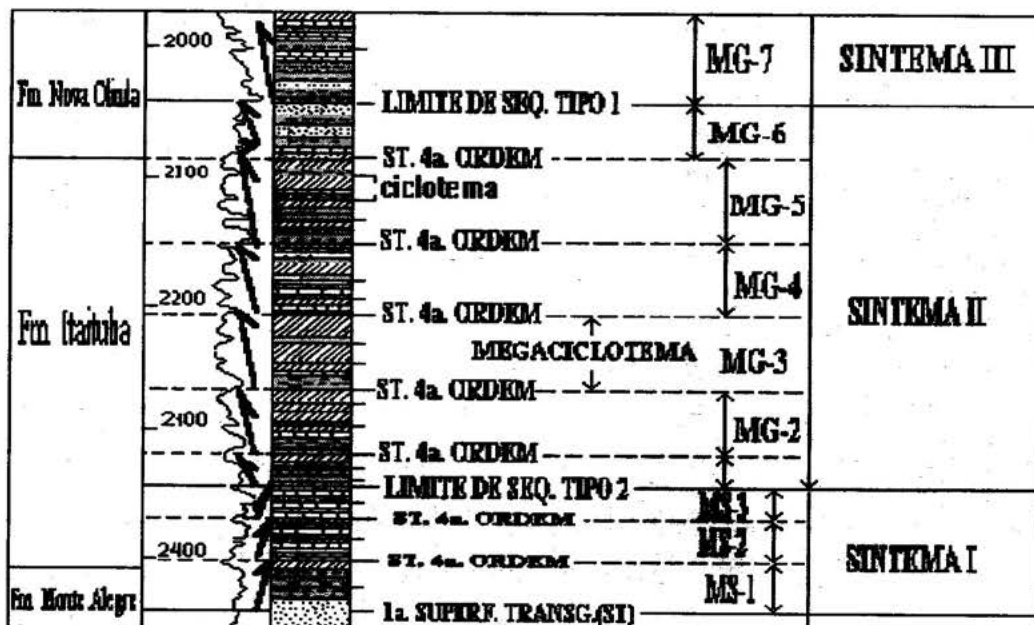


FIG. 1 - Divisão aloestratigráfica das formações Monte Alegre (topo), Itaituba e Nova Olinda no poço NO-1, na calha central da Bacia do Amazonas. Os limites dos sistemas (ciclos de terceira ordem) são correlacionados com os limites de sequência de Posamentier & Vail (1988). Os ciclos de quarta ordem são os megaciclótemas (MG) e mesótemas (MS).

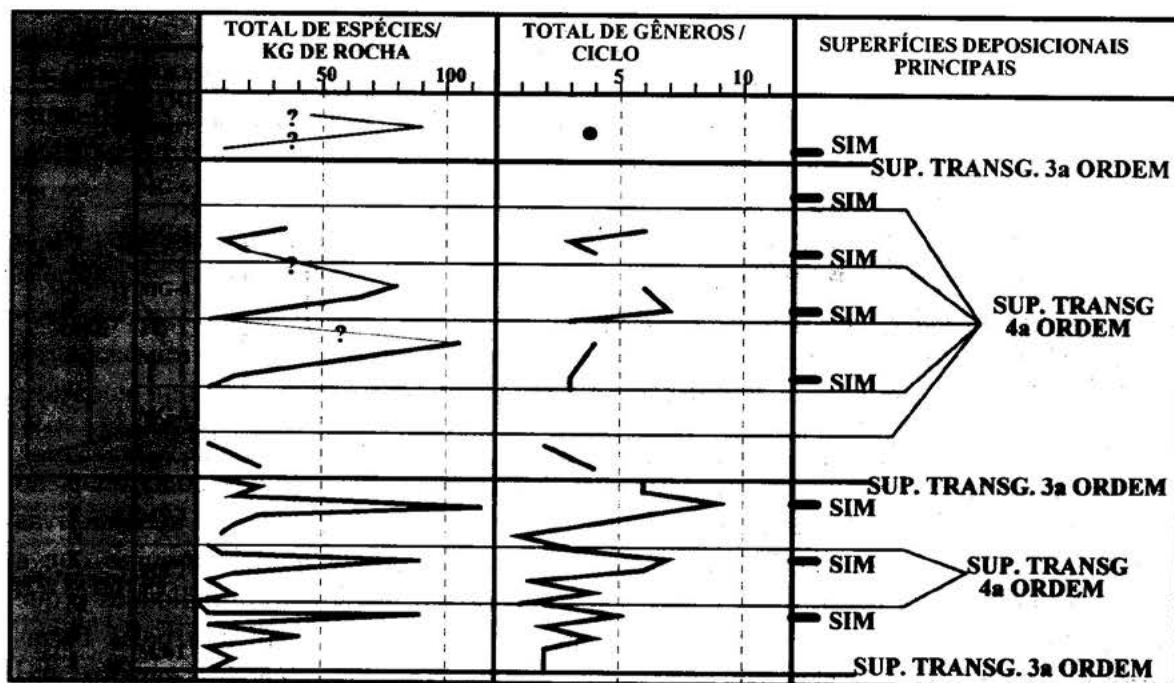


FIG. 2 - Abundância e diversidade dos conodontes nos ciclos sedimentares. Observe que a maior diversidade e maior abundância no Sistema I estão posicionados nos máximos transgressivos. No Sistema II os máximos transgressivos estão sobre ou próximas às superfícies transgressivas que limitam os ciclos de quarta ordem.

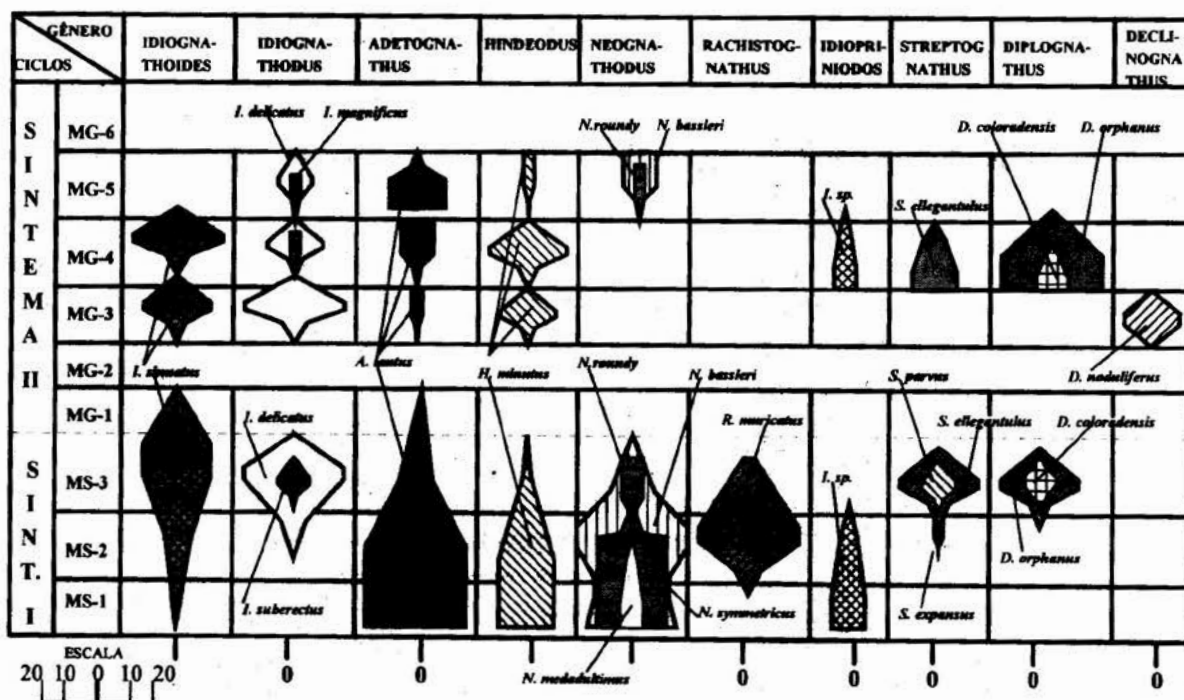


FIG. 3 - Distribuição geral quantitativa dos multielementos das espécies de conodontes nos ciclos sedimentares de terceira (sintema) e quarta ordem (mesotesmas - MS, e magaciclotesmas - MG), na Bacia do Amazonas. A escala do número de elementos, mostrada no canto inferior esquerdo, é aproximada

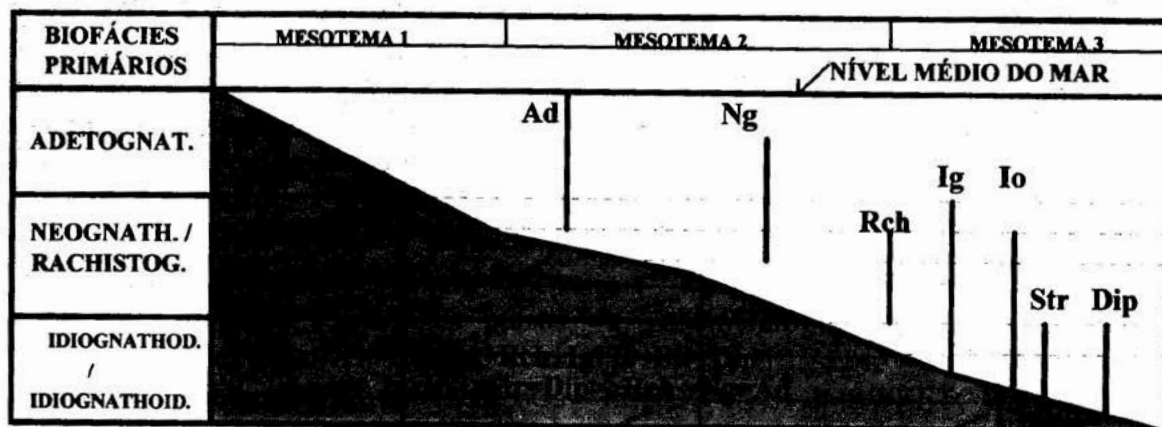


FIG. 4 - Modelo paleoecológico de definição das zonas habitadas pelos conodontes no Systema I (Morrovan). As associações encontradas nos sedimentos são acumulativas (somadas), com maior diversidade nas áreas mais profundas. O modelo assume que a densidade relativa dos organismos vivos é a mesma em todas as profundidades e que quanto maior for a zona de profundidade habitada pelo gênero, indicada pelas barras verticais, maior será sua abundância relativa. A abundância relativa dos gêneros está expressa pelos sinais muito maior (>>), maior (>) e igual (=), que definem os biofácies. As abreviaturas correspondem a : Adetognayhus (Ad), Neognathodus (Ng), Rachistognathus (Rch), Idiognathodus (Ig), Idiognathoides (Io), Streptognathus (Str) e Diplognathus (Dip). (Modelo baseado na proposição de Seddon & Sweet, 1971).

SEQÜÊNCIAS ESTRATIGRÁFICAS DO HOLOCENO COMO CONSEQÜÊNCIA DAS VARIÇÕES DO NÍVEL DO MAR NA PLANÍCIE COSTEIRA BRAGANTINA

Pedro Walfir Martins e Souza Filho¹ & Maâmar El-Robrini²

1- Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica / UFPA

2- Departamento de Geologia / UFPA

INTRODUÇÃO As Planícies costeiras dominadas por macromaré são as feições geomorfológicas dominante ao longo da costa norte do Brasil e geralmente consiste de amplas planícies de marés (manguezais), com estuários, baixios, pântanos salinos, cheniers, dunas, praias e depósitos de leques de lavagem associados. Poucos trabalhos têm sido desenvolvidos no Brasil, com o intuito de relacionar os ambientes sedimentares e sua estratigrafia, enfatizando sim a distribuição regional de feições morfológicas. As unidades morfoestratigráficas, que são um importante aspecto para o entendimento da evolução de muitos ambientes costeiros, tem somente sido aplicadas agora no Brasil (SILVA, 1991; DOMINGUES et al. 1992; SOUZA FILHO, 1995).

O objetivos deste trabalho é fornecer informações em relação a faciologia, morfoestratigráfica e estratigráfica das seqüências sedimentares holocênicas; a fim de apresentar um modelo deposicional atual e estabelecer uma correlação espacial/temporal das unidades morfoestratigráficas e dos fácies estratigráficos da planície costeira.

MÉTODOS DE INVESTIGAÇÃO Os métodos e equipamentos utilizados durante a realização deste trabalho incluíram sensoriamento remoto, geoprocessamento, testemunhagem a vibração, análises sedimentológicas e faciológicas.

O mapa geomorfológico foi elaborado a partir de cenas de satélite LANDSAT TM-5 (24/07/1991, órbita-ponto 222-61), fotografias aéreas (1977) e imagens de radar (RADAM, banda X) (1972). As imagens em fita foram processadas digitalmente em escala 1:50.000

através do Sistema de Tratamento de Imagens (SITIM) versão 340, na composição colorida 5R 4G 3B.

Levantamentos de campo foram realizados para identificação da vegetação e tipo de sedimento, para então reinterpretar-se as cenas, completando e/ou corrigindo as classificações temáticas iniciais.

Na descrição dos testemunhos foram identificadas as estruturas e as texturas sedimentares, levando-se em conta a granulometria dos sedimentos, comprimento do testemunho, litologia, estruturas sedimentares físicas e biogênicas.

CENÁRIO REGIONAL A Planície Costeira Bragantina (NE do Pará) abrange a faixa costeira do Município de Bragança, que se estende da Ponta do Maiaú até a foz do Rio Caeté, perfazendo cerca de 1.570 Km². Esta área constitui um ambiente de alta energia dominada por macro-marés semi-diurnas com amplitudes variando de 4 a 6 m (DHN, 1994).

A área em estudo integra a bacia costeira cretácea de Bragança-Viseu, que representa uma fossa tectônica delimitada por falhas normais de direção NW-SE, (ARANHA et al., 1990). A planície costeira está desenvolvida sobre os depósitos terciários do clásticos de leque aluvial do Grupo Barreiras (ROSSETTI et al. 1989) e sobre sedimentos areno-argilosos pleistocênicos do Pós-Barreiras (SÁ, 1969).

FRANZINELLI (1992) caracterizou dois tipos de costa nesta região: (1) costa de emersão, situada a oeste da Baía de Marajó e; (2) costa de submersão, a leste da Baía de Pirabas, subdividida em dois setores: um a oeste da Baía de Pirabas, onde as baías costeiras recortam as falésias ativas do

Planalto Costeiro e; outro a leste, onde o Planalto Costeiro recua em direção ao sul, constituindo falésias mortas e as baías recortam a planícies costeira. Esta costa é referida neste trabalho como uma costa embaiada transgressiva dominada por macromaré.

UNIDADES MORFO-SEDIMENTARES

A Planície Costeira Bragantina foi subdividida em três unidades morfológicas distintas, com base na forma, natureza do sedimento, vegetação e processos atuantes: (1) Planície Aluvial; (2) Planície Estuarina e; (3) Planície Costeira (SOUZA FILHO, 1995; SOUZA FILHO & EL-ROBRINI, 1995).

Planície Aluvial: estende-se até o limite de influência da maré (Cidade de Bragança), abrangendo uma área insignificante de 0,3% da área de estudo. Esta unidade morfológica é constituída pelo canal fluvial do Rio Caeté, sua planície de inundação e depósitos de leves.

Planície Estuarina: ocupa 43% da área. É limitada a sul pela planície aluvial no limite superior da influência das marés e a norte pela zona onde dominam os processos marinhos. A planície estuarina é formada pelo estuário do Rio Caeté que é compartimentado em quatro padrões morfológicos distintos: Funil Estuarino, Segmento Retilíneo, Segmento Meandrante e Canal de Curso Superior; e pelos canais de marés que recortam a planície costeira.

Planície Costeira: é a unidade morfológica mais representativa da Planície Costeira Bragantina, com 56% da área total. É limitada a sul por falésias mortas de 1 a 2 m de altura esculpidas no Planalto Costeiro, e a norte dessa zona dominam os processos marinhos, sendo recortada pela planície estuarina. Seis subunidades foram identificadas: (1) pântanos salinos ou Campos de Bragança; (2) Manguezais; (3) Cheniers; (4) Planície Arenosa ("Sand tidal shoal"); (5) Dunas Costeiras e (6) Praia.

SEQÜÊNCIAS ESTRATIGRÁFICAS COSTEIRAS O estudo da morfoestratigrafia permitiu a caracterização de 11 unidades morfoestratigráficas: (1) planície de

inundação, (2) leves, (3) barra de canal, (4) manguezal de supramaré, (5) pântano salino, (6) manguezal de intermare, (7) planície arenosa, (8) barra em pontal, (9) dunas costeiras, (10) cheniers e (11) praias e 4 fácies estratigráficas: (1) areia fluvial, (2) areia e lama marinha/estuarina, (3) areia e lama com estratificação heterolítica e (4) areia lamosa mosqueada.

A interpretação do padrão estratigráfico de sedimentação holocênica da Planície Costeira Bragantina a partir da descrição e análise dos testemunhos a vibração e individualização das unidades morfoestratigráficas e dos fácies estratigráficas permitiram a construção de seções estratigráficas que ilustram a sequência estratigráfica da planície costeira (Figura 1).

A estratigrafia do Quaternário da Planície Costeira mostra uma sequência transgressiva basal (S1), constituída por areias e lammas de origem marinha/estuarina na base (3 - 6m), seguida por uma sequência regressiva de lammas orgânicas de pântanos salinos e planícies de maré (manguezal) (S2), situados atrás de um cordão arenoso transgressivo atual (S3).

A sequência transgressiva S1 encontra-se amplamente distribuída a uma profundidade média de 3 a 4m. Esta sequência do tipo "onlap" no Planalto Costeiro, estende-se na forma de um lençol arenoso transgressivo no sentido mar afora ("offshore"). Esta sequência S1 desenvolvida em condições de ambiente praiado de águas rasas, parece ter sido influenciada por ondas e correntes de marés, evidenciado pela presença de estruturas de marcas onduladas e fragmentos de conchas, recortado por canais estuarinos, com estruturas de acamamento de maré e heterolítica inclinada.

Os sedimentos da sequência S2 marcam a natureza prográdante da sedimentação costeira, provavelmente associada a uma descida relativa do nível do mar. É possível que durante esta fase de progradação lamosa, tenham existido cordões duna-praia na porção distal do sistema, a fim de que possa ter ocorrido a sedimentação pelítica, responsável pelo desenvolvimento dos manguezais em uma

área mais protegida, semelhante às áreas de progradação atual.

Durante a fase de progradação costeira lamosa, ocorreram episódios erosionais, que retrabalharam os sedimentos do fácies-praial, depositando-os sobre os depósitos de manguezais, na forma de leques de sobrelavagem ("Washover") e dunas costeiras que constituem os "cheniers". Mais tarde a progradação da planície lamosa foi retomada isolando estes cordões arenosos.

Os pântanos salinos apresentam características peculiares no que se refere a influência das marés, tempo de inundação e estratigrafia. Esta unidade morfoestratigráfica está encaixada em uma paleorede de drenagem que representa o estágio final de preenchimento de embaiamentos costeiros, admitindo-se deste modo que esta unidade ocupa paleoestuários, originados durante a (pen)última transgressão. Isto é corroborado, pela ocorrência de areias fluviais na base dos testemunhos.

As unidades morfoestratigráficas manguezal de supramaré e manguezal de intermaré constituídas, predominantemente, por lamas orgânicas são representativas da fase de progradação da linha de costa, que evoluiu desde o contato com o Planalto Costeiro, até a porção distal do sistema, perfazendo cerca de 25 km de extensão.

As unidades morfoestratigráficas dunas costeiras, praia e planície arenosa, constituem um cordão transgressivo atual (S3), depositado sobre a unidade morfoestratigráfica manguezal de intermaré (S2), e atualmente estão assoreando os canais estuarinos.

CONCLUSÕES A análise estratigráfica permitiu a individualização de três seqüências estratigráficas (Figura 1): (1) marinha transgressiva basal (S1), com ambientes fluvial, pantanoso e face praial ("shoreface"), ligados ao máximo da transgressão holocênica (6.000 anos A.P.), que invadiu as áreas costeiras, erodindo o Planalto Costeiro (Grupo Barreiras); (2) marinha regressiva (S2), com ambientes fluvial, planície de maré, chenier e pântano salino desenvolvido sob condições

regressivas ou de nível de mar estável, sobre o lençol arenoso transgressivo basal e; (3) marinha transgressiva atual (S3) com ambiente estuarino e litorâneo que atualmente migram sobre os depósitos da planície lamosa.

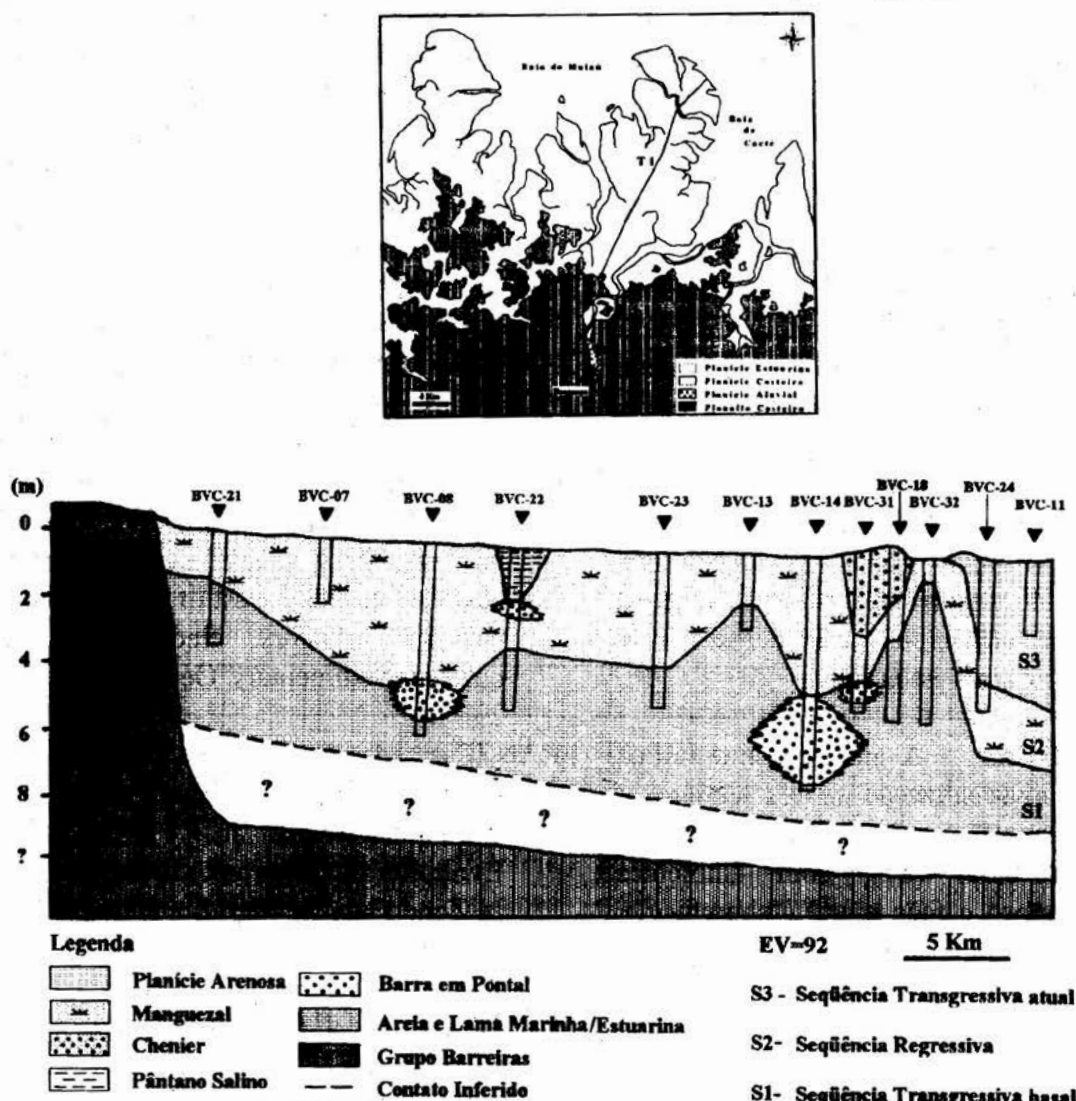
O modelo deposicional atual da Planície Costeira Bragantina é interpretado como um sistema de planície costeira de macromaré fluvio-estuarina com cordões duna/praias associados.

A partir do entendimento desta seqüência de eventos, pode-se concluir que a Planície Costeira Bragantina vem sofrendo um processo cíclico de eventos transgressivos e regressivos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARANHA, L.G.F.; LIMA, H.P.; SOUZA, J.M.P.; MARINHO, R.K. 1990. Origem e evolução das bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova. In: RAJA GABAGLIA, G.P. & MILANI, E.J. Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. p. 221-233.
- DEPARTAMENTO DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO (DHN). 1994. Tábuas de Marés PARA 1994. Costa do Brasil e alguns portos estrangeiros. Rio de Janeiro, DHN. p. 1-6.
- DOMINGUES, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L. 1992. Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeastern coast of Brazil: roles of sea level history, trade winds and climate. *Sedimentary Geology*, 80: 213-232.
- FRANZINELLI, E. 1992. Evolution of the geomorphology of the coast of the State of Pará, Brazil. In: PROST, M.T. Évolution des littoraux de Guyane et de la Zone Caraïbe Méridionale pendant le Quaternaire. Paris, ORSTOM. p. 203-230.
- MARTORANO, L.G.; PERREIRA, L.C.; CÉZAR, E.G.M.; PEREIRA, I.C.B. 1993. Estudos Climáticos do Estado do Pará, Classificação Climática (KÖPPEN)

- e Deficiência Hídrica (THORNTH-WHITE, MATHER). Belém, SUDAM/EMBRAPA, SNLCS. 53p.
- ROSSETTI, D.F.; TRUCKENBRODT, W.; GÓES, A.M. 1989. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos barreiras e Pós-Barreiras na Região Bragantina, Nordeste do Pará. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Belém, 1: 25-74. Série Ciências da Terra.
- SÁ, J.H.S. 1969. Contribuição a geologia e os sedimentos terciários e quaternários da Região Bragantina. Boletim do Instituto de Geologia do Rio de Janeiro, 3: 21-36.
- SILVA, C.G. 1991. Holocene stratigraphy and evolution of the Acu River Delta, Rio Grande do Norte State, Northeastern Brazil. Duck, Duck University. 400p.
- Tese (Doutorado em Geologia) - Department of Geology.
- SOUZA FILHO, P.W.M. 1995. Influência das Variações do Nível do Mar na Morfoestratigrafia da Planície Costeira Bragantina (NE do Pará) durante o Holoceno. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 121p. Tese de Mestrado - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica. In Press.
- SOUZA FILHO, P.W.M. & EL-ROBRINI, M. 1995. Um exemplo de sistema deposicional dominado por macromaré: A Planície Costeira Bragantina - NE do Pará (Brasil). In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 5, Niterói/RJ, Anais..., ABEQUA, p. 278-284.



CONSIDERAÇÕES SOBRE A DIAGÊNESE DA FORMAÇÃO. BARRO DURO, BACIA DE BARREIRINHAS, MA.

José Augusto Martins Corrêa - Centro de Geociências/UFPa

Roland G. Schwab - Institut für Mineralogie/FAU-Erlangen-Nürnberg

Roman Koch - Institut für Paläontologie/FAU-Erlangen-Nürnberg

A bacia de Barreirinhas localiza-se no litoral norte do Brasil. Sua formação iniciou no Aptiano e tem ligação direta com a abertura do Proto-Atlântico na região equatorial (FIGUEIREDO et al., 1982). Durante o desenvolvimento da bacia foram depositados cerca de 6.000 metros de sedimentos, divididos em três grandes grupos: Grupo Canárias, fundamentalmente continental; Grupo Caju predominantemente marinho e Grupo Humberto de Campos, continental e marinho (FIGUEIREDO et al., 1982). Dentro do grupo Canárias (sistema deltaico), a Formação Barro Duro mostra um interesse especial. Seus arenitos apresentam indícios de óleo e gás, entretanto a baixa porosidade e permeabilidade observada, atribuídas principalmente à presença de minerais autigênicos, tornam estes arenitos sub-comerciais.

Neste trabalho foi estudado em detalhe o desenvolvimento diagenético dos arenitos e folhelhos da Formação Barro Duro no campo de gás do Espigão. Este campo, que se localiza na porção centro-oeste da bacia, a Formação Barro Duro tem cerca de 1.900 m de espessura, e, a ocorrência de gás está ligada a uma estrutura antiformal. Foram estudadas 104 amostras distribuídas em três poços no campo de gás de Espigão. Os seguintes métodos de investigação foram utilizados: Petrografia Convencional, Catôdo-Luminescência, Microscopia Eletrônica de Varredura, Difração de Raio-X, EDX (Energy Dispersive X-Ray), Análises Químicas e Análises de Isótopos Estáveis.

Com base nas análises sedimentológicas e geoquímicas a Formação Barro Duro, no campo de Espigão, foi dividida em três zonas

(A, B e C). A Zona A (1.800 a 2.400 m) é constituída de sedimentos pertencentes à parte superior da frente deltaica. A zona B (2.400 a 2.700 m) é formada principalmente por siltitos e argilitos, que representam um ambiente de bacia interdistributária. e a zona C (2.700 a 3.200 m) é constituída fundamentalmente por folhelhos do prodelta.

Os arenitos destas três zonas são em geral finos e sua seleção varia de acordo com a fácies de boa a muito boa. De acordo com a classificação de FOLK (1974) estes arenitos são principalmente arcósios e arcósios líticos. Eles são constituídos de quartzo, feldspato, fragmentos de rochas, muscovita, biotita, clorita e secundariamente de turmalina, zircão, rutilo e barita. Estes arenitos mostram uma complexa sequência paragenética, que inclui: infiltração mecânica de argilas (Clorita), sobrecrecimentos de quartzo e feldspato e precipitação de caulinita, calcita, Fe-calcita, barita, Fe-dolomita, anatósio/leucoxênio, illita e pirita.

O cimento carbonático juntamente com a clorita e caulinita são os minerais autigênicos mais abundantes. A porosidade observada é fundamentalmente de origem secundária e foi originada através da dissolução do cimento carbonático. Para poder melhor avaliar o efeito da porosidade secundária, esta foi classificada em diferentes tipos: Porosidade de dissolução de cimento carbonático; porosidade de dissolução de grãos do arcabouço; microporosidade interpartículas; porosidade intercrystalina e porosidade por encolhimento (CORRÊA, 1995; CORRÊA & TRUCKENBRODT, 1988).

Os seguintes estágios diagenéticos foram identificados com base nas pesquisas

petrográficas e geoquímicas: a) No estágio inicial formaram-se sob influência de águas meteóricas caulinita A e B, quartzo e feldspato potássico; b) num estágio posterior sob condições redutoras e alta concentração de Ca^{2+} e Fe^{2+} , formaram-se inicialmente clorita A e posteriormente com o aumento na pressão parcial do CO_2 a calcita/Fe-calcita; c) num estágio subsequente, correspondente à transformação da esmectita em illita nos folhelhos, formaram-se Fe-dolomita/anquerita e barita; d) em seguida tem-se fundamentalmente o desenvolvimento de porosidade secundária, principalmente às custas da dissolução do cimento carbonático. A causa da instabilidade do carbonato é aqui atribuída a mudanças no quimismo das águas intersticiais, ocasionadas pela introdução de soluções ácidas oriundas dos folhelhos. Neste estágio desenvolveram-se ainda a caulinita C e a clorita B, culminado com a piora na qualidade dos reservatórios, devido a redução de porosidade e permeabilidade por elas causadas.

Os resultados das análises químicas e mineralógicas dos folhelhos apontaram heterogeneidades na composição dos mesmos. Eles variam sistematicamente, tendo uma relação direta com as características petrográficas mostradas pelos arenitos. Os reservatórios de melhor qualidade se localizam na parte superior da zona A. Nos corpos arenosos mais espessos a cimentação tardia, posterior a formação de porosidade secundária é menos expressiva.

A gênese e migração dos hidrocarbonetos a partir da rocha mãe, em condições mais

profundas da bacia (PAMPLONA et al., 1972), bem como a sua acumulação nos arenitos do campo de Espigão, mostram uma íntima relação com as reações ocorridas durante a diagênese mais tardia. Isto teve as seguintes conseqüências: a migração e acumulação dos gases tiveram lugar durante um tempo em que os arenitos reservatórios haviam perdido boa parte da porosidade devido à formação de argilo-minerais autigênicos na porosidade secundária.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CORRÊA, J.A.M. 1994. Über die Diagenese der Barro Duro-Formation im Espigão-Feld des Barreirinhas-Beckens - Nordbrasilien. Tese de Doutorado, FAU-Erlangen-Nürnberg, 132 pg.
- CORRÊA, J.A.M & TRUCKENBRODT, W. 1988. Evolução diagenética dos turbiditos da Formação Bom Gosto, área leste da bacia de Barreirinhas (MA). Rev. Bras. Geol. 18(4):463-475.
- FIGUEIREDO, A.M.F.; TEIXEIRA, L.; AMORIM, J.; CARMINATTI, M. 1982. Projeto Barreirinhas: reavaliação da bacia cretácea, área terrestre e marítima. Rio de Janeiro - PETROBRAS/DEPEX, Rel. Int., 258 pg.
- FOLK, R.L. 1974. Petrology of Sedimentary Rocks. Austin (Hemphill Pub.), 184 pg.
- PAMPLONA, H.R.P; PORTO, R.; LIMA, E.C. 1972. Evolução geológica do grupo Canárias, bacia de Barreirinhas. In.: Congr. Bras. Geol., 26, Belém, 1972, v.2, pg. 93-106, Belém.

CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO PETROGRÁFICO E GEOQUÍMICO DO ARENITO MANAUS

Elena Franzinelli, Departamento de Geociências, Universidade do Amazonas, Manaus

Antonio Rossi, Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Modena, Modena - Italia

INTRODUÇÃO O Arenito Manaus, definido como **formação** por Albuquerque, (1922), e descrito como “**numerosos tipos litológicos lenticulares encontrados dentro na Formação Alter do Chão**” por Santos et alii (1974, in DNPM/CPRM, 1984) é formado por arenitos silte-argilosos, mal selecionados, silicificados, de coloração branca e vermelha. Aflora em maneira descontínua nas margens do Rio Negro até a altura das Ilhas Anavilhanas. [fig.1]. As numerosas cachoeiras que ocorrem nos arredores de Manaus (Tarumã, do Guedes, do Hotel Tropical, do Mindu, do afluente do Rio Cuieiras e outras) são desenvolvidas em camadas de Arenito Manaus. A área de maior ocorrência desta rocha é situada na margem esquerda do Tarumã, onde foi explorada em numerosas pedreiras para ser utilizada como material de construção. Nessa área foram encontradas e descritas (Franzinelli, 1985) quatro “bancos” de arenito silicificado, um dos quais alcança a espessura de mais de 4 (quatro) metros, alternados com sedimentos inconsolidados, com espessura total de 20 (vinte) metros.

METODOLOGIA UTILIZADA Este artigo apresenta os primeiros resultados de um estudo que visa a definição dos mecanismos da cimentação dos horizontes silicificados da Formação do Alter do Chão, e a determinação das condições físico-químicas sob as quais a rocha foi formada. A parte analítica deste estudo está sendo desenvolvida junto ao Departamento de Ciências da Terra, da Universidade de Modena, através de Convênio de intercâmbio científico da U. A. e daquela Universidade. Foi assim dada ênfase não somente ao estudo petrográfico e

mineralógico do Arenito Manaus com uso de microscópio petrográfico e de difratometria de RX, mas também à análises de amostras com o uso do SEM, (EDAX) e os resultados de análises químicas e de elementos traços.

CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS E QUÍMICAS DO ARENITO MANAUS A granulometria do Arenito Manaus varia de média-grossa a muito fina. As partículas apresentam grau de arredondamento de médio a baixo. Frequentemente os contornos dos grãos são irregulares, mostrando os efeitos da dissolução pelos agentes diagenéticos. A quantidade de cimento é variável, as vezes superando, em área, a superfície total das partículas que se apresentam flutuando no mesmo cimento silico-argiloso. Os grãos podem apresentar, também contatos suturados, devido efeitos de pressão e dissolução química. A dissolução química progressiva produziu a digestão de grãos de minerais pouco estáveis, dos quais, em algum caso, são visíveis os vestígios. A estrutura mais frequente é a estratificação, que é evidente com finos níveis, as vezes associados a gradação das partículas. A composição mineralógica é constante. O quartzo, mono ou poli cristalino é o mineral dominante. Apresenta frequentemente extinção ondulada e inclusões em forma de agulhas orientadas. Na composição dos grãos ocorrem também fragmentos de quartzito metamórfico e de rochas arenosas com cimento silicoso. O cimento apresenta-se com dois aspectos: ou é completamente silicoso, ou é associado a quantidades variáveis de matriz muito fina ou a óxidos de ferro, que são presentes sob forma de grandes massas com pigmentação marrom avermelhado ou como pelotas diminutas de cor

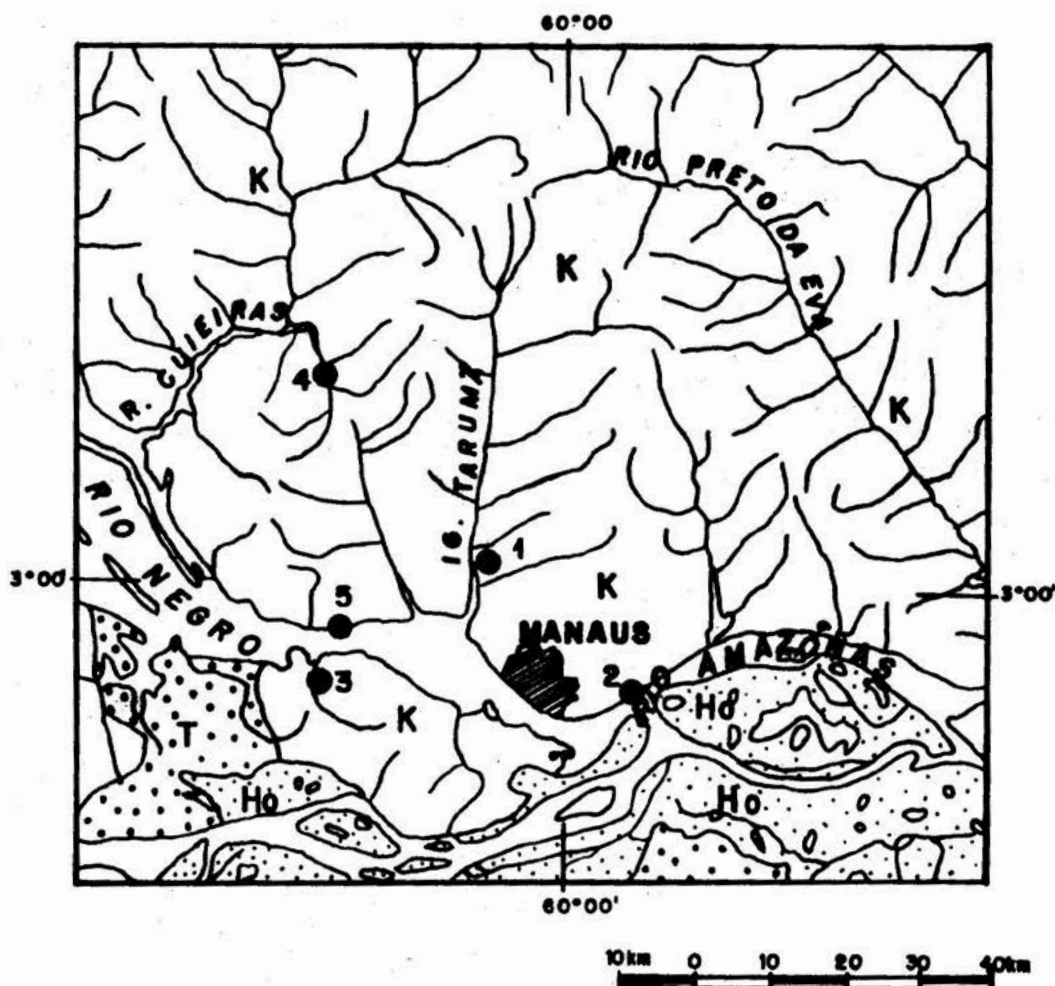
vermelha escura. As observações com microscópio eletrônico evidenciaram algum mecanismo de cimentação e decimentação, e mostraram os minerais de neoformação entre os quais o quartzo com hábito cristalino bipiramidal. A caulinita autígena também é frequente, sendo que a gibsita, fase cristalina típica de gênese secundária, é mais rara. A gibsita apresenta-se sob forma de pilhas compridas formadas de plaquetas pseudo hexagonais, as vezes contornando as partículas detríticas ou se juntando e englobando fragmentos de cimento silicoso preexistente. Os dados químicos mostram que a quantidade de SiO_2 é, em algum caso, superior a 90%. Quando a porcentagem da sílica é baixa, o Al_2O_3 alcança valores máximos, em torno de 15%. O Fe_2O_3 que confere a cor à rocha e favorece também a cimentação, é presente com quantidades máximas de 4%.

CONCLUSÕES O cimento do Arenito

Manaus é silicoso, com óxidos de ferro, caulinita diagenética e gibsita de neoformação. Pelo estado dos conhecimentos atuais, é possível afirmar que o Arenito Manaus passou por dois estágios de cimentação, porém ainda não são claros os mecanismos de cimentação e decimentação e as causas que levaram a esses efeitos. Apesar da rocha apresentar, em muitos locais, cor vermelha intensa, o óxido de ferro que lhe dá a cor, não supera a quantidade de 4%.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBUQUERQUE, O.R. 1922. Reconhecimento geológico do Vale do Amazonas. Serv. Geol. Mineral. Bras. N° 3, 84 p., R.J.
- DNPM/CPRM - 1984 - Léxico Estratigráfico do Brasil, Brasília
- FRANZINELLI, E. 1985. Contribuição ao estudo da origem do Arenito Manaus. Anais Ac. Br. Ciências, V. 57No.4.520



LEGENDA

- Ho DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS
- T FORMAÇÃO SOLIMÕES
- K FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO

PRINCIPAIS AFLORAMENTOS

- 01- TARUMÃ
- 02- LAJES
- 03- CACHOEIRAS DO GUEDES
- 04- RIO CUIEIRAS
- 05- MARGEM E DO RIO NEGRO

**FIG. 1- MAPA DE LOCALIZAÇÃO DO
ARENITO MANAUS**

FACIOLOGIA DA FORMAÇÃO POTI (CARBONÍFERO INFERIOR) E DAS UNIDADES ADJACENTES (FORMAÇÕES LONGÁ E PIAUÍ), DA BACIA DO PARNAÍBA

Ana Maria Góes ¹

Armando Márcio Coimbra ²

Afonso César Rodrigues Nogueira ³

1 Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará (CG/UFPA)

2 Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGUSP)

3 Departamento de Geociências da Fundação Universidade do Amazonas (DGeo/ICE/FUA)

A análise faciológica das rochas siliciclásticas da Formação Poti (Carbonífero Inferior) e das unidades limítrofes (formações Longá e Piauí) foi realizada com base em dados de superfície e de subsuperfície coletados na borda leste e oeste (Poço 2-IZ-1-MA) da Bacia do Parnaíba, respectivamente (Góes 1995). Os resultados deste estudo levaram ao reconhecimento de duas seqüências deposicionais distintas, separadas por discordância. A parte da primeira seqüência estudada (Grupo Canindé) inclui depósitos do topo da Formação Longá e da Formação Poti. A segunda seqüência (Grupo Balsas) inicia-se com os depósitos das porções basais da Formação Piauí.

A seqüência Longá(topo)/Poti é representada por depósitos plataformais, litorâneos e fluviais, os quais estão organizados em uma sucessão predominantemente progradante. O ambiente de plataforma é representado por pelitos laminados (lama de *offshore*), bem como por arenitos finos com estratificação cruzada *hummocky*, laminação truncada por onda e laminação plano-paralela (introduzidos pela ação de tempestades). Ambientes litorâneos são representados por depósitos de: a) *shoreface* (arenitos finos a médios com estratificação *swaley*); b) *tidal sand ridges* (arenitos finos a médios com estratificação cruzada sigmoidal); c) planícies de maré (ritmitos com acamamento *flaser*, *wavy* e *linsen*) d) barras de *foreshore* (arenitos finos com laminação plano-paralela,

fitobioturbados e com lineações de corrente) e e) laguna (siltitos e intercalações arenitos/siltitos com laminação plano-paralela). Os depósitos fluviais são constituídos por arenitos grossos a conglomeráticos com estratificações cruzadas tabular e acanalada, interpretados como resultantes de migração de barras e dunas subaquosas em sistema fluvial entrelaçado.

Estudo complementar da seqüência referida acima, baseando-se em dados de subsuperfície, combinando análise faciológica de testemunhos (Poço 2-IZ-1-MA) com a correlação com outros poços, sugerem deposição em sistemas deltaicos com retrabalhamento por ondas e marés, o qual evoluiu, em parte, para estuário (topo da Formação Poti). Neste contexto deltaico-estuarino, as fácies mais proximais correspondem à Formação Poti e as mais distais à Formação Longá.

A análise faciológica de parte da seqüência referente à base da Formação Piauí (Grupo Balsas) revelou depósitos de dunas eólicas, leques aluviais e de *wadis*, caracterizando um sistema desértico. A sedimentação Piauí foi desenvolvida em um cenário de progressiva mudança de paleolatitudes, tendendo a bacia a condições climáticas cada vez mais quentes e áridas. Os litotipos rudáceos e a presença de depósitos perturbados evidenciam abalos sísmicos concomitantes com a deposição, os quais, provavelmente, resultaram de movimentações tectônicas relacionadas às

manifestações precursoras da agregação do Supercontinente Pangea, durante o Permiano

O clima vigente durante a deposição da seqüência Poti-Longá era do tipo temperado. Altas taxas de evaporação no topo da Formação Poti são sugeridas pela presença das seguintes feições: a) estruturas do tipo *teepees*, b) concreções de gipsita ("rosa do deserto"); c) pseudomorfos de minerais evaporíticos e d) crescimento secundário eodiagenético de feldspatos. Durante a deposição da seqüência subjacente, condições climáticas mais quentes e áridas prevaleceram, culminando com um período de intensa desertificação da bacia. Acredita-se que a tendência a climas cada vez mais severos possa ser atribuída à agregação do

Supercontinente Pangea.

AGRADECIMENTOS Os autores agradecem à Petrobrás, pelo apoio recebido, em especial pela permissão do estudo dos testemunhos do poço 2-IZ-1-MA e pelo acesso aos seus relatórios internos. Os agradecimentos são extensivos à CAPES e à UFPA, pelo apoio financeiro dado a este trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

GÓES, A.M. 1995. A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba. São Paulo, 171p. (Tese de doutoramento - Instituto de Geociências - USP).

FÁCIES SEDIMENTARES DA FORMAÇÃO PROSPERANÇA, PROTEROZÓICO SUPERIOR DA BACIA DO AMAZONAS, AO NORTE DA CIDADE DE MANAUS

Afonso César Rodrigues Nogueira¹

Emílio Alberto Amaral Soares^{1,2}

1 - Departamento de Geociências\Instituto de Ciências Exatas\Fundação Universidade do Amazonas

2 - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica\Universidade Federal do Pará

INTRODUÇÃO Os depósitos proterozóicos da Formação Prosperança, constituídos principalmente por arenitos arcossianos, conglomerados e siltitos, representam uma cobertura da Faixa Móvel Rio-Negro-Juruena, o substrato ocidental da Bacia do Amazonas, desenvolvida entre os escudos Brasileiro e das Guianas, região norte do Brasil (Cunha *et al.* 1994). Denominados por Paiva (1929; *apud* Schobbenhaus *et al.* 1984), os Sedimentos Prosperança têm sido duvidosamente correlacionados a diversas unidades pré-cambrianas do Cráton Amazônico e até o momento seu entendimento sedimentológico é incipiente. O objetivo deste trabalho é a interpretação preliminar de fácies sedimentares da Formação Prosperança, reconhecidas em afloramentos na rodovia BR-174, ao norte da cidade de Manaus.

ASPECTOS GEOLÓGICOS A Formação Prosperança com aproximadamente 1000 m de espessura, ocorre na região do Arco de Purus, limite oeste da Bacia do Amazonas, e adjacências. Na borda norte da referida bacia, esta unidade ocorre numa faixa estreita e descontínua com mergulhos de até 9° para sul e em áreas restritas dentro do Escudo das Guianas, preenchendo grabens, orientados segundo WNW-ESE e NE-SW. O confinamento da Formação Prosperança em grabens foi indicado por dados sísmicos e geológicos da região de Urucu, Bacia do Solimões, estando relacionado a uma fase rifte desenvolvida no final do ciclo Rio Negro-Juruena (1,750-1,500 M.a.) (Castro *et al.* 1988). A Formação Prosperança, na área em

estudo, recobre rochas vulcânicas ácidas do Supergrupo Uatumã (Proterozóico Médio), sendo sobreposta pelos siliciclásticos do Grupo Trombetas (Ordoviciano - Siluriano). Rochas químicas e siliciclásticas da Formação Acari (Neo-Pré-Cambriano), encontradas apenas em subsuperfície (Caputo *et al.* 1972), recobrem também esta unidade.

FÁCIES, PROCESSOS E DEPÓSITOS SEDIMENTARES O estudo faciológico em superfície, além de definir problemas específicos a serem resolvidos, individualizou 9 fácies distintas, as quais, neste trabalho, foram agrupadas em 5 fácies generalizadas: 1) Arenitos com laminação plano-paralela e marcas onduladas, 2) Conglomerados e arenitos com geometria de canal, 3) Pelitos, ritmitos e arenitos com estratificação cruzada sigmoidal organizados em ciclos granocrescentes ascendentes, 4) Siltitos com laminação plano-paralela e 5) Depósitos de *lag*. Estratigraficamente a sucessão inferior da Formação Prosperança, na área em estudo, é formada pelas fácies 1, 2 e 5 e a superior pelas fácies 3 e 4.

Fácies 1: Arenitos com laminação plano-paralela e marcas onduladas A fácies 1 é formada por sucessões de camadas tabulares, contínuas lateralmente por dezenas de metros, com até 10 cm de espessura, de arenitos finos a médios, moderadamente selecionados, com grânulos de quartzo esporádicos. Marcas onduladas, geralmente assimétricas ($\lambda=10$ cm, $h=0,4$ cm), ocorrem no topo destas camadas e, às vezes, são recobertas por pelito (*mud*

drapes). Internamente as camadas apresentam laminações plano-paralela ou cruzada. Pacotes de até 4 m de espessura de arenitos finos com laminação plano-paralela e, às vezes, com estratificação cruzada de baixo ângulo ocorrem localmente, intercalando-se com camadas esporádicas de arenitos finos a médios exibindo estratificação cruzada tabular (*sets* de até 30 cm). Esta fácies é geralmente truncada por paleocanais e superfícies erosivas e/ou planas recobertas por *lags* (fácies 2 e 5, respectivamente).

As estruturas destas fácies sugerem deposição subaquosa em áreas planas, com lâminas d'água muito rasa, energia variável e retrabalhamentos por correntes e/ou fluxo oscilatório. Embora esta fácies seja interpretada como depósitos de planície, ainda não se sabe em que sistema deposicional estaria enquadrada. Planícies ocorrem tanto no sistema fluvial como no sistema deltaico, entretanto os depósitos de inundação e áreas interdistributárias são comumente sítios de deposição predominantemente pelítica e não costumam apresentar retrabalhamento significativo por marcas onduladas. Depósitos de foreshore ou baixios são sugeridos para os pacotes esporádicos de arenito fino com laminação plano-paralela.

Fácies 2: Conglomerados\ Arenitos com geometria de canal A fácies 2 pode ocorrer de duas formas: 1) Arenitos finos a grossos com estratificação cruzada longitudinal preenchendo feições de canais que alcançam até 20 m de comprimento e 2 m de profundidade e truncam os depósitos da fácies 1. Medidas de estratificação cruzada longitudinal revelam migração para S, enquanto que medidas do eixo do canal indicam fluxo para ENE. 2) Camadas tabulares, de até 4 m de espessura, de conglomerados com arcabouço fechado e arenitos grossos, com base geralmente plana e/ou erosiva marcada por *lags*. Os clastos são de quartzo e pelito, de até 1 cm de comprimento e apresentam-se mal selecionados e angulosos a subangulosos. Nesta fácies predomina a estratificação

cruzada acanalada de médio porte, cujo eixo revela direção de paleocorrente pra NE.

A deposição desta fácies foi controlada principalmente por fluxos canalizados meandantes com significativos depósitos de barra em pontal, incisivos num ambiente de planície (fácies 1). A preservação dos flancos dos canais evidencia frequentes processos de abandono, entretanto o preenchimento destas formas côncavas não apresenta uma sucessão granodecrescente ascendente típica. O recobrimento por arenitos da fácies 1 indica retomadas rápidas da área abandonada pela sedimentação. O ambiente da fácies 2 está intimamente relacionado com o da fácies 1 e, como este, ainda necessita ser melhor investigado.

Fácies 3: Arenitos\ pelitos organizados em ciclos granocrescentes ascendentes Esta fácies engloba os litotipos de pelito, ritmito, arenito fino a médio e, secundariamente, grosso organizados em ciclos granocrescentes ascendentes de até 2 m de espessura. As camadas de arenito formam corpos amalgamados lenticulares e, por vezes, tabulares, geralmente com espessamento ascendente. Internamente predomina a estratificação cruzada sigmoidal, com *sets* de até 1,5 m de espessura, onde o flanco à jusante desta estrutura grada lateralmente para estratificação plana, intercalando-se com pelitos e ritmitos com laminação cruzada cavalgante e acamamento Wavy-linsen. Os pelitos e ritmitos desenvolvem uma diversidade de estruturas deformacionais que incluem estruturas de sobrecarga, em chama, *ball-and-pillow*, acamamento convoluto e brechas intraformacionais.

A análise desta fácies sugere deposição a partir de lobos de *crevasse* em uma bacia restrita com lâmina d'água relativamente rasa. Depósitos de *crevasse splay* são gerados durante as inundações de um rio ou distributário, quando seu fluxo rompe os diques naturais. Os lobos formam-se quando o fluxo, ao entrar numa bacia de energia relativamente baixa, sofre desaceleração, depositando rapidamente sua carga sedimentar.

Esta sedimentação rápida gera instabilidade gravitacional resultando em ajustamentos verticais na interface areia-lama. A organização em ciclos granocrescentes ascendentes dos litotipos reflete a contínua progradação dos lobos por sobre a bacia.

Fácies 4: Siltitos com laminação plano-paralela Esta fácies é caracterizada por camadas de siltitos com laminação plano-paralela, lateralmente contínuas por muitos metros, e alcança até 3 m de espessura. A deposição desta fácies foi a partir de suspensão numa bacia com energia relativamente baixa. A interpretação ambiental ainda depende da definição do sistema deposicional da Formação prosperança, na área em estudo.

Fácies 5: Depósitos de lags Os lags consistem em conglomerados de arcabouço fechado e arenitos grossos com grânulos e seixos (quartzo e pelito de até 2 cm de comprimento), marcam superfícies irregulares ou planas, extensivas lateralmente. Os clastos, muitas vezes, ocorrem disseminados ao longo destas superfícies, podendo lateralmente, formar camadas de até 20 cm de espessura.

As superfícies destacadas por depósitos de lags possuem maior ordem hierárquica de toda as outras encontradas na sucessão de fácies em estudo. Poderiam representar canais extremamente migratórios ou tão extensivos que seus flancos não seriam visualizados na escala de afloramento. Produtos semelhantes também são gerados por exposições subaéreas, relacionados a expressivos rebaixamentos do nível de base, ou por retrabalhamentos durante pulsos transgressivos (Kauffman 1988, Duke & Prave 1992).

DISCUSSÕES FINAIS Os dados até agora levantados sobre a Formação Prosperança ainda não são suficientes para estabelecer seu sistema deposicional sugerido por Castro et al. (1988) e Cunha et al. (1994) como sendo aluvio-fluvial-lacustre. A interpretação ambiental é dificultada também pela natureza afossilífera desta unidade e a limitada comparação entre ambientes pré-cambrianos e

os análogos modernos. Esta problemática deverá ser resolvida com a continuidade da análise faciológica nos pontos já visitados e em novas exposições.

AGRADECIMENTOS Os autores agradecem à Fundação Universidade do Amazonas pelo apoio financeiro e logístico que proporcionaram a realização desta pesquisa. Os agradecimentos são extensivos a Werner Truckenbrodt pelas sugestões críticas que melhoram o texto final.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CAPUTO, M.V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D.N.N. 1972. Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., Belém, 1972. Anais. Belém, SBG. v.3, p.35-49.
- CASTRO, J.C.de; EIRAS, J.F.; CAPUTO, M.V. 1988. Paleozóico do Rio Tapajós. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. Anais. Belém, SBG. Roteiro das Excursões, p. 29-35.
- CUNHA, P.R.C.; GONZAGA, F.G.; COUTINHO, L.F.C.; FEIJÓ, F.J. 1994. Bacia do Amazonas. B. Geoci. PETROBRÁS, 8(1):47-45
- DUKE, W.L. & PRAVE, A.R. 1992. Storm- and tide-influenced prograding shoreline sequences in the Middle Devonian Mahantango Formation, Pennsylvania. In: SMITH, D.G.; REINSON, G.E.; ZAITLIN, B.A.; RAHMANI, R.A. eds. Clastic tidal sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir 16, p. 349-370.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. de A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. 1984. Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Brasília, DNPM. 502 p.

CONTRIBUIÇÃO À PETROGRAFIA DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO ÁGUAS CLARAS, PRÉ-CAMBRIANO, SERRA DOS CARAJÁS

Werner Truckenbrodt¹

José Anaisse Jr¹

Afonso César Rodrigues Nogueira²

1 - Departamento de Geologia, Universidade Federal do Pará

2 - Departamento de Geociências, Universidade do Amazonas

INTRODUÇÃO A Formação Águas Claras, constituída de rochas siliciclásticas e por muito tempo considerada como parte da Formação Rio Fresco, encontra-se inserida na porção central do Sistema Transcorrente Serra dos Carajás, no contexto do Cinturão Itacaiúnas (Costa & Siqueira 1990; Araújo & Maia 1991). Segundo Nogueira *et al.* (1995), essa formação pode ser subdividida em dois membros: (1) Inferior, constituído de siltitos, pelitos e arenitos; e (2) Superior, composto mormente por arenitos. O Membro Inferior apresenta características faciológicas de plataforma marinha ao passo que o Membro Superior foi depositado sob condições litorâneas (parte inferior) e fluviais (parte superior). Desta forma, a Formação Águas Claras representa um megaciclo progradante.

Ao contrário de muitas observações faciológicas em meso-esala sobre a Formação Águas Claras (Nogueira 1995), resultados petrográficos mais detalhados ainda são escassos. Os estudos sobre arenitos realizados por diversos autores (Figueiras & Villas 1984; Ramos *et al.* 1984; Figueiras *et al.* 1987; Macambira *et al.* 1990; entre outros) referem-se principalmente à caracterização dos componentes e à classificação destas rochas sem tomar em conta processos pós-deposicionais, cujo não-reconhecimento leva à interpretação errônea a respeito da deposição desses arenitos.

Neste trabalho são apresentados as características texturais e mineralógicas mais importantes de arenitos da Formação Águas Claras, enfocando processos pós-deposicionais e critérios úteis para a dedução de tais processos.

PETROGRAFIA E PROCESSOS PÓS-DEPOSICIONAIS De acordo com a classificação de Folk (1974), os arenitos estudados são predominantemente quartzo-arenitos e quartzo-arenitos ílíticos com teores variáveis de clorita; sublitarenitos têm distribuição restrita. As amostras das fácies marinhas e transicionais apresentam granulometria muito fina a grossa, seleção boa a muito boa e grãos geralmente arredondados enquanto que os arenitos fluviais são médios a grossos, pobremente a bem selecionados, mostrando grãos subarredondados. Os contatos entre os grãos de quartzo são mormente tangenciais; contatos côncavo-convexos e suturados mal existem. Os frequentes contatos retilíneos a levemente curvados, geralmente, não ocorrem entre grãos, mas entre cimentos de quartzo e/ou cimento e grão (contatos de compromisso). Nos quartzo-arenitos ílíticos, os grãos do arcabouço podem até flutuar na "matriz" ílítica.

Além do quartzo e dos filossilicatos ílita e clorita, os arenitos estudados são compostos, subordinadamente, por fragmentos líticos (arenito, pelito, vulcanito), mica branca e minerais pesados (zircão, turmalina, rutilo). Esta composição e a textura expressam fortemente a influência de processos pós-deposicionais que incluem infiltração mecânica de argila, compactação, precipitação de cimento silicoso, autigênese de caulinita, ílitação e cloritização.

A introdução precoce de argila por infiltração é reconhecida pela presença de cutículas (*coatings*) que envolvem, em forma de lamelas de ílita, grãos do arcabouço. Nas

amostras estudadas, o registro de cutículas restringe-se às fácies fluviais, o que é compatível com a acumulação de argila em zonas vadasas e freáticas continentais (Walker 1976).

A cimentação silicosa ocorreu em forma de sobrecrecimento de quartzo que chega a atingir até mais de 25% da rocha, obstruindo sua porosidade. Na presença de cutículas de argila, o sobrecrecimento sintaxial distingue-se claramente dos grãos. Segundo Füchtbauer (1967), o volume intergranular em volta de 27 a 30% em quartzo-arenitos indica o limite inferior do domínio da compactação mecânica, correspondendo a uma profundidade na ordem de 1 400m. Este fato explica a quase ausência da dissolução por pressão (*pressure solution*) e sugere a importação da sílica nos quartzo-arenitos da Formação Águas Claras em condições de profundidades relativamente pequenas. O efeito da compactação química pode ser mais acentuado (presença de *overlap quartz*) onde ocorrem cutículas íliticas, às quais é atribuída a geração de um micro-ambiente favorável à dissolução de quartzo (Thomson 1959).

A ilitização afetou muito os arenitos da Formação Águas Claras, mas é difícil dizer se todos os quartzo-arenitos ílíticos tenham sofrido este processo. As seguintes observações indicam uma ilitização:

- Distribuição heterogênea de ilita entre os grãos do arcabouço;
- restos de quartzo-arenitos corroídos, com cimento de quartzo, envolvidos por ilita;
- presença de ilita sobre cimento de quartzo, e ilita corroendo cimento e grãos;
- pseudomorfos de ilita a partir de caulinita;
- presença de "matriz" de ilita sobre cutículas ílíticas.

Estes dados sugerem que a ilitização ocorreu substituindo principalmente grãos do arcabouço, mesmo grãos de quartzo. Até que ponto a presença original de feldspato e porosidade secundária neste processo desempenharam um papel, isto é ainda incerto. Considerações análogas valem para a formação da clorita que se apresenta em dois tipos nas cores de interferência azul e verde-

amorronzada.

CONCLUSÕES Com base nos dados petrográficos apresentados sobre os arenitos da Formação Águas Claras, as principais conclusões deste trabalho são: A "matriz" ílitica é interpretada como pós-deposicional. Se ela fosse sinsedimentar, processos gravitacionais explicariam seu acúmulo. A análise faciológica (Nogueira 1995) corrobora também a origem pós-deposicional da ilita.

Os processos pós-deposicionais desenvolveram-se na seguinte ordem: infiltração mecânica de argila; entrada de soluções silicosas causando uma cimentação relativamente precoce; formação de caulinita; ilitização e cloritização.

Estes processos são relacionados à importação dos elementos Si, K, Al, Mg e Fe para os sedimentos sob condições diagenéticas e provavelmente hidrotermais.

AGRADECIMENTOS Os autores agradecem à DOCEGEO pela confecção das lâminas delgadas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAÚJO, O.J.B. de & MAIA, R.G.N. 1991. Serra dos Carajás- Folha SB.22-Z-A, Estado do Pará. Texto explicativo. Brasília, DNPM/CPRM, 164p. (Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil).
- COSTA, J.B.S. & SIQUEIRA, J.B. 1990. Transtração e transpressão ao longo do Lineamento Cinzento (Região da Serra dos Carajás). Rev. Bras. Geoc. 20: 234-238.
- FIGUEIRAS, A.J.M. & VILLAS, R.N.N. 1984. Estudo petrológico e sedimentológico da sequência clástica (pós-Grupo Grão Pará) da Serra dos Carajás, Estado do Pará. In: Cong. Bras. Geol., 33. Anais... Rio de Janeiro, SBG, v.2, p. 832-846.
- FIGUEIRAS, A.J.M.; MACAMBIRA, J.B.; VILLAS, R.N.N. 1987. Contribuição ao estudo paleoambiental da Formação Rio

- Fresco na região de Carajás-PA. In: Simpósio sobre sistemas deposicionais no Pré-Cambriano, 1. Anais...Ouro Preto, SBG, p. 17-31.
- FOLK, R.L. 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Hemphill, 182p.
- FÜCHTBAUER, H. 1967. Influence of different types of diagenesis on sandstone porosity. *Proc. 7th World Petrol. Congress, Mexico*, v.2, p. 353-369.
- MACAMBIRA, J.B.; RAMOS, J.F.F.; ASSIS, J.F.P.; FIGUEIRA, A.J.M. 1990. Projeto Serra Norte e Projeto Pojuca. Relatório final. Belém/UFPA, 150 p.
- NOGUEIRA, A.C.R. 1995. Análise faciológica e aspectos estruturais da Formação Águas Claras, região central da Serra dos Carajás-PA. Universidade Federal do Pará, Tese de Mestrado, 168p.
- NOGUEIRA, A.C.R.; TRUCKENBRODT, W.; PINHEIRO, R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: Redescricao e redefinição litoestratigráfica. *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi, ser. Ciências da Terra*, v. 7 (a sair).
- RAMOS, J.F.F.; MOURA, C.A.V.; MELO, C.F. de; PEREIRA, J.L.; SERIQUE, J.S.B.; RODRIGUES, R.M. 1984. Uma discussão sobre sequências sedimentares tidas como Formação Rio Fresco, sudeste do Pará. In: *Cong. Bras. Geol.*, 33. Anais...Rio de Janeiro, SBG, v. 2, p. 862-872.
- THOMSON, A.F. 1959. Pressure solution and porosity. In: IRELAND, H.A. (ed). *Silica in sediments - a symposium*. Tulsa, SEPM, Special Publication. N° 7, p. 92-110.
- WALKER, T.R. 1976. Diagenetic origem of continental red beds. In: FALKE, H. (ed). *The continental Permian in Central, West and South Europe*. Dordrecht, Reidel, p.240-482.

GEOLOGIA DO QUATERNÁRIO

GEOLOGIA GERAL

MINERALOGIA

GEOARQUEOLOGIA

ROCHAS E MINERAIS FORMADORES DE ARTEFATOS LÍTICOS DA CAVERNA DA PEDRA PINTADA (MONTE ALEGRE, PARÁ)

Marcondes Lima da Costa(1)

Anna Curtenius Roosevelt(2)

Elias Leão Moraes(1)

(1)Centro de Geociências/UFPa, C.P.1611, 66075-110 Belém-PA

Tel.: (091) 211 1428 Fax: (091) 211 0609

(2)Field Museum, Roosevelt Road at Lake Shore Drive

Chicago-Illinois 60605-2496, Fax: (708) 869 0423

INTRODUÇÃO O município de Monte Alegre, no estado do Pará, integrante da região do Baixo Amazonas, encontra-se em um cenário fascinante no contexto amazônico. Está situado principalmente em terras altas (50 a 250 m), imponentes sobre a grande planície e seus lagos, gerados pelas inundações do rio Amazonas, tendo em oposição ao rio Amazonas relevo serrano de contorno sub-circular, onde a vegetação é ocupada por mata aberta, tipo savana, de origem antrópica, ao contrário de floresta tropical típica da Amazônia. O município também desfruta de fontes naturais de águas térmicas, de propriedades medicinais e de suas rochas emana ligeira radioatividade. Essas características por si só já fazem de Monte Alegre uma região de clima relativamente ameno, onde parece reinar os poderes místicos e medicinais naturais. Essas características parecem que já eram do conhecimento do homem pré-histórico, usufruindo-as, como atestam a ocupação da região por muito tempo e/ou por sucessivas vezes como mostram os inúmeros registros arqueológicos que vem sendo encontrados. Contribuíram para isso ainda o relevo serrano rico em cavernas areníticas, de grande porte, às proximidades de grandes lagos piscosos, a visão geográfica proporcionada pela altitude, principalmente em direção ao rio-mar, uma posição estratégica para a defesa, portanto apropriada para acomodação de famílias humanas. O conhecimento sobre a história da ocupação humana pré-histórica nessa região tem sido

fruto de pesquisas multidisciplinares intensivas coordenadas por Anna C. Roosevelt do Field Museum, Universidade de Chicago-Illinois desde 1991. Entre as diversas cavernas e esconderijos investigados (21) por A. C. Roosevelt, destaca-se a da Pedra Pintada, situada na serra de Paituna a ca. de 13 km a sudoeste da cidade de Monte Alegre. Essa caverna é ampla, esculpida em arenitos da Formação Ererê (Devonian). A câmara principal tem 15 m norte-sul e 10 m leste-oeste, com altura máxima de 6,5m e com boa iluminação natural. A caverna é seca na estação não chuvosa (verão) mas a humidade se infiltra em seu interior na época chuvosa. A 100 m abaixo e 3 km afora encontram-se lagos e furos da planície de inundação do rio Amazonas, enquanto o seu canal está a 15 km. A caverna da Pedra Pintada apresenta várias camadas de depósitos de paleoíndios ricas em objetos líticos arqueológicos, cuidadosamente mapeados e catalogados pela equipe de A. Roosevelt. Esse material era, entretanto, de difícil caracterização macroscópica. Foi então que se empreendeu um estudo mineralógico e petrográfico desses materiais no sentido não só de classificá-los, mas de identificar procedência e modificações durante o uso antrópico e após o mesmo, quando do seu descarte, incorporando-se naturalmente às camadas de solos e de sedimentos. Esse trabalho divulga os resultados parciais assim obtidos.

MATERIAIS E MÉTODOS As amostras utilizadas neste trabalho foram coletadas através de atividade de campo da equipe de A. C. Roosevelt em 1991 e 1992 em 11 escavações quadráticas de 1 m² de seção e até 2,25 m, terminando quando alcançava o substrato (bedrock). A coluna estratigráfica representa oito fases pré-históricas (quatro de ocupação pré-cerâmica e quatro holocênica de idade cerâmica). Trata-se de material arenoso, incoerente, seco de onde foram extraídos várias ferramentas formais e mais de 30.000 lascas líticas. Para o presente trabalho foram selecionadas 63 amostras de líticos. Todas amostras foram descritas inicialmente com auxílio de estereomicroscópio, em seguida submetidas a análises mineralógicas por DRX tanto em amostra total como em fases isoladas, seguidos de estudos microscópicos em seções delgadas. Todas as análises foram realizadas no Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará.

RESULTADOS OBTIDOS E DISCUSSÕES
ASPECTOS MORFOLÓGICOS GERAIS Os materiais investigados (lascas e ferramentas formais) foram assim classificados com base nos aspectos morfológicos:

- 1) cristais de quartzo hialino a leitoso, por vezes policristalino;
- 2) material micro a criptocristalino, de fratura conchoidal, de cor cinza, muitos envoltos por material terroso e agregados cristalinos brancos, classificando-se como: calcedônia ou rocha vulcânica;
- 3) material marrom avermelhado, ferruginoso, por vezes rico em grãos de quartzo;
- 4) material milonítico e brecha tectônica;
- 5) rochas de granulação média a grossa, quartzosas e micáceas;
- 6) material argiloso/rocha sedimentar.

ASPECTOS MINERALÓGICOS E PETROGRÁFICOS As determinações mineralógicas e as análises petrográficas mostram que os líticos da Pedra Pintada são formados pelas seguintes rochas, além das lascas de quartzo hialino e leitoso, embora

menos frequente:

- 1) calcedonitos formados exclusivamente de quartzo microcristalino; é a rocha mais frequente formadora dos líticos;
 - 2) calcedonitos ferruginizados: quartzo microcristalino com pontuações de hematita e maghemita; pode ocorrer ainda pirita/pirrotita reliquiar; podem ser magnéticos;
 - 3) calcedonitos, sendo que feldspatos e clorita ocorrem como minerais acessórios, e os líticos podem estar envolvidos descontinuamente por agregados de gipso ou este preenche fissuras;
 - 4) granitos e granodioritos de cor cinza, granulação grossa, e parcialmente intemperizados, principalmente, como é de se esperar, nas superfícies externas, quando são recobertos por película negra originada por polimento e também pela deposição de humus e argilominerais de impregnação (proveniente do solo alóctono/sedimento). Nas fissuras das zonas de alteração e sobre essa película podem ocorrer aglomerados mm de gipso;
 - 5) gabros, que aparentemente não são frequentes;
 - 6) dioritos e microdioritos, que são raros, e macroscopicamente semelhantes aos calcedonitos; contém carbonatos como mineral acessório e gipso como componente autigênico da estratigrafia arqueológica;
 - 7) crostas lateríticas ferruginosas, ferro-aluminosas, arenitos ferruginizados e gossans (lateritos e gossans).
- Líticos para pintura confeccionados nessas rochas são comuns na Pedra Pintada. Mineralogicamente são constituídos de hematita, goethita, maghemita, magnetita, gibbsita, caolinita, halloysita, ilita, e anatásio, minerais típicos de lateritos e gossans que normalmente estão cimentando grãos irregulares de quartzo. Os lateritos são litologias abundantes na região. Em alguns casos goethita e hematita são o cimento de grãos de quartzo apenas constituindo arenitos ferruginizados. Alguns amostras são magnéticas, com maghemita e hematita e quartzo como acessório, correspondendo a gossan ou material laterítico submetido ao fogo (promove a magnetização), fato comum

em sítios arqueológicos. Os materiais ferruginosos foram utilizados provavelmente para fins de pinturas rupestres, já que os óxidos de ferros são bons pigmentos, abundantes nas paredes da caverna e as suas proximidades.

SOBRE A ORIGEM E O SIGNIFICADO ARQUEOLÓGICO DOS MINERAIS

Minerais Não Antropogênicos : Minerais Essenciais e Acessórios das Rochas A maioria dos minerais identificados nos diversos elementos líticos da estratigrafia da caverna da Pedra Pintada (Tabela 1) são, obviamente, componentes essenciais das rochas

detectadas:

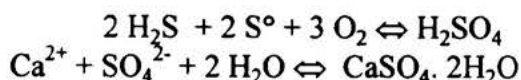
calcedonitos; granitos, granodioritos, dioritos, gabros; lateritos e gossans, introduzidos pela atividade antrópica pré-histórica e colhidos em sítios geológicos próximos da região de ocupação, preferencialmente.

Minerais Antropogênicos A relativa abundância de maghemita e ainda de magnetita, minerais menos frequente em lateritos e gossans, e detecção frequente de magnetismo em rochas normalmente pouco magnéticas como calcedonitos, sugere que a maghemita (e o magnetismo, conseqüentemente) foram em parte gerados a partir da calcinação de hematita e goethita durante o uso cotidiano do fogo, onde rochas (líticos) tinham diversas funções, como suporte para os utensílios e encosto para lenha. A queima de materiais goethíticos (amarelos até marrons) dá origem a materiais vermelhos e terrosos, certamente preferidos para a pintura. Esse processo também pode gerar outras espécies minerais sensíveis a elevação da temperatura, que entretanto não foram aqui identificados. Talvez a silicificação externa de vários elementos líticos tenha sido gerado por esse processo.

Minerais Pós-Ocupação Humana O gipso está praticamente em quase todos os elementos líticos investigados como mineral claramente interligado ao material terroso, dominante, que

constitui a estratigrafia da caverna, no qual estão dispersos os elementos líticos. O gipso nos líticos ocorre de várias maneiras, mas quase sempre na superfície dos mesmos e mais raramente em fissuras e cavidades. Forma agregados milimétricos com goethita, com óxi-hidróxidos de ferro e manganês, assumindo formas pseudomórficas segundo estruturas orgânicas (fundos, tentáculos capilares, etc), por vezes tipo selenita, sendo que nos lateritos porosos e nos líticos superficialmente intemperizados (granitos principalmente), o gipso pode ser muito abundante e penetrativo. Desenvolve agregados subsféricos ou abaulados cimentando grãos de quartzo de natureza equivalente à matriz terrosa da estratigrafia, dispostos aleatoriamente na superfície dos elementos líticos. O gipso, na sua variedade selenita, também é um componente comum dos elementos orgânicos carbonizados (sementes e madeira), penetrando em suas fissuras, ou mesmo provocando o aparecimento delas, por expansão.

O gipso deve ser também um mineral frequente do material terroso da coluna estratigráfica da caverna. O seu modo de ocorrência sugere que o mesmo se formou após o estabelecimento da coluna estratigráfica ou concomitante com o mesmo. O gipso é um mineral de ambiente sedimentar, formado em condições semi-áridas, restritas, com bastante matéria orgânica, onde a mesma através da atividade bacteriana se transformou em ácido sulfídrico, que posteriormente, pela percolação de águas oxigenadas, gerou ácido sulfúrico, e em presença de cálcio leva a formação de gipso. Na caverna Pedra Pintada, o material inorgânico veio certamente das paredes e piso da caverna em sua maior parte, enquanto o orgânico surgiu da dieta alimentar dos seus ocupantes humanos, seus excrementos, além da intensa contribuição de guano (comum em cavernas), que juntos forneceram os componentes químicos. As reações químico-mineralógicas ocorridas são :



gipso.

O gipso formou-se assim paulatinamente com deposição de cada camada representativa de cada fase de ocupação e/ou após a sua deposição completa.

Portanto dentro da caverna da Pedra Pintada, na sua câmara principal, dominavam condições mais secas do que úmidas, perdurando por todo o Holoceno. A umidade era sazonal e provavelmente atingia com mais ímpeto apenas a atmosfera interior. Fluxos de água devem ter ocorrido apenas esporadicamente. Essas condições favoreceram a preservação de muitos elementos orgânicos.

CONCLUSÕES Os elementos líticos da caverna da Pedra Pintada são formados principalmente de rochas de granulação fina, calcedônicas e vulcânicas, todas muito quartzosas, de arestas cortantes, resistentes, adequadas para ferramentas utensílios, além de

rochas graníticas e granodioríticas, lateritos e gossans. Esses materiais geológicos são conhecidos na região, porém distantes da caverna, com exceção dos lateritos. A região é dominada, por rochas sedimentares paleozóicas e mesozóicas e corpos de diabásio juro-cretácicos. Maghemita e magnetita foram em parte gerada pela atividade antropogênica (uso do fogo), enquanto gipso (selenita), se formou após a deposição da coluna estratigráfica da caverna e indica o domínio de microclima semi-seco e rico em matéria orgânica dentro da caverna.

AGRADECIMENTOS As pesquisas de campo foram apoiadas pela Foundation MacArthur, National Endorsement for the Humanities, Secretaria de Cultura do Estado do Pará e Secretaria de Cultura do Município de Monte Alegre (Pará) e as de laboratórios pelo Centro de Geociências/UFPA.

GEOQUÍMICA DE PERFIL DE SOLO EM SÍTIOS ARQUEOLÓGICOS COM TERRA PRETA E EM SUA ÁREA ADJACENTE (CAXIUANÃ-PA).

Dirse CLara Kern - Dpto. de Ecologia-MPEG/Centro de Geociências-UFPa
Marcondes Lima da Costa - Centro de Geociências-UFPa/Bolsista do CNPq

INTRODUÇÃO A Floresta Nacional de Caxiuanã localizada nos Municípios de Portel e Melgaço no Estado do Pará, por ser uma área de reserva e pelo próprio isolamento geográfico, é praticamente inabitada, facilitando a sua preservação. Nesta região, ocorrem áreas de solos que foram afetados significativamente pelo homem pré-histórico. Possuem cor escura, restos de material arqueológico e elevado teor de Ca, Mg, Zn, Mn, P e C conhecidos como Terra Preta Arqueológica ou Terra Preta (TP) (KERN 1988). As TP constituem-se em um exemplo marcante de como o homem pode modificar as características originais do solo.

Em arqueologia, durante muito tempo se pensou que em climas tropicais só era possível recuperar os restos de artefatos de pedra e de cerâmica e observar os petróglifos e pinturas rupestres. Assim, a cerâmica, por resistir aos intempéries, se constituía da única evidência, ainda que indireta a respeito da alimentação do homem pré-histórico (BROCHADO 1970). As TPs eram utilizadas para auxiliar na delimitação geral da área de atividade e na determinação da espessura da camada de ocupação de um sítio arqueológico. Para WOODS (1984) a importância do estudo dos solos arqueológicos não se dá apenas pelos artefatos e estruturas, feições que eles guardam, mas por eles próprios. O presente trabalho tem como objetivo verificar a distribuição geoquímica de elementos maiores e traços em perfil de solo na TP comparando com perfil da sua área adjacente.

ASPECTOS FISIAGRÁFICOS E GEOLÓGICOS A região de Caxiuanã apresenta sedimentos da Formação Alter do Chão, posteriormente lateritizados. O perfil

geológico pode apresentar na base um horizonte caolínico parcialmente mosqueado, recoberto discordantemente ou não por Latossolo Amarelo. Ocorrem ainda arenitos ferruginizados ao nível do espelho d'água da baía de Caxiuanã, correspondendo à parte basal do perfil de alteração. Rochas tipo caolim, equivalentes aos depósitos de caolim dos rios Capim e Ipixuna, afloram às proximidades da Estação Ferreira Penna e sedimentos recentes são encontrados nas margens dos pequenos igarapés. Na superfície do terreno predomina o Latossolo Amarelo, ocorrendo Planossolo e Glei Pouco Húmido nas porções mais baixas. A floresta é composta por vegetação de várzea, igapó e terra firme. A drenagem principal é o rio Anapú e baía de Caxiuanã. A baía de Caxiuanã é um grande Lago de terra firme, sendo uma rias do rio Anapu. Na classificação das águas fluviais da Amazônia feita por SIOLI (1984), essa bacia hidrográfica é correspondente aos rios de águas pretas.

METODOLOGIA Foram abertas trincheiras com coleta de 14 amostras no sítio arqueológico Manduquinha (TP e área adjacente). O P_2O_5 , Fe_2O_3 , Na_2O , CaO , MgO foi utilizada a abertura com $HF + HClO_4$, utilizando-se o aparelho PM-6 ZEISS AA (FMD4-ZEISS). Para o P trocável utilizando-se a metodologia de Mehlich (TEDESCO 1985). O complexo sortivo foi determinado segundo metodologia da EMBRAPA (1979). Foram determinados os teores de As e Se por EAA - geração de hidretos; Hg por AA - geração de vapor; Cl, Ba, Zr, Ga, Y, Nb, Sr por fluorescência de Raios-X; Cd, Co, Cu, Mn, Pb, Zn por AA - abertura total com $HClO_4$; Cr, B, V, Sc por espectrografia ótica de emissão; U

por fluorescência e o F por eletrodo de íon específico.

RESULTADOS E DISCUSSÃO P_2O_5 , P trocável, Ca, Mg, K, Sr, Cu, Mn, Zn, Cl e B formam uma associação estando correlacionados positivamente com o pH. Apresentam valores mais concentrados nos horizontes A da TP, diminuindo para o B e para as áreas adjacentes (Tabelas 1 e 2). Por exemplo o Ca, apresenta teores em mE/100g, elevados no horizonte Ap(9,3), diminuindo para A₁(4,8); A₂(1,7) e AB(0,3), aumentando para o BA(0,5), sendo menor que o limite de detecção no B₁ e B₂, voltando a ser detectado no B₃(0,5) (Figura 1). Na área adjacente o teor de Ca é baixo (<2,0) em todo o perfil (Figura 1). O teor de Mn no horizonte A da TP varia 102 a 144ppm e nos horizontes B de 8 a 32ppm. Na área adjacente (AD) a distribuição do Mn é praticamente constante em todo o perfil, variando de 8 a 14ppm (Figura 2).

Uma outra associação está representada pelo Fe_2O_3 , Al, Hg, Cr, As, Ga, V, Co e Pb. Esse grupo apresenta teores aumentando com a profundidade e normalmente, os teores são mais elevados nas áreas adjacentes (Tabelas 1 e 2). Como exemplo tomou-se o Fe_2O_3 e o Ga. Na TP, o teor de Fe varia de 2,90 a 3,83% nos horizontes A e de 4,48 a 4,50 no B. Na área adjacente o valor é mais baixo no horizonte Ap(3,45%), variando de 4,25 a 4,70% nos demais (Figura 3). O Ga, por sua vez, apresenta teor variando de 22 a 29ppm no horizonte A, variando de 38 a 44ppm nos demais. Na AD o Ga apresenta teor aumentando gradualmente do horizonte Ap(29ppm) para o BA(51ppm), onde permanece praticamente constante até o B₂(47ppm) (Figura 4).

Os elementos Zr, Y e Nb, com forte correlação entre si, não apresentam grandes variações ao longo do perfil e nas áreas adjacentes. Como exemplo, na TP, os teores de Y variam de 18 a 36ppm, enquanto que nas adjacências variam de 27 a 35ppm. Isso pode significar que esses elementos já se encontravam no solo, fazendo parte da estrutura de minerais como o anatásio e o

zircão.

Na_2O , Ba, F, e Sc, não apresentam correlação entre si e com nenhum outro elemento e o U e o Cd não foram detectados.

CONSIDERAÇÕES FINAIS Pelas evidências mostradas na associação P_2O_5 , P trocável, B, Ca, Cl, Cu, K, Mg, Mn, Sr, Zn, com valores superiores na TP, pode-se supor que eles foram adicionados no solo, pelo homem pré-histórico, juntamente com a matéria orgânica. O As, Hg, Cr, V, Al, Pb são correlacionados positivamente com o Fe, que diminui no horizonte A da TP onde a matéria orgânica aumenta. O Zr, Y e Nb, praticamente não variaram nos perfis de TP e AD, portanto não foram evidentemente influenciados pela atividade humana pretérita.

AGRADECIMENTOS Agradecemos ao Centro de Geociências da UFPa, ao Museu Paraense Emílio Goeldi, a Universidade Federal de Viçosa, a CAPES e ao CNPq, que tornaram possível a realização deste trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BROCHADO, J.P. 1970. Alimentação na Floresta Tropical, Caderno n 2, Instituto de Filosofia e Ciências Humanas da UFRGS, 104p.
- KERN, D.C. 1988. Caracterização Pedológica de Solos com Terra Preta Arqueológica na região de Oriximiná-PA. Msc. Teses, Porto Alegre, RS, 231p.
- SIOLI, H. 1984. The Amazon: Limnology and Landscape Ecology of a mighty Tropical River and its basin. Dordrecht:Junk.
- TEDESCO, M.J.; WOLKWEISS, S.J. & BOHNEN, H. 1985. Análises de Solos, Plantas e outros Minerais. Boletim Técnico n 5. Departamento de Solos - FA-UFRGS, Porto Alegre
- WOODS, W.I. 1984. Soil Chemical Investigation in Illinois Archaeology: Two Examples Studies. Advances in Chemistry Series. American Chemical

Tabela 1. Distribuição geoquímica dos elementos nos horizontes de solo no perfil da TP do sítio Manduquinha.

| Horizonte | Profundidade (cm) | pH | K | Ca | Mg | Al | C | Fe ₂ O ₃ t | Na ₂ O | P ₂ O ₅ | P | Hg |
|----------------|-------------------|------------------|-------|---------|-------|-----|------|----------------------------------|-------------------|-------------------------------|-------|-----|
| | | H ₂ O | ----- | mE/100g | ----- | | | % | ----- | ppm | ----- | ppb |
| Ap | 0-4 | 5.8 | 0.6 | 9.3 | 2.8 | * | 4.09 | 2.90 | 0.26 | 1530 | 1001 | 57 |
| A ₁ | -10 | 5.2 | 0.3 | 4.8 | 1.4 | 0.1 | 3.06 | 3.30 | 0.28 | 1720 | 1175 | 141 |
| A ₂ | -17/23 | 5.0 | 0.14 | 1.7 | 0.6 | 1.0 | 2.31 | 3.79 | 0.30 | 1406 | 479 | 94 |
| AB | -30 | 4.6 | * | 0.3 | 0.3 | 1.7 | 1.50 | 3.83 | 0.33 | 1050 | 572 | 130 |
| BA | -45 | 4.6 | 0.01 | 0.5 | 0.2 | 1.8 | 0.91 | 4.48 | 0.51 | 1006 | 433 | 190 |
| B ₁ | -73 | 4.7 | * | 0.0 | 0.2 | 1.8 | 0.61 | 4.50 | 0.47 | 1005 | 351 | 122 |
| B ₂ | -93 | 4.6 | * | 0.0 | 0.1 | 1.7 | 0.36 | 4.46 | 0.56 | 997 | 354 | 130 |
| B ₃ | -150+ | 5.0 | * | 4.5 | 0.6 | 1.1 | 0.62 | 4.45 | 0.31 | 893 | 350 | 136 |

| As | Cl | Ba | Zr | Ga | Y | Nb | Sr | Co | Cr | Cu | Mn | Pb | Zn | B | V | Sc | F |
|-----|----|-----|------|----|----|----|----|----|----|----|-----|----|----|-----|-----|----|-----|
| ppm | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 2 | 63 | 128 | 1101 | 22 | 27 | 33 | 79 | * | 18 | 6 | 144 | 9 | 10 | 92 | 98 | 12 | 94 |
| 3 | 51 | 130 | 1328 | 24 | 36 | 39 | 51 | 2 | 28 | 6 | 144 | 9 | 10 | 112 | 114 | 12 | 79 |
| 4 | 33 | 130 | 1080 | 29 | 32 | 28 | 41 | * | 43 | 5 | 102 | 12 | 11 | 98 | 135 | 12 | 77 |
| 4 | 21 | 108 | 1014 | 38 | 33 | 35 | 44 | * | 34 | 3 | 32 | 11 | 7 | 88 | 103 | 11 | 56 |
| 5 | 52 | 113 | 927 | 44 | 28 | 36 | 48 | 2 | 44 | 2 | 16 | 13 | 8 | 12 | 100 | 13 | 64 |
| 4 | * | 136 | 701 | 44 | 18 | 27 | 37 | 2 | 34 | * | 11 | 10 | 6 | 31 | 145 | 14 | 106 |
| 5 | 24 | 123 | 713 | 43 | 25 | 26 | 39 | 3 | 42 | 2 | 11 | 11 | 7 | 42 | 121 | 7 | 116 |
| 5 | 30 | 134 | 135 | 40 | 24 | 23 | 42 | 2 | 36 | * | 8 | 10 | 6 | 78 | 125 | 11 | 105 |

* inferior ao limite de detecção

Tabela 2. Distribuição geoquímica dos elementos nos horizontes de solo no perfil da área adjacente ao sítio Manduquinha.

| Horizonte | Profundidade (cm) | pH | K | Ca | Mg | Al | C | Fe ₂ O ₃ t | Na ₂ O | P ₂ O ₅ | P | Hg |
|----------------|-------------------|------------------|-------|---------|-------|-----|------|----------------------------------|-------------------|-------------------------------|-------|-----|
| | | H ₂ O | ----- | mE/100g | ----- | | | % | ----- | ppm | ----- | ppb |
| Ap | 0-4/5 | 4.2 | 0.26 | 0.7 | 0.5 | 2.0 | 3.01 | 3.45 | 0.31 | 966 | 6.2 | 97 |
| A ₁ | -9/11 | 4.3 | 0.17 | 0.2 | 0.2 | 2.1 | 2.61 | 4.70 | * | 943 | 4.9 | 125 |
| AB | -26/33 | 4.1 | 0.03 | 0.2 | 0.1 | 1.9 | 1.38 | 4.25 | * | 896 | 1.8 | 133 |
| BA | -60/72 | 4.2 | * | 0.3 | * | 1.6 | 0.67 | 4.56 | * | 830 | 0.6 | 185 |
| B ₁ | -98 | 4.4 | * | 0.1 | * | 1.4 | 0.55 | 4.34 | * | 810 | 1.1 | 162 |
| B ₂ | -158+ | 4.4 | * | 0.2 | * | 1.2 | 0.50 | 4.66 | * | 814 | 1.3 | 128 |

| As | Cl | Ba | Zr | Ga | Y | Nb | Sr | Co | Cr | Cu | Mn | Pb | Zn | B | V | Sc | F |
|-----|----|-----|------|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|----|-----|
| ppm | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 3 | 71 | 96 | 970 | 29 | 27 | 31 | 35 | 2 | 28 | 2 | 14 | 9 | 5 | 59 | 87 | 7 | 106 |
| 2 | 53 | 89 | 1266 | 38 | 35 | 40 | 37 | 2 | 35 | * | 13 | 11 | 6 | 96 | 106 | 11 | 61 |
| 4 | 35 | 122 | 1205 | 44 | 33 | 40 | 39 | 2 | 36 | * | 11 | 10 | 5 | 65 | 102 | 9 | 56 |
| 4 | 27 | 123 | 1008 | 51 | 27 | 38 | 40 | 2 | 41 | * | 11 | 12 | 7 | 38 | 100 | 12 | 101 |
| 4 | 25 | 98 | 896 | 45 | 22 | 29 | 41 | 3 | 43 | * | 11 | 13 | 6 | 48 | 101 | 12 | 176 |
| 5 | 20 | 112 | 1024 | 47 | 30 | 36 | 41 | 3 | 52 | * | 8 | 10 | 6 | 18 | 115 | 13 | 84 |

* inferior ao limite de detecção

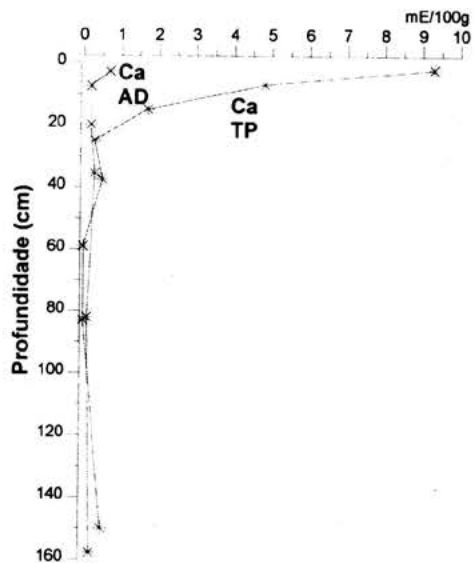


Figura 1 - Distribuição do Ca nos perfis

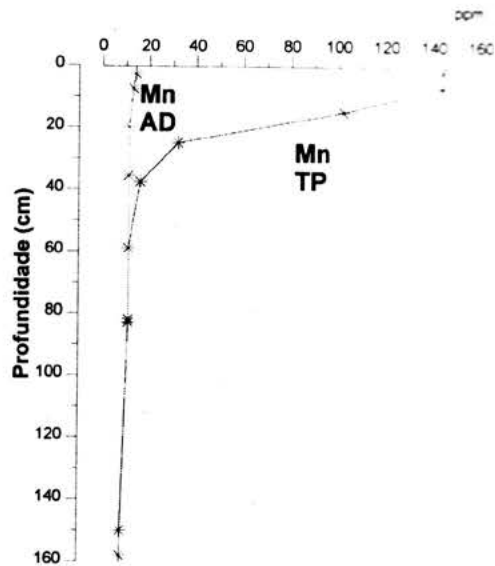


Figura 2 - Distribuição do Mn nos perfis

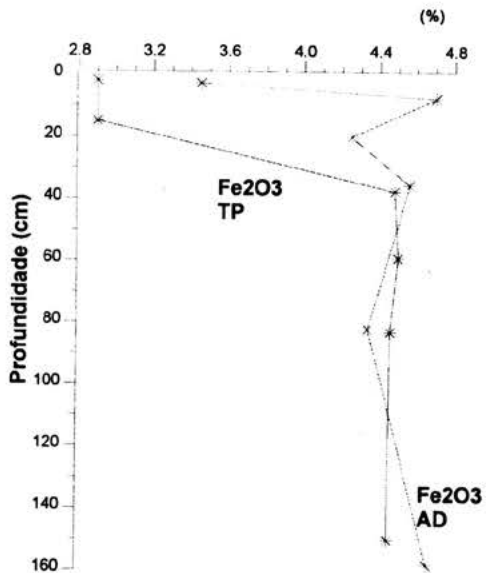


Figura 3 - Distribuição do P_2O_5 nos perfis

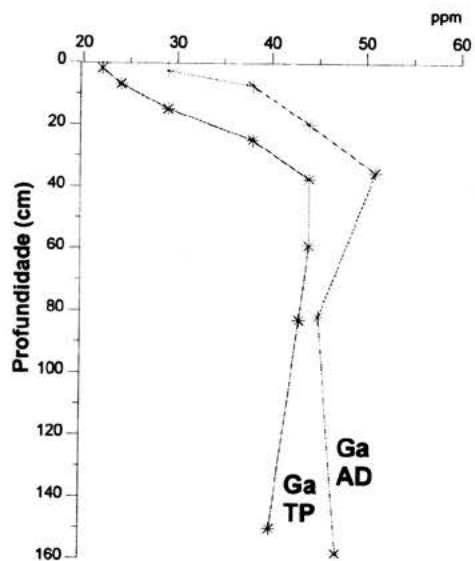


Figura 4 - Distribuição do Ga nos perfis

CARACTERÍSTICAS SEDIMENTOLÓGICAS DA REGIÃO DA MARGEM DIREITA DO BAIXO RIO NEGRO (ENTRE NOVO AIRÃO E MANAUS)

Brito, M. A. G.; Cruz, Z. O. Alunos e Bolsistas de Iniciação Científica, CNPq.
Franzinelli, E. Departamento de Geociências, FUA.

INTRODUÇÃO O presente trabalho tem o objetivo de apresentar resultados preliminares do projeto "Contribuição à Sedimentologia das Praias do Baixo Rio Negro" em andamento no Departamento de Geociências, desenvolvido por bolsistas de Iniciação Científica. Os objetivos estão relacionados na definição dos mecanismos que contribuíram para a formação dos depósitos arenosilicosos do baixo Rio Negro. Entre esses destacam-se os conhecidos como: Praia Grande, localizado na margem esquerda à 70 km de Manaus; Praia da Ponta Negra, à 10 km do centro da cidade; e a Ilha da Estrela, à montante da Praia Grande, próxima a margem esquerda. Essa região desenvolve-se nos depósitos siliciclásticos da Formação Alter do Chão e nos prováveis depósitos argilosos terciários representados pela Formação Solimões, de acordo com as interpretações do Projeto Radam (folha Manaus, v.20 1978) Em ambos os depósitos desenvolvem-se formas erosivas expressivas como falésias, ao longo do Rio Negro e afluentes, sendo estas em grande parte limitadas ou recobertas por estreitos depósitos em forma de barra arenosa. O contato entre a Formação Alter do Chão e a argila cinza que provavelmente representa a Formação Solimões não é muito bem definido por se tratar de um contato transicional, mas entretanto pode ser identificado na região da Praia Grande. Além das falésias na mesma argila cinza desenvolvem-se estreitas planícies de abrasão fluvial. Durante as épocas de enchentes tanto as planícies de abrasão como os depósitos arenosilicosos encontram-se totalmente encobertos pelas águas do rio que apresentam um pH ácido o qual influi na composição mineralógica destes depósitos (Potter e Franzinelli, 1985). O Rio Negro é o maior afluente do Rio Amazonas, sendo

considerado o quinto maior rio do mundo, tendo descarga sólida de 30.000 m³/seg. (Meade et alii, 1991) O clima da região embora apresente temperaturas médias elevadas (26 a 29°C), as variações entre máxima e mínima são geralmente inferiores a 5°C. Segundo a classificação de Koeppen o clima é do tipo AM, apresentando pluviosidade anual de até 3.000 mm. Os ventos predominantes são nordeste.

INFLUÊNCIA DA NEOTECTÔNICA NA SEDIMENTAÇÃO A região do Baixo Rio Negro faz parte de um lineamento estrutural de direção geral noroeste-sudeste, que condicionou o curso do rio e que pertence a um sistema maior de estruturas geológicas que ocorrem na Bacia Amazônica. Franzinelli e Igreja (1990) apresentam um modelo neotectônico da região do Baixo Rio Negro obtido de estudos de sensores remotos. Alguns lineamentos de acordo com esse modelo estão referidos na figura 1. Se a neotectônica não influencia diretamente a sedimentação atual, ela foi responsável para o encaixamento do Rio Negro, com conseqüente desenvolvimento de falésias das suas margens e da ausência de planície de inundação características do modelo tradicional de ambiente fluvial. Essa é uma das razões pela qual ao longo das margens do Rio Negro, em seu baixo curso, ocorre somente o desenvolvimento irregular de barras arenosas.

CARACTERÍSTICAS TEXTURAIS E MORFOMÉTRICAS Os depósitos arenosilicosos da margem direita são concentrados em barras laterais que se desenvolvem ao longo de linhas de costa. Somente uma barra central arenosilicosa

ocorre: é chamada "Ilha da Estrela", situada a montante da Praia Grande entre a costa e as Anavilhanas, que entretanto são constituídas de depósitos silte-argilosos.

As amostras de areias foram sotopostas a análises granulométricas utilizando-se a escala de Wentworth e os parâmetros Md, Mz, σ_1 , SK1 e KG foram calculados de acordo com as fórmulas de Folk and Ward (1957). Por efeitos de confrontos são considerados também os resultados precedentes (Brito et al., 1994) de estudos sedimentológico da Praia Grande e da Ponta Negra.

Na extremidade sul da Praia Grande, região da Ponta do Jacaré (Fig. 1) amostras foram coletadas em amostragem seriada, onde o depósito de barra é mais conspicuo.

A granulometria mostra que o diâmetro médio dessas areias varia entre 0,33 a 0,19 mm. A inclinação da praia é em torno de 4° e ao longo dos perfis levantados perpendicularmente à linha de costa é pouco perceptível a diferença entre as dimensões das areias coletadas próxima à linha de água e na antepraia. Mesmo no extremo sul, onde a barra desenvolve um verdadeiro "spit" entre o Rio Negro e a vasta desembocadura do seu afluente Acajutuba, não há variação na granulometria.

A seleção destas areias é de boa a moderada, variando entre valores de 0,67 a 0,26. A assimetria varia entre valores máximos de 0,37 e mínimos de -0,35, apresentando variação maior do lado das granulometrias mais grosseiras.

Com os resultados obtidos foram construídos gráficos de mediana versus seleção e de mediana versus assimetria (Figs. 2 e 3). Observando-se esses gráficos nota-se logo que as areias da Praia Grande e da Ponta do Jacaré formam dois grupos distintos devido ao fato que os valores da mediana das areias da Ponta do Jacaré são constantemente inferiores aos da Praia Grande, em quanto que valores do desvio padrão e da assimetria são independentes do tamanho, tendo distribuição similares nos dois grupos de amostras. As areias representativas da Ponta Negra e de outros afloramentos arenosos da margem direita do Rio Negro são dispersos entre os dois grupos principais.

O estudo do grau de arredondamento por comparação visual, de acordo com a carta de Krumbein (1938), com a fração de 1,00 a 0,50 mm, mostrou que as areias da Praia Grande apresenta um grau de arredondamento inferior aos das areias da Ponta do Jacaré (Fig. 04)

As areias da Praia Grande apresentam maior frequência de arredondamento entre 0.3 a 0.4, sendo que a maioria das amostras tem uma distribuição bimodal. As amostras da Ponta do Jacaré, exibem na sua maioria arredondamento entre 0.5 a 0.6, com o mesmo caráter bimodal. Os sedimentos angulosos da Praia Grande indicam um curto transporte dos mesmos, caracterizando assim uma área fonte proximal. Já os sedimentos sub-angulosos da Ponta do Jacaré indicam uma área fonte um pouco mais distal. Para as areias da Ponta Negra temos o grau de arredondamento inferior aos dos demais depósitos citados, mostrando um transporte mínimo.

Para ter informações a respeito do mecanismo de transporte desse sedimentos, foi construído o diagrama CM de Passega (1964, 1980, em Sugüio), plotando os valores da mediana versus valores de um percentil. De acordo com a distribuição dos sedimentos nesse diagrama, as partículas arenosas da Praia Grande foram transportadas por rolamento e saltação em carga de fundo, e as de diâmetro inferior por rolamento e suspensão. Entretanto o transporte das partículas da Ponta do Jacaré é efetuado essencialmente por suspensão. As partículas de areia da Ponta Negra, tiveram um transporte misto, seja de rolamento sob tração que de suspensão.

CONCLUSÕES Na margem direita do Rio Negro, as acumulações de sedimentos arenosos são concentradas na região da Praia Grande, na Ilha do Cavalo e Ponta do Jacaré. Esses sedimentos variam de areia média a fina e são derivados do retrabalhamento de sedimentos da Formação Alter do Chão, que são erodidos e transportados pelas ondas geradas pela forte ação dos ventos de nordeste. A Neotectônica da área estudada causa uma influência indireta na sedimentação, em quanto que proporciona o suprimento dos sedimentos retirados dos

afloramentos das falésias da Formação Alter do Chão.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BRITO, M.A.G.; COUTINHO, G.K.; CRUZ, Z.O.; MAGALHÃES, R.; FRANZINELLI, E. 1994. Contribuição à Sdimentologia das Praias do Baixo Rio Negro/AM. IV Simp. Bras. de Geologia da Amazônia. Boletim, p. 188-191.
- FRANZINELLI, E; IGREJA, H.L.S. 1990. Utilização do senso remoto na investigação da área do Baixo Rio Negro e Grande Manaus. VI Simp. Bras. Sens. Rem. Anais, v. 3, p. 645-648.
- MEADE, R.H.; RAYOL, J.M.; CONCEIÇÃO, S.C.; NATIVIDADE, J.R.G. 1991. Back water effects in the Amazon River Basin - Environ. Geol. Water Sci. v. 18 N° 2, p. 105-114-springer-Verlag, N. Y.
- POTTER, P. E.; FRANZINELLI, E. 1985. Fracion Analysis of modern river and of Rio Negro and Solimões: implications for the origin of quartz-rich sandstones. Revista Bras. Geoc., 15(1), 31-35.
- KRUMBEIM, W. C. e PETTIJOHN, F. J. - 1938. "Manual of Sedimentary Petrograph". Appleton Century Croft Inc., Nova York, 549 pp.

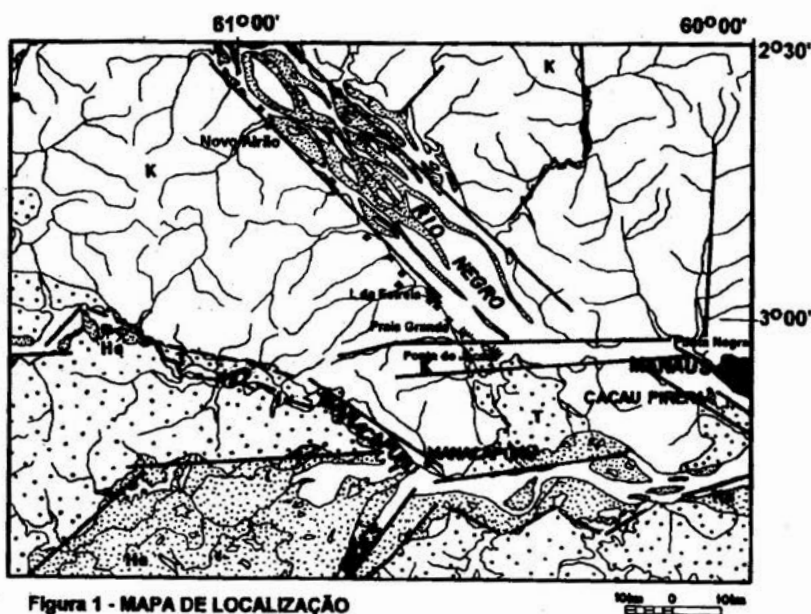


Figura 1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO

- | | | | |
|--|--|--|-----------------------------------|
| | Depósitos Aluvionares Modernos/Hioceno | | Lineamentos Tectônicos Principais |
| | Formação Solimões/Terciário | | Amostragem Linear |
| | Formação Alter do Chão/Cretáceo | | Amostragem Pontual |
| | Contato Geológico | | |

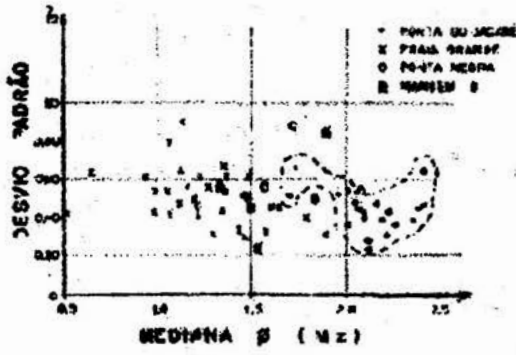


FIG. 2 - Valores de mediana versus desvio padrão. É possível a distinção dos dois grupos de amostras da Praia Grande e Ponta do Jacaré.

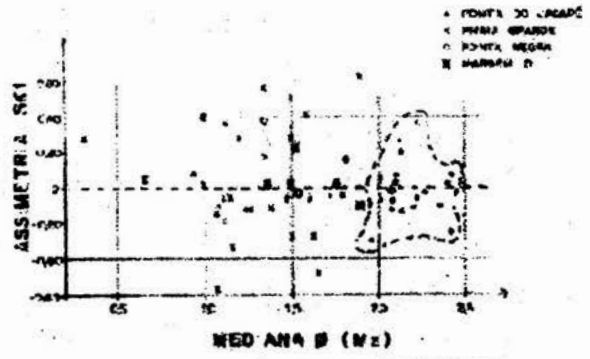


FIG. 3 - Valores de assimetria versus mediana. O grupo de amostras da Ponta do Jacaré (circulado) destaca-se por sua homogeneidade.

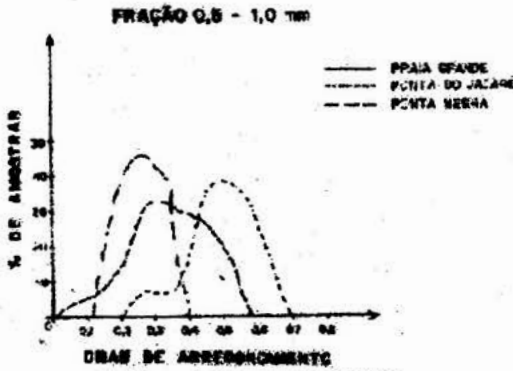


FIG. 4 - Grau de arredondamento das classes de maior frequência de cada amostra versus porcentagem de areia.

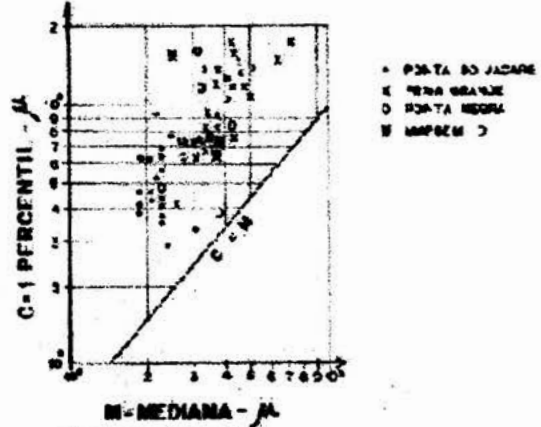


FIG. 5 - Gráfico Curtail - (Passaga, 1964) das amostras estudadas.

MINERALOGIA E COMPOSIÇÃO QUÍMICA DOS FRAGMENTOS CERÂMICOS ARQUEOLÓGICOS DO SÍTIO MANDUQUINHA EM CAXIUANÃ (PORTEL-PA)

Sérgio Roberto Costa Coelho

Centro de Geociências/UFPa, Bolsista Aperfeiçoamento Ap-B do CNPq

Marcondes Lima da Costa

Centro de Geociências/UFPa, Bolsista Pesquisador do CNPq

Dirse Clara Kern

Centro de Geociências/UFPa, Pesquisadora do Museu Paraense Emílio Goeldi-MPEG

INTRODUÇÃO Na Amazônia, ocorrem áreas de solos de coloração escura com restos de material arqueológico e fragmentos cerâmicos conhecidos, segundo KERN & KAEMPF (1989), como Terra Preta Arqueológica (TPA). Possuem em média 40 a 50cm de espessura e em alguns locais, podendo chegar a 2m com vestígios de ocupação humana. A região de Caxiuaná situa-se às margens da baía homônima, uma ria fluvial do rio Anapu, a qual está inserida na Estação Científica Ferreira Penna (ECFPn), que abrange uma área de 33 mil hectares, da qual, 80% correspondem a floresta de terra firme e 20% à floresta de várzea e igapó, além de abundante vegetação aquática. A experiência dos dois últimos autores sobre sítios arqueológicos com terra preta arqueológica na Amazônia a partir da região de Cachoeira-Porteira, possibilitou um trabalho de identificação de sítios arqueológicos com TPA na região, culminando com a detecção de uma dezena de sítios às margens da baía de Caxiuaná. Dentre esses, selecionou-se três sítios (Manduquinha, Ponta Alegre e Mina II) para mapeamento e estudos mineralógicos, sendo o sítio Manduquinha escolhido para estudo de detalhe. Como parte da tese de doutorado de Dirse C. Kern procedeu-se a uma coleta sistemática de cerâmica arqueológica, dando ênfase a distribuição do fósforo nos diferentes horizontes de solo. Os resultados parciais do estudo dos aspectos físicos, texturais, mineralógicos e químicos da cerâmica foi inicialmente apresentado no V

Congresso Brasileiro de Geoquímica em Niterói-Rj (1995). No presente trabalho, são feitas novas abordagens geoquímicas relativas aos elementos traços, cujos resultados obtidos estão aqui apresentados.

MATERIAIS E MÉTODOS Com base na distribuição dos valores anômalos de fósforo dentro do sítio, foram coletadas 46 amostras de fragmentos de cerâmica classificadas segundo os diferentes horizontes de solo em que foram encontradas, assim designadas: horizonte A1 com 26 amostras, A2 com 14, AE com 3 e AB com 2. Os fragmentos cerâmicos foram analisados em lupa binocular para avaliar seus aspectos físicos e morfológicos, além da determinação do antiplástico ou tempero, fundamental para sua classificação. Em seguida, foram objeto de análise química total por via úmida e por absorção atômica nos laboratórios do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará. Os elementos traços foram analisados por absorção atômica na GEOSOL (GEOLAB), em Minas Gerais.

RESULTADOS OBTIDOS E DISCUSSÕES

Nos fragmentos cerâmicos foram observados os antiplásticos cariapé, cariapé com cauxi, areia e caco moído, na forma de pedaços alongados de tamanho variado, por vezes exibindo orientação numa matriz criptocristalina amarela amarronzada. Alguns fragmentos contêm, além de cariapé, cauxi na forma de espículas, geralmente orientadas. O antiplástico areia é formado por grãos e fragmentos de quartzo e feldspatos na matriz criptocristalina. Comumente ocorre o antiplástico formado por caco moído, ou

seja, reutilização de antigos restos de cerâmica, originando um aglomerado mais complexo.

A análise mineralógica por DRX mostra que os fragmentos são formados principalmente de quartzo, argilominerais parcialmente cristalinos, feldspatos (albita e microclíneo), além de hematita, anatásio por vezes anfibólio e talco. Os feldspatos são encontrados apenas nos fragmentos com antiplástico areia. Anfibólio e talco foram observados exclusivamente na amostra 07 (horizonte AE, antiplástico areia).

A composição química cujos valores médios por antiplástico e por horizontes de solo estão apresentados na tabela 1, mostram que os fragmentos cerâmicos são constituídos predominantemente de SiO_2 (em torno de 71% em peso), seguida de Al_2O_3 (8,4%), Fe_2O_3 (4,4%), P_2O_5 (1,3%), Na_2O (1,0%), K_2O (0,6%), TiO_2 (0,39%) e P.F (11,25%), retratando a composição mineralógica mencionada anteriormente dominada por quartzo e argilomineral. Ressalta-se teores de P_2O_5 relativamente elevados, que na análise mineralógica não se espelha na forma de mineral identificável por DRX. As razões muito baixas de $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$ excluem a possibilidade da presença da apatita, reforçada pela ausência de correlação entre CaO e P_2O_5 (Figura 1). Segundo Costa et al., inédito, foram encontrados valores similares ou mesmo mais elevados, sem que tenha sido observado a presença da apatita. Raramente foi identificado mineral cristalino, e quando assim ocorria, era basicamente fosfato de ferro e alumínio (Costa et al., inédito). Acredita-se que deve ocorrer o mesmo fato no sítio manduquinha. A composição química também mostra muito pouca variação entre os fragmentos, quer seja segundo o antiplástico quer seja segundo o horizonte de solo (Tabela 1, figuras 2a1 e 2a2). O diagrama P_2O_5 - TiO_2 - MgO (Figura 2b) já permite observar dois grupos de amostras, onde aquele mais próximo dos membros MgO e TiO_2 correspondem aos fragmentos com antiplástico cariapé e cariapé mais cauxi. MgO , K_2O , Na_2O e CaO apresentam as maiores variações espelhadas em suas razões. Esses elementos, principalmente os metais alcalinos e alcalinos terrosos, permitem individualizar perfeitamente dois conjuntos de amostras (Figuras 2c1, 2c2 e 2c3), onde aquele

de menor número de amostras corresponde aos fragmentos com cariapé mais cauxi. As concentrações médias dos elementos traços estão indicadas na tabela 2 e mostram que estes elementos estão por sua vez ainda sob nível crustal ou equivalentes a este, exceto V, Zr, Y e Cr, que apresentam teores mais elevados. O diagrama Sr-Ba-Zr (Figura 2d1), mostra uma certa concentração das amostras com antiplástico cauxi, enriquecidas em Ba. Essas amostras quando plotadas no diagrama Pb-Cr-V (Figura 2d2), mostram um padrão de enriquecimento em Cr. Estudos de correlações de pares de elementos, mostram uma excelente correlação positiva entre K_2O e MgO (Figura 3a), Ba e MgO (Figura 3b), sugerindo uma natureza ilitica para parte da matriz argilosa criptocristalina. Essa razão independe da natureza do antiplástico e dos horizontes. Correlação igualmente expressiva foi observada entre TiO_2 e MgO (Figura 3c), levando a concluir a presença do TiO_2 na estrutura dos argilominerais, ou como microinclusões nos mesmos como observado por Costa et al., (inédito) em Cachoeira-Porteira, entretanto, os difratogramas de raios-x sugerem a presença de anatásio. A correlação entre Na_2O e K_2O , individualizou duas populações químicas distintas, onde uma apresenta-se com antiplástico cariapé e a outra com antiplástico cauxi (Figura 3d).

Pelo exposto, pode-se concluir, que em termos gerais, os fragmentos cerâmicos apresentam composição mineralógica muito semelhante entre si, divergindo na proporção de feldspatos e do argilomineral ilita. Essas semelhanças mineralógicas são espelhadas na composição química, cujas variações são verificadas apenas nos teores dos metais alcalinos e alcalinos terrosos. Os teores de P_2O_5 são relativamente elevados e encontram-se na forma de minerais provavelmente amorfos, do tipo fosfatos de Al-Fe. Dessa forma, pode-se sugerir para a cerâmica uma matéria-prima à base de argila com caolinita e ilita, aonde deve ter sido agregados na forma de rocha triturada constituída de quartzo e feldspatos ou então cariapé e cauxi. O conteúdo de P_2O_5 deve ser creditado a contaminação da cerâmica com alimentos ricos em fosfatos como proposto por Costa et al. (inédito) em Cachoeira-

Porteira, dando assim uma idéia da dieta rica em proteína animal. Os elevados valores de Zr e Y estão associados aos teores de anatásio e zircão, esses por sua vez são constituintes de rochas da região, das quais são extraídos material para confecção das cerâmicas. Enquanto que os elevados valores de V e Cr estão associados a presença de matéria orgânica nos fragmentos cerâmicos.

supergênica durante o Cenozóico da Amazônia Oriental, pelo apoio financeiro. Ao Centro de Geociências da UFPA pelas análises laboratoriais e apoio total do pessoal técnico desses laboratórios e a infraestrutura do IBAMA e da Estação Científica Ferreira Penna, possibilitando os trabalhos de campo.

AGRADECIMENTOS Ao Projeto APOIO INSTITUCIONAL ÀS PESQUISAS DO CENTRO DE GEOCIÊNCIAS DA UFPA (convênio 0065.92.0025.00 PADCT/ FINEP/ FADESP) Sub-Projeto Evolução geoquímica

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

COSTA, F.A.de et al.(1986), Relatório Global MPGE-CNPq (inédito), 49p.
 KERN & KAEMPF (1989),
 Rev.Bras.Ci.Solo,Campinas, 13: 219-25

Tabela 1. Composição química média (% em peso) das cerâmicas arqueológicas do sítio Manduquinha.

| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | P ₂ O ₅ | TiO ₂ | Na ₂ O | MgO | CaO | K ₂ O | F.F. | K ₂ O/MgO | Na ₂ O/CaO | CaO/SiO ₂ |
|-------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------------------------------|------------------|-------------------|------|------|------------------|-------|----------------------|-----------------------|----------------------|
| SEGUNDO OS ANTIPLÁSTICOS | | | | | | | | | | | | | |
| CAUDIXI (17) | 70,48 | 8,99 | 4,67 | 1,30 | 0,30 | 1,02 | 0,24 | 0,19 | 0,64 | 11,76 | 2,61 | 5,39 | 0,07 |
| CAUDIXI + AREIA (2) | 70,74 | 8,87 | 4,38 | 0,98 | 0,44 | 1,13 | 0,27 | 0,16 | 0,66 | 11,89 | 2,44 | 7,06 | 0,16 |
| AREIA (5) | 72,20 | 8,21 | 4,57 | 1,19 | 0,48 | 1,41 | 0,32 | 0,20 | 0,31 | 10,65 | 0,96 | 6,13 | 0,20 |
| CARIAPÉ (12) | 70,70 | 8,33 | 4,66 | 1,35 | 0,44 | 0,82 | 0,18 | 0,12 | 0,57 | 12,39 | 3,17 | 6,83 | 0,09 |
| CACO+CAUDIXI+CARIAPÉ (3) | 71,43 | 8,77 | 4,58 | 1,27 | 0,29 | 0,87 | 0,22 | 0,11 | 0,58 | 11,38 | 2,63 | 7,91 | 0,09 |
| CARIAPÉ+AREIA (6) | 71,00 | 8,63 | 4,52 | 1,52 | 0,56 | 1,08 | 0,35 | 0,25 | 0,76 | 11,06 | 2,17 | 4,32 | 0,16 |
| SEGUNDO OS HORIZONTES DE SOLO | | | | | | | | | | | | | |
| A1 (26) | 71,16 | 8,75 | 4,60 | 1,30 | 0,35 | 0,94 | 0,25 | 0,20 | 0,64 | 11,47 | 2,56 | 4,70 | 0,15 |
| A2 (14) | 71,25 | 8,45 | 3,95 | 1,38 | 0,43 | 0,88 | 0,19 | 0,11 | 0,53 | 11,97 | 2,78 | 8,00 | 0,07 |
| AE (3) | 72,61 | 7,35 | 4,81 | 1,41 | 0,68 | 1,56 | 0,47 | 0,28 | 0,38 | 10,07 | 0,80 | 5,57 | 0,19 |
| AB (2) | 72,24 | 8,08 | 4,37 | 1,24 | 0,29 | 1,2 | 0,35 | 0,26 | 0,66 | 11,18 | 1,88 | 4,61 | 0,02 |
| MÉDIA GERAL (45) | 71,39 | 8,38 | 4,41 | 1,33 | 0,39 | 0,98 | 0,25 | 0,20 | 0,60 | 11,25 | 2,00 | 4,90 | 0,15 |

(45): número de amostras

Tabela 2 - Composição química média (ppm) dos elementos traços das cerâmicas arqueológicas do sítio Manduquinha.

| | Al | Ca | Ce | Mn | Pb | Zn | F | Cl | Br | Zr | V | Nb | Sr | Cr | Y | Ba |
|-------------------------------|------|------|------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|-------|-------|-------|------|
| SEGUNDO OS ANTIPLÁSTICOS | | | | | | | | | | | | | | | | |
| CAUDIXI (11) | 11,3 | 19,1 | 20,8 | 83,6 | 47,2 | 78,3 | 313,3 | 64,6 | 370,8 | 342,3 | 24,9 | 21,6 | 69,3 | 116,3 | 185,5 | 13,6 |
| CARIAPÉ (9) | 9,3 | 20,2 | 19,5 | 143,7 | 43,9 | 121,8 | 446,6 | 146,2 | 729,4 | 571,4 | 47,0 | 21,5 | 196,0 | 135,2 | 179,4 | 14,0 |
| SEGUNDO OS HORIZONTES DE SOLO | | | | | | | | | | | | | | | | |
| A1(11) | 8,7 | 20,4 | 19 | 129,4 | 45,7 | 79,6 | 320,6 | 59,0 | 440,2 | 352,1 | 28,0 | 20,8 | 11,2 | 130,4 | 179,1 | 14,0 |
| A2(6) | 13,0 | 20,0 | 15,3 | 69,2 | 45,7 | 78,0 | 242 | 76,9 | 362,8 | 408,8 | 26,5 | 23,8 | 62,2 | 118,0 | 191,2 | 13,3 |
| AB(2) | 10,5 | 24,5 | 19,5 | 53,0 | 47,0 | 98,0 | 483,5 | 164,0 | 388,0 | 325,5 | 31,5 | 18,5 | 88,5 | 112,0 | 171,5 | 15,0 |
| AE(1) | 13,0 | 13,0 | 25,0 | 61,0 | 43,0 | 52,0 | 180,0 | * | * | * | * | * | * | 130,0 | 195,0 | 12,0 |
| MÉDIA GERAL (45) | 10,5 | 20,7 | 19,3 | 126,9 | 46,4 | 100,4 | 383,5 | 86,7 | 386,7 | 345,4 | 25,7 | 21,3 | 62,9 | 126,6 | 184,6 | 13,5 |

* inferior ao limite de detecção

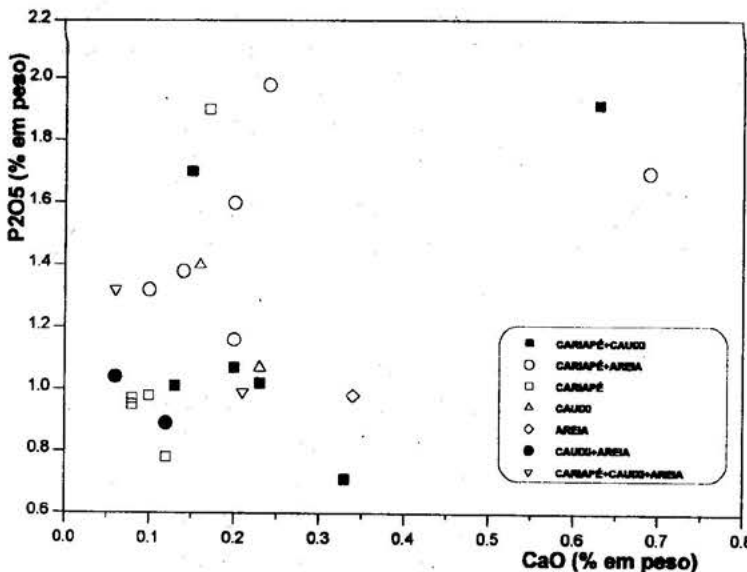


Figura 1: Correlação entre o P₂O₅ e o CaO nas cerâmicas do sítio Manduquinha, no horizonte A1.

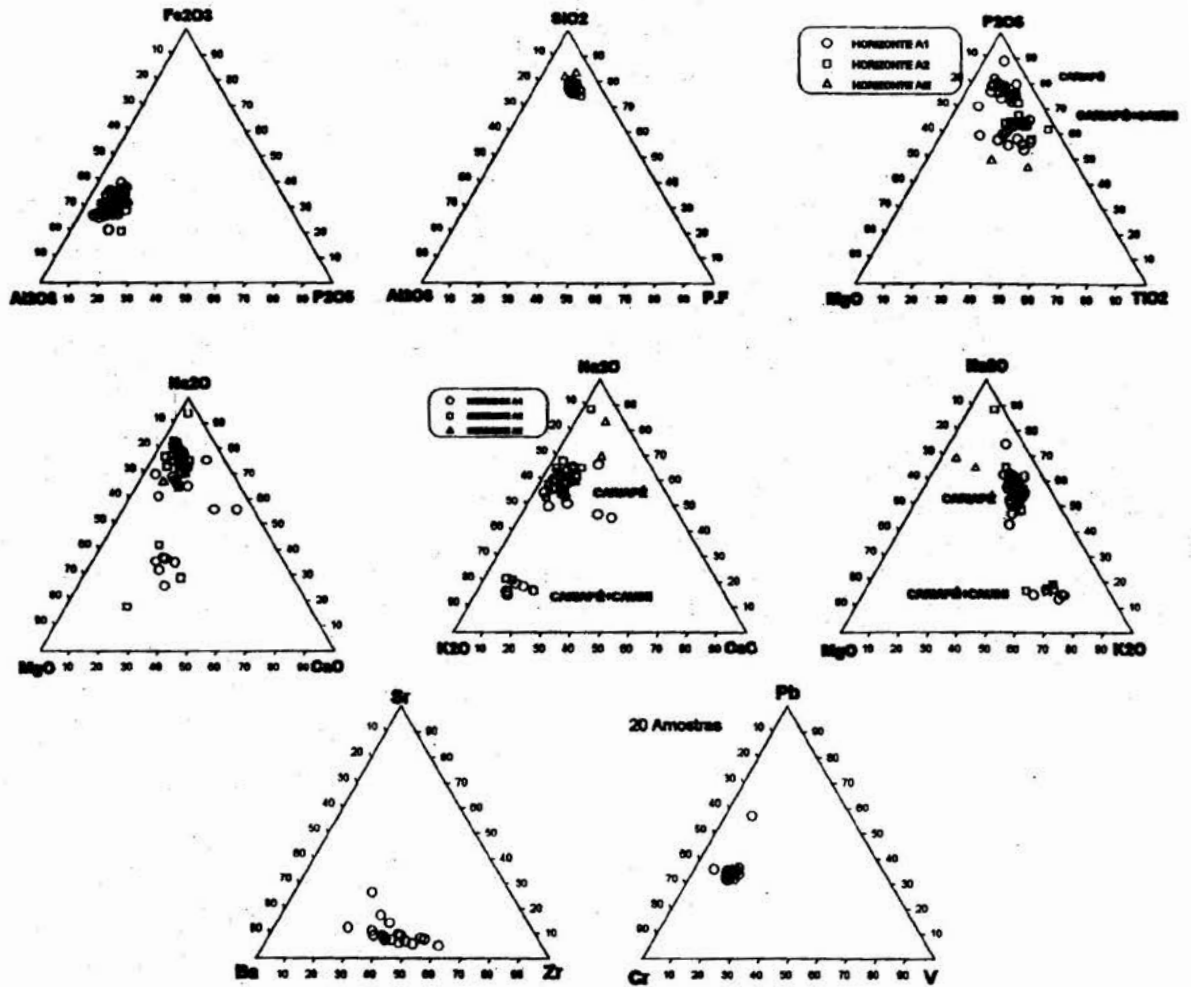


Figura 2: Composição química das cerâmicas em diagramas ternários segundo o horizonte A1.

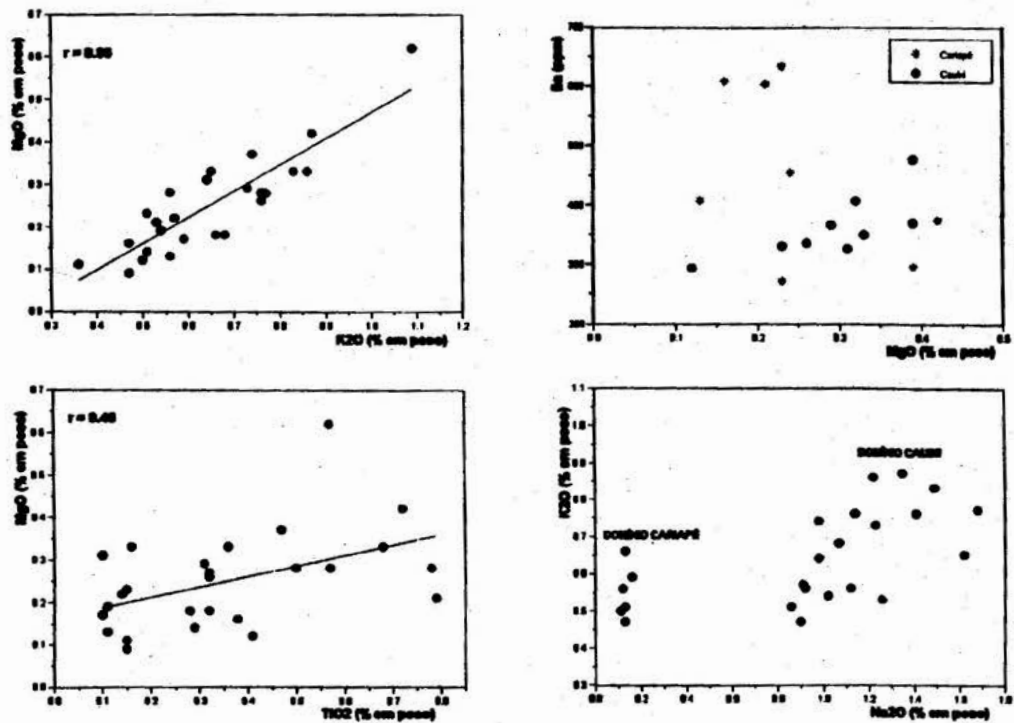


Figura 3: Correlações entre elementos químicos nas cerâmicas do sítio Manduquinha, segundo o horizonte A1.

**NATUREZA GRANULOMÉTRICA, MINERALÓGICA E QUÍMICA
DOS SEDIMENTOS HOLOCÊNICOS DO FUNDO
DA BAÍA DE CAXIUANÃ (PARÁ)**

Marcondes Lima da Costa⁽¹⁾

Elias Leão Moraes⁽¹⁾

Hermann Behling⁽²⁾

José Carlos Valadares Melo⁽¹⁾

Waldenira Ferreira dos Santos⁽¹⁾

Natalino Valente Moreira de Siqueira⁽¹⁾

(1)Centro de Geociências/UFPa, C.P.1611, 66075-110 Belém-Pa

Tel.: (091) 211 1428/249 5028, Fax: (091) 211 1609, E-mail: mlc@marajo.ufpa.br

(2)University of Amsterdam, Dept. of Palynology and Paleo/Actuo-Ecology, Holand

INTRODUÇÃO A região de Caxiuanã, situada na região ocidental do Estado do Pará, é formada pela Baía de Caxiuanã e suas terras vizinhas, integrantes dos municípios de Portel e Melgaço, em posição ocidental ao Arquipélago do Marajó. A Baía de Caxiuanã é uma ria interior do rio Anapu, com cerca de 8 km de largura e 40 km de extensão, alongada norte-sul. É no cenário regional o maior corpo de água doce, comunicando-se com outras baías interiores menores como a de Melgaço e Portel. Suas águas são de cor escura (negra a esverdeada), transparentes até 1 m de profundidade, mas ricas em material algal e ilhas de vegetais flutuantes. A lâmina d'água é geralmente delgada, variando conforme as estações climáticas, situando-se entre 1,2 a 9 m. A baía é contornada por terras firmes e alagadas, cobertas por mata densa, de terra firme e de áreas inundadas, além de vegetação flutuante, característica da Hylaea Amazônica. Grande parte da drenagem que desagua na baía, também tem natureza de microrias afogadas pela baía. A região da Caxiuanã tem baixa densidade populacional, é ocupada por famílias caboclas, distribuídas isoladamente e às margens da baía, principalmente. Os primeiros reconhecimentos científicos mostram que a região ainda está praticamente preservada da agressão do homem moderno. Por outro lado são grandes as evidências de que a área foi ocupada intensamente pelo

homem pré-histórico, como mostram os inúmeros sítios arqueológicos, sambaquis, vegetação antrópica, motivos de estudos de Dirse Clara Kern, do Museu Paraense Emílio Goeldi, em sua tese de doutorado junto ao Centro de Geociências/UFPa. Também o homem caboclo, vem ocupando a área, porém sem lhe causar danos, já que seus usos e costumes ainda guardam grandes relações com os do homem pré-histórico.

Por essas características o governo brasileiro transformou a região em área de conservação florestal e ambiental, denominando-a de Reserva Florestal de Caxiuanã, administrada pelo IBAMA, que cedeu uma parcela da mesma para o Museu Paraense Emílio Goeldi (MPEG) e Oversea Developmmt Agency (ODA) do Conselho Britânico para que instalasse a Estação Científica Ferreira Penna (ECFPn), que apóia pesquisa multi e interdisciplinar na região.

O corpo aquoso e seus sedimentos de fundo da Baía de Caxiuanã, embora imenso, e representativo de um fenômeno recente e comum na Amazônia, como as rias internas (lagos de barragem natural), não foram ainda objeto de investigação científica detalhada e sistemática. Em Caxiuanã o estudo da natureza físico-química das águas e dos aspectos sedimentológicos, mineralógicos, químicos, geoquímicos, geocronológicos, palinológicos e de isótopos estáveis, bem como da morfologia

do substrato, do pacote sedimentar e dos aspectos geomórficos da baía e suas terras vizinhas, certamente poderão subsidiar o entendimento da evolução geológica, arqueológica e da flora e fauna dessa região, e por correlação de outras da Amazônia, e contribuir ao entendimento da história da ocupação humana na região e na Amazônia. O presente trabalho apresenta os primeiros dados obtidos dentro da visão acima, com ênfase à mineralogia e à geoquímica.

MATERIAIS E MÉTODOS Para o presente trabalho foram utilizadas amostras coletadas pela equipe em três furos de sondagem manual, em maio de 1995, dois dentro da baía (Caxiuanã Norte e Caxiuanã Sul) e um no rio/ria Curuá que deságua na baía. Foram amostrados 22,7 m de sedimentos inconsolidados em tubos de alumínio. Alíquotas em intervalo de 10 cm foram tomadas para análises palinológicas e datações por radiocarbono, enquanto a fração restante foi empregada para análises granulométricas, mineralógicas e químicas. A análise granulométrica consistiu na separação das frações areia, silte e argila, enquanto a mineralógica foi feita por DRX em amostra total, lâmina orientada (argilominerais) e fases minerais isoladas (carbonatos), e microscopia ótica (lâmina delgada). As análises químicas totais foram feitas por via úmida (gravimetria, volumetria, espectrocolorimetria) e os elementos traços (Mn, Zn, Ni, Co, Cu, Cr) por espectrometria de absorção atômica em 14 amostras de Caxiuanã Norte. As determinações de pH e Eh foram realizadas em todas amostras com uso de potenciômetro.

RESULTADOS OBTIDOS E DISCUSSÕES

A Sequência Litológica e Aspectos Granulométricos Até aonde foi possível amostrar a sequência litológica dos sedimentos de fundo da Baía de Caxiuanã ela é constituída basicamente de silte com bastante argila e matéria orgânica e silte argilo-arenoso até areia argilo-siltosa pobre em matéria orgânica. A fração silte é menos frequente em direção ao

topo enquanto é maior para a base (aparente), quando aumenta então a fração areia e diminui a argila em passagem gradacional. No perfil de Caxiuanã Sul entretanto os primeiros 20 cm do topo são formados por silte-areia. Ocorrem ainda camadas ou lentes delgadas de areia ou silte, em contato abrupto, da mesma forma que acúmulo de matéria orgânica. Os sedimentos são muito incoesos no topo e ligeiramente coerentes na base. A matéria orgânica apresenta-se ainda pouco alterada. A coloração é cinza esverdeada, escura no topo (silte) e clara na base (silte argilo-arenoso), com machas de óxidos de ferro. O furo do rio Curuá é muito rico em matéria orgânica com até 33 %, enquanto na baía o teor é relativamente baixo, principalmente ao sul, mas acumula-se também na base das sequências.

Parâmetros Físico-Químicos (pH, Eh e salinidade) Os valores de pH são mais elevados (pH = 6) em Caxiuanã Norte, um pouco menor em Caxiuanã Sul e mais ácidos no rio Curuá. Os valores, em cada perfil, são mais ácidos no topo da sequência e guardam relação direta com a matéria orgânica. Os valores de Eh por outro lado são mais baixos em Caxiuanã Norte e mais altos no Curuá, e tem comportamento inverso ao do pH e portanto correlacionam-se negativamente com a matéria orgânica. A salinidade é muito baixa, em concentrações similares nos perfis e tende a aumentar nas sequências inferiores mais siltíticas.

Aspectos Mineralógicos e Petrográficos Os minerais essenciais e acessórios foram identificados inicialmente por difração de raios-x, cujos resultados apoiaram a análise petrográfica. Os sedimentos são compostos de caolinita, quartzo, muscovita, clorita e feldspatos (ordem decrescente), geralmente acima de 5 %, enquanto siderita, anatásio e hematita estão cada um abaixo de 5 %. Os feldspatos estão representados principalmente por albita, sendo microclíneo menos frequente. Embora não detectados nos difratogramas, algumas amostras, apresentaram vestígios de sulfetos, provavelmente pirita. Caolinita, muscovita, clorita e feldspatos são mais abundantes nas

camadas menos silticas e mais ricas em argila e matéria orgânica, e quartzo nas mais silticas com areia. Os níveis de areia contêm tão somente quartzo, caolinita, ainda muscovita e anatásio. A siderita tem distribuição homogênea em toda a sequência, sendo rara nos níveis de areia. Sob o microscópio as camadas mais silticas a arenosas são formadas de grãos de quartzo em matriz argilosa (caolinita). Os grãos de quartzo são subangulosos a angulosos, monocristalinos a policristalinos, com forte extinção ondulante. A muscovita também ocorre como grânulos anédricos e a clorita e albita em formas subédricas a anédricas dentro da matriz. Zircão é acessório em grãos arredondados segundos cristais anédricos até euédricos. Grãos de turmalina são raros. Nas camadas mais ricas na fração argila, grãos mais grossos de quartzo encontram-se dispersos, da mesma forma que restos de material orgânico fibroso, cilíndrico.

Composição Química Os sedimentos de fundo da baía (furo de Caxiuanã Norte), segundo as análises químicas, são constituídos em média (peso em %) principalmente de SiO_2 (61,59%), Al_2O_3 (18,63%), Fe_2O_3 (6,81%), P.F. (7,79%), FeO (1,23%), K_2O (1,98%), MgO (1,10%), TiO_2 (1,14%) e Na_2O (0,63%). O espalhamento químico é muito pequeno, sendo que as variações maiores ocorrem apenas nos níveis de areia e também nos mais siltosos com altos teores de SiO_2 . No digrama $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ vs $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ (Fig.1) todas as amostras se situam no campo das *shales*, entre as *shales* e as *Fe-shales*, exceto uma amostra arenosa, que se deixou plotar no limite *wacke* / litoarenito/Fe-areia. Está claro que os sedimentos de fundo da Baía de Caxiuanã são relativamente ferroso-férricos, fato já constatado através da mineralogia, com a presença característica de siderita, clorita, pirita e ainda hematita (ferro férrico). Devido a grande quantidade de ferro férrico, não compartilhado apenas pela hematita, supõe-se que a clorita é também férrica.

Elementos Traços As concentrações médias dos elementos traços analisados (Ba, Ga, Mo, B, Sc, Sn, Sr, V, Y, Zr, Pb, As, Hg, Mn, Zn, Ni, Cr, Co e Cu) são da ordem crustal, sendo

que alguns estão ligeiramente enriquecidos (B, Zr, Pb, As e Hg) e outros empobrecidos (Sr, V, Cr, Cu, Ni). Suas concentrações são, entretanto, equivalentes a das *shales* e shales recentes, divergindo apenas em Zr muito enriquecido em Caxiuanã e Cu, Cr, Sr, V e Sn ligeiramente empobrecidos. As razões B/V mostram que os sedimentos são de ambiente de água doce.

Idade Três amostras foram submetidas a datação por radiocarbono (C^{14}). O primeiro resultado obtido no furo do rio Curuá a 7m de profundidade foi de 7.870 ± 70 anos A.P. mostra que trata-se de possível sedimentação holocênica, estendendo-se até o presente, obviamente.

CONCLUSÕES Os sedimentos de fundo da Baía de Caxiuanã, com base nos primeiros resultados, são *shales* terrígenas, de ambiente lacustre, possivelmente ainda em parte em equilíbrio com as águas da atual baía, onde os sedimentos inferiores já estão experimentando pequenas modificações diagenéticas. Isso é demonstrado pela formação de pirita, ainda que restrita, dada a pequena atividade bacteriológica, mas com significativa presença de carbonato, siderita, mostrando o início da oxidação da matéria orgânica, o que conduz a um ambiente quase neutro na base da coluna estudada e ácido no topo. Nas condições da siderita formou-se paralelamente a clorita às expensas dos minerais de ferro (hematita) e caolinita. Quartzo, caolinita e hematita tiveram e tem sua fonte nos perfis lateríticos maduros truncados (caolim) e imaturos que circundam a baía em toda sua extensão. Que as águas da baía já experimentaram condições quase neutras são comprovadas pela abundância de sambaquis às margens da mesma, com indícios de ocupação humana pré-histórica. Portanto os sedimentos estudados correspondem a fase em que o rio Anapu foi transformado em baía, a de Caxiuanã, por represamento natural de suas águas no limiar do Pleistoceno para o Holoceno, em decorrência de movimentos neotectônicos que afetaram a região, explicitados claramente na própria sede da Estação Científica Ferreira Penna e ao tempo do término da última glaciação.

AGRADECIMENTOS Ao convênio 0065.92.0025.00 PADCT/FINEP/FADESP (Projeto Apoio às Pesquisas do Centro de Geociências da UFPa), ao CNPq pela concessão de bolsa de pesquisa ao primeiro, de aperfeiçoamento ao terceiro e de Mestrado à segunda; ao Museu Paraense Emílio Goeldi, que através de sua base Científica Ferreira Penna proporcionou a infraestrutura de campo

(alojamento e transporte).

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

HERRON, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *J. Sed. Petrol.*, 58: 820-829.

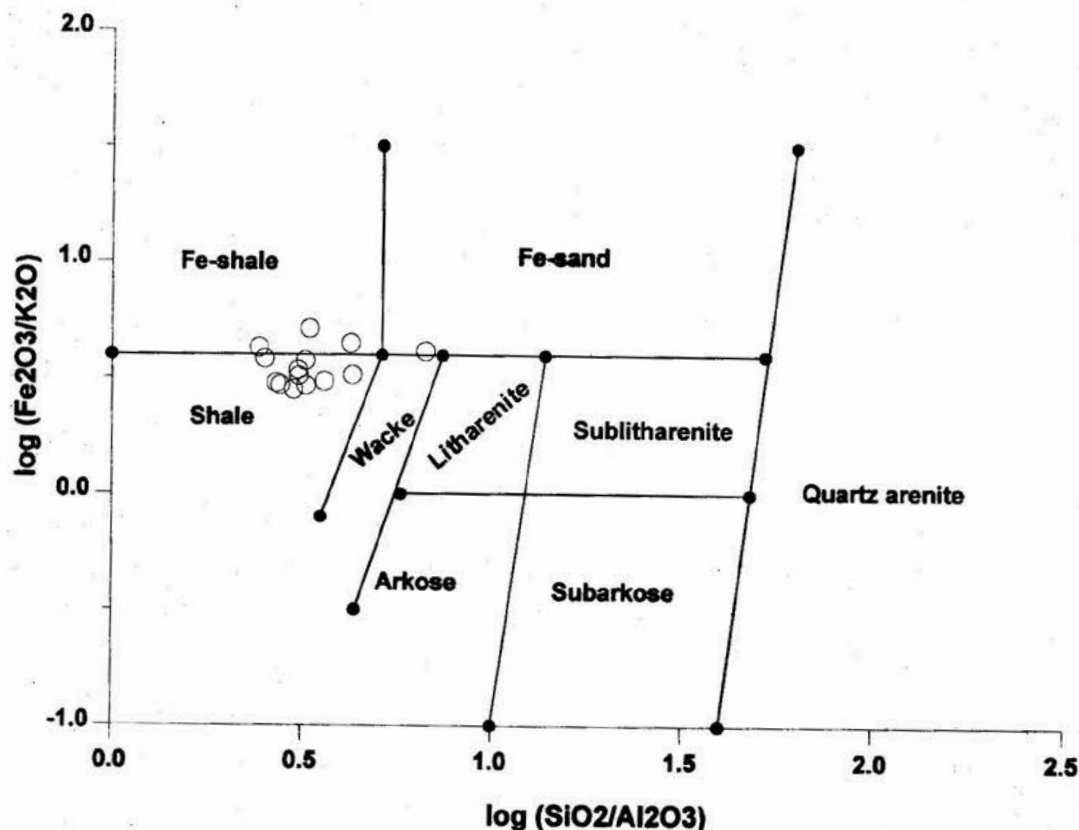


Figura 1 - Caracterização litológica dos sedimentos da Bacia de Caxiuanã com base na classificação de arenitos e shales terrígenos através do diagrama $\log (\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ vs $\log (\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ de Herron (1988).

CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES SOBRE A EVOLUÇÃO DOS SISTEMAS DE DRENAGENS DOS RIOS GUAPORÉ, MAMORÉ E MADEIRA, ESTADO DE RONDÔNIA.

Marcos Luiz do E. S. Quadros *

Eliomar P. Silva Filho **

Mauro Rodrigues Reis *

Jaime Estevão Scandola *

* CPRM/RO - Serviço Geológico do Brasil

** UFRO - Universidade Federal de Rondônia

INTRODUÇÃO Este trabalho tem como objetivo principal a análise da morfologia fluvial dos rios Guaporé, Mamoré e Madeira, e de seus afluentes, que em termos territoriais estão localizados em áreas contíguas à Bolívia e Brasil, abrangendo a porção noroeste e sudoeste do estado de Rondônia e noroeste do Mato Grosso, adentrando-se pelo estado do Amazonas. O desenvolvimento da morfologia fluvial dos rios considerados foi controlada por diversos fatores do meio físico, destacando-se os climáticos, a litologia do substrato e a tectônica, sendo este último relacionado às movimentações neotectônicas atuantes no Cenozóico, em função da Orogênese Andina, as quais reativaram sucessivamente as anisotropias pré-existentes e imprimiram novas direções de fraqueza.

A metodologia empregada neste estudo consistiu na análise da morfologia fluvial utilizando-se de imagem de satélite na escala de 1:250.000 e 1:100.000 (bandas 3, 4 e 5), coloridas e preto/branco, que aliada a litologia do substrato, permitiu analisar e separar os sistemas de drenagem em domínios distintos, em função das diversas feições característica de cada setor de drenagem.

Os trabalhos desenvolvidos na região amazônica abordando a temática ora apresentada são poucos, destacando-se na região em foco os trabalhos de Melo et al. (1978), Mauro et al. (1978) e Adamy & Romanini (1990), e a nível da Bacia Amazônica os trabalhos de Franzinelli & Piuci (1988) e Bemerguy & Costa (1991).

Estes descrevem a feições da morfologia fluvial dos rios da Amazônia, relacionando a sua evolução a movimentações tectônicas de idades cenozóicas.

ASPECTOS GERAIS DOS SISTEMAS DE DRENAGENS O Rio Madeira tem como afluentes principais os rios Guaporé, Mamoré, Beni e Abunã (Madre de Dios). Estes apresentam elementos morfológicos importantes no que diz respeito às características gráficas da rede de drenagem, apresentando variações de tipos gráficos e anômalos importantes, onde se alternam trechos meandantes e encachoeirados, permitindo desta forma separar a Bacia Hidrográfica dos rios Guaporé, Mamoré e Madeira, em três domínios fluviais distintos, denominados de Domínio I, Domínio II e Domínio III (Figura 1).

Domínio I - compreende os rios Guaporé, parte do Mamoré, e seus afluentes, os quais cobrem a depressão periandina denominada de Vale do Guaporé. O rio Guaporé nasce no Estado de Mato Grosso, seguindo para norte, delimitando a fronteira Brasil/Bolívia, até a sua confluência com o rio Mamoré, próximo ao Distrito de Surpresa, Guajará-Mirim. O rio Mamoré nasce em território boliviano, passando a delimitar a fronteira Brasil/Bolívia após receber o rio Guaporé. Os rios do Domínio I apresentam-se como rios fortemente meandantes, estando presentes diversas feições fluviais, tais como, meandros

abandonados, meandros lagos, barras em pontal com linhas de acreção lateral, além de diversos lagos e paleocanais que adentram o território boliviano, os quais estão desenvolvidos em uma extensa planície fluvial. O Domínio I pode ser subdividido em dois setores distintos, sendo o primeiro setor a montante da cidade de Costa Marques até a nascente do rio Guaporé, onde este apresenta-se com meandros de pequena amplitude, exibindo uma planície fluvial extensa. O segundo setor localiza-se a jusante da cidade de Costa Marques, chegando até próximo a cidade de Guajará-Mirim, compreendendo um sistema de rio meandrante de grande amplitude, com brusco afofamento dos vales fluviais e das regiões de influência deste sistemat. O substrato da Domínio I é constituído por sedimentos cenozóicos que constituem a extensa cobertura sedimentar do Guaporé, abrangendo uma área sujeita a alagamentos nos períodos chuvosos, desenvolvida em um grade vale denominado de Vale do Guaporé.

Domínio II - compreende o trecho do rio Mamoré e seus afluentes nas proximidades da cidade de Guajará-Mirim, e pelo rio Madeira e seus afluentes a partir da confluência dos rios Mamoré e Beni, até as imediações da cidade de Porto Velho. Neste domínio os rios Mamoré e Madeira sofrem uma mudança brusca na morfologia fluvial dos sistema de drenagem, tornando-se sinuoso e encachoeirado. Este domínio pode ser subdividido em três setores em função da orientação da drenagem principal e da assimetria dos seus afluentes.

O primeiro setor compreende o trecho entre Guajará-Mirim até a cidade de Abunã, onde a drenagem principal encontra-se orientada segundo a direção N-S. Na altura de Abunã, o rio Madeira inflete bruscamente para NE, assumindo uma direção aproximada de N60°E, sendo que neste ponto desenvolveu-se uma extensa planície fluvial, denominada de Planície de Abunã, originada em função da queda brusca do gradiente topográfico, provavelmente relacionado a abatimentos de

blocos, caracterizando assim o segundo setor. O terceiro setor compreende a região entre a planície de Abunã e a cidade de Porto Velho onde o rio Madeira apresenta-se sinuoso e encachoeirado, mostrando em alguns trechos uma planície fluvial expressiva e tendo como feição morfológica importante a assimetria da rede de drenagem dos seus afluentes. Neste setor os afluentes da margem esquerda do rio Madeira são curtos e pouco extensos, enquanto os da margem direita são longos, exibindo uma variedade de tipos gráficos, onde se observa redes de drenagem dos tipos paralelo, subparalelo, dendrítico e variações entre os mesmos. Esta assimetria, segundo Howard (1967), constitui-se em importante anomalia de drenagem e sugere, possivelmente, o basculamento de blocos. O substrato do Domínio II é constituído por rochas cristalinas pertencentes as unidades pré-cambrianas, com destaque aos granitos que sustentam a maioria das cachoeiras, ocorrendo localmente extensos pacotes aluvionares fossilíferos e mineralizados a ouro.

Domínio III - compreende a porção do rio Madeira e seus afluentes, localizada a partir da cidade de Porto Velho e estendendo-se pelo Estado do Amazonas em direção a sua foz no rio Amazonas. Nesta domínio o rio Madeira é caracterizado como um rio meandrante de grande amplitude, de direção SW-NE, apresentando uma extensa planície fluvial assimétrica. Nos paleoterraços mais jovens do rio Madeira (próximos ao seu leito atual), observa-se uma série de meandros abandonados, meandros lagos, com destaque para os lagos de Cuniã e a Lagoa do Paraíso situado próximo a cidade de Humaita no Amazonas, margeada pela rodovia Transamazônica. Nos paleoterraços mais antigos e situados na margem esquerda do rio Madeira, ocorrem diversos paleocanais, com linhas de crescimento visíveis em imagem de satélite, os quais se estendem para noroeste, em direção ao rio Purus, por uma área de mais de 100 km de distância do atual curso do rio Madeira, chegando até a se confundir com os paleocanais do rio Purus. Na margem direita

do rio Madeira os paleocanais, considerados jovens, se restringem a uma pequena faixa em torno de 2 km. Esta assimetria pode ter sido originada pelo sentido geral de migração do paleo rio Madeira em direção a leste, em função do soerguimento da cadeia andina. Neste domínio o substrato é caracterizado principalmente por sedimentos terciários/quaternários denominados de Formação Solimões. Estudos geocronológicos permitiriam avançar melhor na estratigrafia do Terciário e Quaternário desta região.

CONCLUSÕES A análise da morfologia fluvial dos rios Guaporé, Mamoré e Madeira, permitiu a individualização de três domínios: fluviais distintos, tendo sido o seu desenvolvimento controlado por fatores climáticos, litológicos e tectônicos. Os fatores tectônicos estão ligados a linhas estruturais antigas e mais jovens, associadas a Orogênese Andina, a qual condicionou durante todo Cenozóico o desenvolvimento da rede de drenagem desta porção da Região Amazônica. No caso mais específico do Domínio III, que mostra uma série de feições fluviais que indicam que o paleo rio Madeira "serpenteou" por uma região muito extensa, superior a 100 km, sendo que no geral a sua tendência de migração, indicada pela paleodrenagem, foi de oeste para leste. Este fato pode ser atribuído a um reajuste dos cursos fluviais em função do soerguimento da cadeia andina, que segundo Bermeguy & Costa (1991), migravam inicialmente para oeste em direção ao Oceano Pacífico, passando a migrar para leste em direção ao Oceano Atlântico. Ao final da sua migração o Rio Madeira, em seu trecho pertencente ao Domínio II, encaixou-se ao longo de uma megaestrutura de direção NE-SW, provavelmente uma falha normal, que separa dois grandes blocos, com uma suave inclinação da superfície do teto para NW, fato este

observado inicialmente por Moreira (1977).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMY, A. & ROMANINI, S.J. 1990. Geologia da Região Porto Velho-Abunã; Folhas Porto Velho SC. 20 -V -B - V; Mutumparaná SC.20-V-C-VI; Jaciparaná SC.20-V-D-I e Abunã SC.20-V-C-V. Brasília, DNPM/CPRM. 273p.
- BEMERGUY, R.L. & COSTA, J.B.S. 1991. Considerações sobre a evolução do sistema de drenagem da Amazônia e sua relação com o arcabouço tectônico-estrutural. Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi, 3. p. 75-97. (Série Ciências da Terra)
- FRANZINELLI, E. & PIUCI, J. 1988. Evidências de Neotectonismo na Bacia Amazônica. In: CONG. LATINO-AMER. GEO., 7, Belém, 1988. Anais... Belém, SBG. p. 80-90.
- HOWARD, A.D. 1967. Drainage Analysis in Geologic Interpretation: a summation. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. Tulsa, Okla., 51 (11): 2246-2259.
- MAURO, C.A.; NUNES, B.T.A.; FRANCO, M.S.M. 1978. Geomorfologia. In: Projeto RADAMBRASIL. Folha SB.20 Purus; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, DNPM. p. 1-131 (Levantamentos de Recursos Naturais, 17).
- MELO, D.P. de, COSTA, R.C.R. da; NATALI FILHO, T. 1978. Geomorfologia. In: Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.20 Porto Velho; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, DNPM. p. 185-250 (Levantamentos de Recursos Naturais, 16)
- MOREIRA, A.A.N. 1977. Relevô. In: Geografia do Brasil: região norte. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística-IBGE. Rio de Janeiro, SERGRAF/IBGE. p. 1-35.

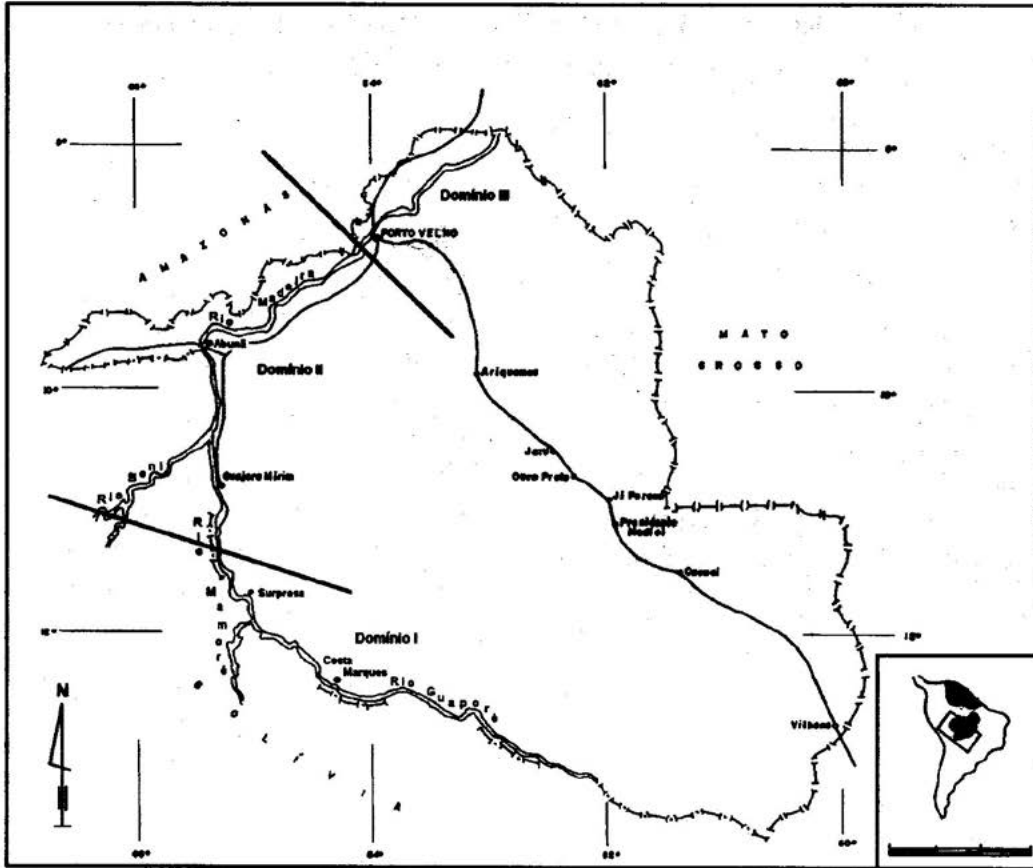


Figura 1 - Mapa de localização e compartimentação da área em função dos diferentes domínios do Sistema Fluvial Guaporé, Mamoré e Madeira.

GEOQUÍMICA DE CROSTAS LATERÍTICAS, SOLOS E COLÚVIOS DO DEPÓSITO AURÍFERO DO ÁGUAS CLARAS (CARAJÁS-BRASIL).

Newton Cunha da Costa

Marcondes Lima da Costa

Centro de Geociências/UFPa-(091)211 1428,Fax.(091)211 1609

66075-110 - Belém-PA-Brasil E-mail: mlc@marajo.ufpa.br

INTRODUÇÃO A região de Carajás é caracterizada por apresentar uma superfície constituída por crostas e solos lateríticos. Neles e subjacentes a eles se encontram minérios e minerais de Fe, Mn, Cu, Ni e Au. As mineralizações de Au no Igarapé Bahia e Alvo Águas Claras estão associadas ou mascaradas por crostas lateríticas, solos e colúvios, o que dificulta ou modifica a paisagem geoquímica das mineralizações primárias. Segundo Costa (1991) e Horbe & Costa (1993) esses solos são produtos da alteração das crostas lateríticas e localmente de gossans. Costa et al. (1990) mostram que os solos lateríticos podem apresentar assinaturas geoquímicas que refletem não só aquelas da crosta como também das rochas primárias que lhes deram origem.

O Alvo Águas Claras, mineralizado em ouro, situado no platô do Igarapé Bahia, junto a suas encostas, em relevo acidentado, é rico em crostas lateríticas, gossans, solos e colúvios, os quais recobrem a mineralização primária. Os colúvios se situam preferencialmente nas encostas íngremes, depositados sobre zonas saprolíticas. Solos, crostas e gossans ocorrem nas porções superiores.

Tendo em vista a ampla distribuição desses materiais na área e a sua aparente barreira à prospecção geoquímica, procurou-se realizar um trabalho geoquímico multi-elementar com a finalidade de identificar assinaturas geoquímicas indicativas da natureza primária das mineralizações e rochas associadas, e ainda, avaliar a dispersão e a mobilização geoquímica durante as transformações das crostas em solos, com posterior formação dos colúvios. Este trabalho teve os primeiros resultados apresentados no V Congresso Brasileiro de Geoquímica, realizado

em Niterói, em 1995, e aqui estão apresentados resultados complementares.

MATERIAIS E MÉTODOS Os trabalhos de campo constaram de um reconhecimento da área com base em mapas topográficos e geológicos fornecidos pela DOCEGEO-Distrito Belém, para determinar seções estratégicas de coleta de amostras. As seções foram feitas transversalmente aos corpos mineralizados (veios, gossans) e ao longo delas, coletadas amostras representativas dos materiais do corpo mineralizado e adjacências. Desta forma coletou-se 30 amostras de solo, 22 de colúvio e 21 de crosta (18 de crosta laterítica e 3 de gossans).

A mineralogia foi determinada por difração de raios-X em amostra total, bem como por microscopia ótica em seções polidas e delgadas.

As análises químicas foram realizadas nos laboratórios da GEOSOL, sendo analisados Au, Cr, Cu, Mn, Ni, Pb, Zn, Cl, W, Ag, B, Be, Ga, Mo, Sc, Sn, Sr, V, Y, Zr, Bi, As, Hg, Se, Sb, Te e F em 73 amostras. Os elementos maiores foram analisados no laboratório de geoquímica do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará. O tratamento estatístico foi realizado utilizando microcomputadores 486DX2-80Mhz, com os aplicativos DIAG de autoria do Prof. Thomas Scheller do Departamento de Geoquímica da UFPa e GEOQUANT de propriedade da CPRM.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Aspectos Geológico-Mineralógicos Na área estudada a superfície do terreno é formada por solos e colúvios, derivados de crosta laterítica e gossânica, aflorantes em vários pontos. Os

solos são de pequena espessura (até 40 cm) de coloração marrom-avermelhada a amarelada, equivalente os latossolos de COSTA (1991). São constituídos de caolinita, quartzo, hematita, goethita e alguma gibbsita. A turmalina é o pesado acessório mais comum. O colúvio é formado de fragmentos da crosta laterítica e de gossans onde a matriz argilosa é similar a dos solos. Na mineralogia predomina a hematita e a goethita com proporções menores de caolinita e quartzo. Os gossans constituem corpos subverticais, associados com quartzo, podendo alcançar a largura de até 10 m. Sua mineralogia é basicamente constituída por hematita, aparecendo muitas vezes magnetita e gibbsita. O quartzo e a caolinita neste material são menos freqüentes. A wolframita localmente forma grandes concentrações. As crostas lateríticas constituem as partes mais altas e planas, com aspecto pisolítico e de brecha, constituídas principalmente de hematita, goethita, gibbsita e em menor quantidade quartzo e caolinita. Como traço aparecem as turmalinas.

Conteúdo dos Elementos Maiores Conforme a tabela 1, pode-se verificar que os teores de sílica são maiores nos solos, com teores médios em torno de 66%, diminuindo sensivelmente nos colúvios (média de 22,8%), nos lateritos (média de 18,2%) e principalmente nos gossans, que chegam a atingir 6,0%.

A principal fonte de sílica é o quartzo que se acumula preferencialmente no solo. A perda ao fogo apresenta comportamento semelhante ao da sílica. Os valores médios de PF nos solos (9,5%), colúvios (7,4%), lateritos (7,7%) e gossans (6,4%), resultam da presença de caolinita e hidróxido de ferro. O ferro apresenta uma correlação inversa quando relacionado com a sílica e a perda ao fogo. Os teores médios mais altos são encontrados nos gossans (76%), nos lateritos (54%) e nos colúvios (53%). Nos solos, o teor médio é bem menor (12%), devido a menor quantidade dos óxidos e hidróxidos de ferro. A hematita, assim como a magnetita em algumas amostras de gossan, são os principais minerais responsáveis pelos altos teores de ferro. Os teores médios de titânio variam pouco (0,7 a 1,1%), entretanto é nos

lateritos e colúvios que ocorrem teores mais elevados (1,1 e 1,0%).

Conteúdo dos Elementos-Traço Entre os 27 elementos-traço analisados (Tabela 2) destacam-se pelas concentrações mais elevadas Au, Cu, W, B, Mo, Sc, Sn, As e Hg. Relativo a média crustal Au, W, B, Mo, Sn e As se encontram com teores bastante elevados. O Au reflete seu mineral nativo, enquanto o W a wolframita, B a turmalina e Sn a cassiterita encontrada esporadicamente. Ag, Bi e Be apresentam valores elevados em poucas amostras. A maioria dos elementos analisados está mais concentrada nos gossans, que se caracterizam pelos altos teores de Cu, Ni, Zn, W, B, Be, Mo, Sn, Y e As, enquanto os lateritos apenas por Ga, Sc, V e Hg, os colúvios por Mn, Pb, Ag e Bi, e os solos por Cl e Zr.

No diagrama Cu-Zn-Ni (Figura 1) os três materiais apresentam semelhanças entre si, tendo um espalhamento linear, com razão Ni/Zn constante nos três componentes. Isso sugere que, apesar das concentrações serem diferentes, os teores mantêm as mesmas relações entre si. Isso pode ser visto através das correlações de pares de elementos, como Ni/Cu, W/Au, As/Au e B/Au. Verifica-se que praticamente não há diferenças entre os solos, crostas lateríticas e colúvios. Os diagramas Au-B-As e Au-W-As mostram que solos e colúvios tem mesmo campo composicional e distinto dos lateritos. Portanto, solos e colúvios podem ter sido originados principalmente dos gossans.

A Figura 2, também baseada em correlações de pares de elementos, reforça a afinidade geoquímica parcial a total entre os materiais da superfície (solos, crostas e colúvios), principalmente para W-Au, Au-As. As diferenças entre esses materiais é ressaltada no par Ni/Cu, que representam elementos de comportamentos diferentes em solos e crostas, ligados diretamente aos minerais de ferro, cuja abundância varia substancialmente nos três materiais.

Foram identificadas as seguintes associações geoquímicas com base em análises multivariadas modo-R:

TODOS MATERIAIS Au-W-As-Cu-Zn

| | |
|---------|---|
| | Cr-Ga-Mo-Sc-V Cu-Mn-Ni-Pb-Zn-W-Ag-Mo-As-Y B-Be-F(W) |
| SOLOS | Au-W-B-As-F Cu-Mn-Ni-Pb-Zn-B-Mo-As Cr-Ga-V-Zn-Ni-Mo |
| CROSTAS | Au-W-B-As-F(Sn) Cr-Mn-V-Y-(Zn)-Ga-Mo Cu-Ni-Pb-Zn-Sc |
| COLÚVIO | Au-W-B-Mo-Bi Cr-V/Au-Cu-Mn-Pb-Zn-W-Ag-Y-Bi-As-(Be)-(B) Cu-Mn-Pb-Ni-Zn-Ag-Mo-Y-Bi-As B-Y-F-W-Zn |

A associação geoquímica Au-W-B-As-F é observada nas crostas lateríticas, nos solos e parcialmente nos colúvios devendo representar a assinatura geoquímica primária das mineralizações, especialmente a aurífera. De todos os materiais apenas os colúvios divergem nas assinaturas geoquímicas, enquanto Cr-V se correlacionam negativamente com a associação Au-Cu-Mn-Pb-Zn-W-Ag-Y-Bi-As-(Be)-(B) ao contrário das crostas e solos. Conclui-se que, pelos dados apresentados, os colúvios constituem a população geoquímica mais distinta entre os materiais analisados, porém, ainda preservam parcialmente a assinatura geoquímica relativa à mineralização aurífera primária e, desta forma, se mostram também como um material útil à prospecção geoquímica.

Tabela 1 - Teores médios das amostras de solo, colúvio laterito e gossans (peso em %).

| Amostra | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | Fe ₂ O ₃ (total) | P ₂ O ₅ (ppm) | H ₂ O - | Total |
|-----------|------------------|------------------|--------------------------------|-----|--|-------------------------------------|--------------------|-------|
| SOLOS | 66,5 | 0,9 | 10 | 1,1 | 12 | 352 | 9,5 | 100 |
| COLÚVIOS | 22,8 | 1,0 | 15 | 0,5 | 53 | 521 | 7,4 | 100 |
| LATERITOS | 18,2 | 1,1 | 18 | 0,2 | 54 | 184 | 7,7 | 99 |
| GOSSANS | 6,0 | 0,7 | 10 | 0,1 | 76 | 2000 | 6,4 | 101 |

Tabela 2 - Concentração média (ppm) dos elementos-traço analisados.

| | Au | Cr | Cu | Mn | Ni | Pb | Zn | Cl | W | B | Ga |
|---------------------|------|-----|------|-----|----|-----|----|----|------|-----|----|
| SOLOS | 0,4 | 212 | 115 | 123 | 18 | 30 | 18 | 97 | 131 | 417 | 31 |
| COLÚVIOS | 0,3 | 534 | 433 | 609 | 30 | 161 | 35 | 25 | 106 | 472 | 56 |
| LATERITOS | 0,2 | 641 | 208 | 137 | 30 | 47 | 27 | 24 | 46 | 328 | 62 |
| GOSSANS | 13,8 | 64 | 1243 | 494 | 50 | 104 | 52 | 20 | 1944 | 787 | 48 |
| CROSTAS/ GOSSANS | 7,0 | 353 | 726 | 315 | 40 | 76 | 39 | 22 | 995 | 557 | 55 |

| | Mo | Sc | Sn | Sr | V | Y | Zr | As | Hg (ppb) | F |
|---------------------|------|------|-------|----|-----|-------|-------|-------|----------|-------|
| SOLOS | 10,2 | 27,6 | 118,6 | 50 | 255 | 22,1 | 316,5 | 186,8 | 194,0 | 110,4 |
| COLÚVIOS | 30,4 | 48,8 | 200,8 | 52 | 605 | 37,2 | 217,4 | 375,3 | 275,0 | 84,1 |
| LATERITOS | 26,7 | 61,7 | 150,2 | 50 | 708 | 29,9 | 199,7 | 256,7 | 328,3 | 62,8 |
| GOSSANS | 33,0 | 29,0 | 326,7 | 50 | 140 | 137,0 | 37,3 | 3398 | 66,7 | 163,7 |
| CROSTAS/ GOSSANS | 29,8 | 45,3 | 238,5 | 50 | 424 | 83,5 | 118,5 | 1827 | 197,5 | 113,3 |

Ag geralmente < 1 ppm. Be geralmente <2, Bi<10 Se<1 e Sb<1 Te>1

AGRADECIMENTOS O trabalho contou com recursos financeiros do PADCT/FINEP/FADESP, através do projeto nº 65.92.0025.00 "Apoio Institucional ao Centro de Geociências da UFPA, Sub-projeto: Evolução geoquímica supergênica durante o Cenozóico da Amazônia Oriental".

Os trabalhos de campo receberam orientação do prof. Dr. Cláudio G. Porto da UFRJ e do geólogo Anselmo S. Viana da DOCEGEO-Distrito Belém e a colaboração do geólogo Elias Leão Moraes do CG/UFPA. O sucesso das análises mineralógicas por DRX deve-se a orientação prestimosa do prof. Walter Schuckmann do Centro de Geociências-UFPA.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- COSTA, M.L. 1991. Aspectos Geológicos dos Lateritos da Amazônia - Rev. Bras. de Geoc. 21(2):146-160.
- HORBE, A. M. C. & COSTA, M. L. 1993. Evolução Mineralógica e geoquímica de Perfil de Solo Derivados de Crosta Laterítica (N5 - Carajás). In: CONGR. BRAS.GEOQ., 4. Brasília, 1993. Anais...Brasília, SBGq. p.193-194
- COSTA, M. L. & ARAÚJO, E. S. 1990. Projeto Lateritinga: Um Estudo Geoquímico Orientativo Para os Lateritos da Amazônia. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36. Natal, 1990. Anais...Natal, SBG.v.2.p.837-854.

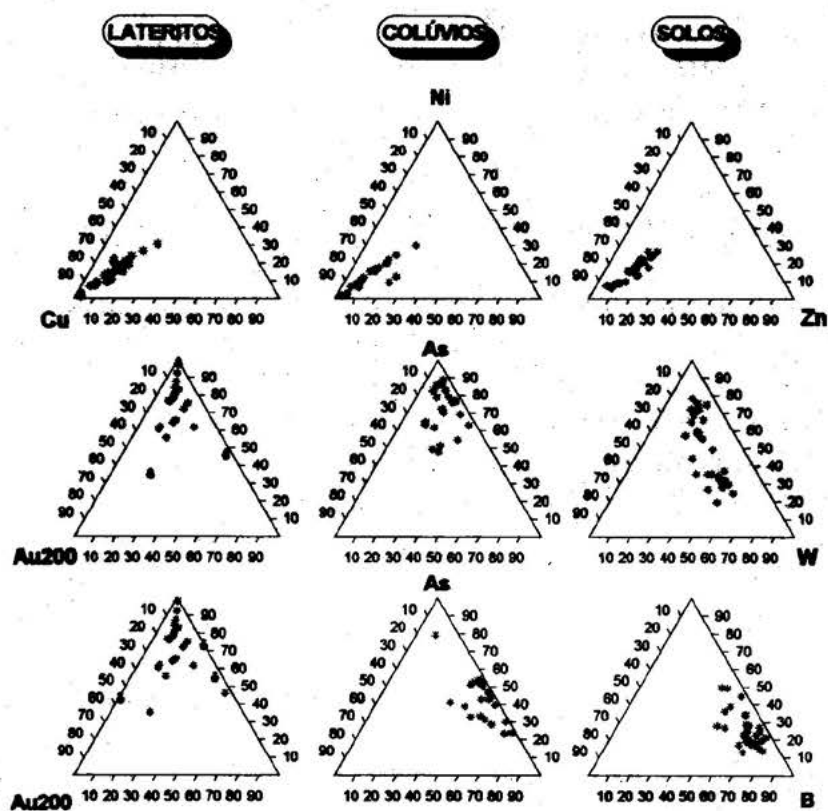


Figura 1 - Campos composicionais dos lateritos, solos e colúvios nos diagramas Cu-Zn-Ni, Au-W-As e Au-B-As.

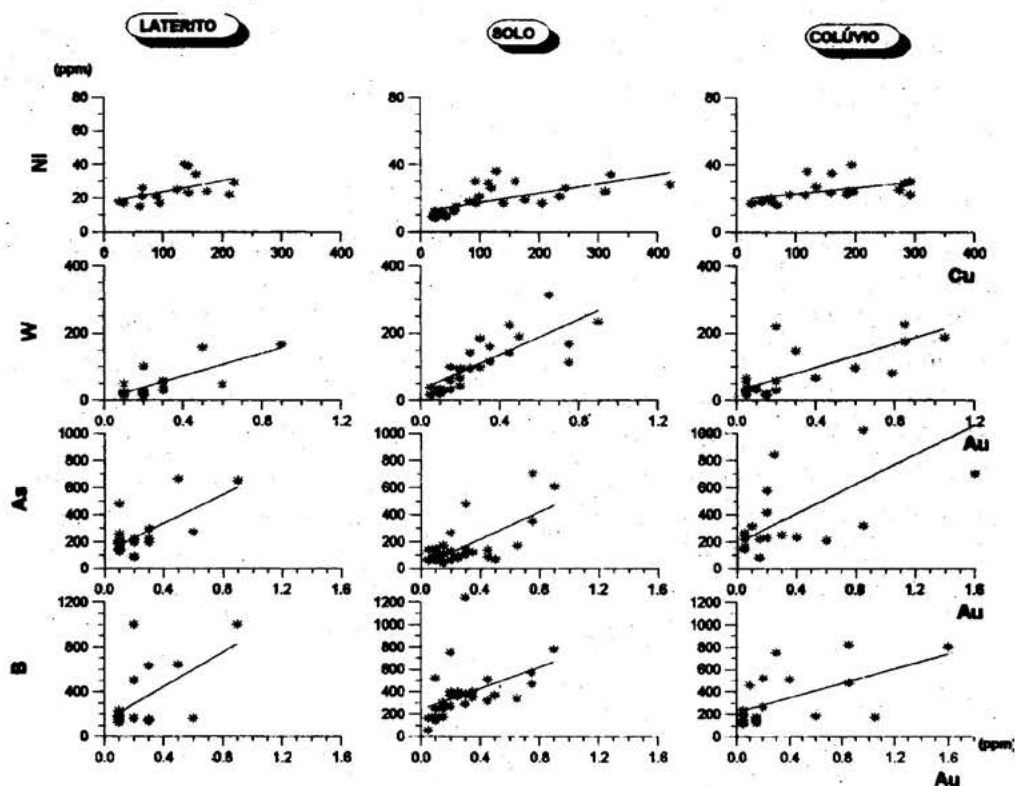


Figura 2 - Diagramas de espalhamento Ni/Cu, W/Au, As/Au e B/Au nos lateritos, solos e colúvios.

O PROGRAMA “AVALIAÇÃO DO POTENCIAL SUSTENTÁVEL DOS RECURSOS VIVOS NA ZONA ECONÔMICA EXCLUSIVA - REVIZEE” E A PRIMEIRA CAMPANHA OCEANOGRÁFICA NA REGIÃO NORTE (BRASIL)

Maâmar El-Robrini

Coordenador Geral do SCORE / NO - Centro de Geociências - Universidade Federal do Pará

INTRODUÇÃO Em 10 de dezembro de 1982, foi aberta a Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar em Montego Bay (Jamaica) para assinatura. Fruto de um trabalho de mais de 14 anos de esforços, os quais participaram mais de 150 países representando todas as regiões do mundo. O Brasil ao ratificar em 1988 a Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar, assumiu uma série de direitos e deveres frente à Comunidade Nacional e Internacional. O levantamento dos Potenciais Sustentáveis de captura de Recursos Vivos da Zona Econômica Exclusiva - REVIZEE representa uma meta do quarto plano setorial dos recursos do Mar (CIRM, 1994).

Os primeiros levantamentos ambientais iniciaram-se durante o período de 10 de março a 15 de maio de 1995, utilizando o Navio Oceanográfico “Antares”, pertencente a Marinha do Brasil. Esta primeira fase consistiu de um levantamento em grande escala nas áreas de geologia marinha (topografia submarina, cobertura sedimentar) variáveis físicas (temperatura, salinidade, densidade), e químicas (O₂, macro e micro-nutrientes, MES, ...) da coluna d'água e componentes planctônicas na Zona Econômica Exclusiva Norte Brasileira.

Uma distância de 7321 milhas náuticas foi percorrida pelo Navio Oceanográfico “Antares” e um total de 203 estações fixas foram realizadas ao longo de 24 perfis perpendiculares de 200 milhas náuticas cada. Inúmeros dados ambientais estão sendo analisados nos laboratórios e devem fornecer informações originais.

PRODUTOS ESPERADOS No campo da geologia marinha, mapas batimétricos e morfológicos da ZEE/ NO na escala de 1.000.000 serão produzidos. Os dados referentes aos sedimentos superficiais devem contribuir significativamente para melhorar o mapa sedimentológico existente (REMAC, 1979) na região.

Os dados físicos servirão para a caracterização das massas de águas, envolvendo o mapeamento tridimensional dos parâmetros físicos (temperatura, salinidade, densidade). Serão ainda mapeadas as posições das plumas salobras dos inúmeros estuários da região norte. Os dados dos parâmetros químicos devem trazer informações sobre a avaliação e localização de recursos marinhos e da qualidade do ambiente oceânico.

A coleta do plâncton em diferentes estações sazonais, propiciará o monitoramento das variações sazonais das comunidades planctônicas (biomassa e produção).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- COMISSÃO INTERMINISTERIAL PARA OS RECURSOS DO MAR, 1994. IV Plano Setorial para os Recursos do Mar (1994-1998). Brasília: 19 p.
- REMAC, 1979. Mapa Faciológico dos Sedimentos da Margem Continental Norte Brasileira. Escala: 1:3.500.000. Projeção Mercator.

Tabela 1- Resumo da Campanha Oceanográfica I.

| | |
|---|-------|
| Total de dias da Comissão | 63 |
| Distância percorrida (milhas náuticas) | *7321 |
| Velocidade média do cruzeiro (nós) | 12 |
| Número de estações | 203 |
| Profundidade máxima (m) | 4235 |
| Profundidade mínima (m) | 11.50 |
| Total de amostras geológicas | 110 |
| Total de CTD | 197 |
| Total de amostragem pela Rosette | 167 |
| Total de XBT..... | 48 |
| Total de amostras químicas (O ₂ , amônio, nitrato, nitrito, fosfato, silicato) | 3675 |
| Total de amostras planctônicas (micro, fito, nano-fitoplâncton) | 606 |

INTEMPERISMO TROPICAL

DIQUE DE LATERITO NO PLEISTOCENO DA AMAZÔNIA

Lucindo Antunes Fernandes Filho (1)(2)

Marcondes Lima da Costa (1)

João Batista Sena Costa (1)

(1) Centro de Geociências/UFPa, Belém-PA, 66075-110, Tel.(091)211-1428, Fax 211-1169, E-mail:mlc@marajo.ufpa.br.

(2) Departamento de Geociências/ICE/UA, Manaus-AM

INTRODUÇÃO Nas últimas décadas, o estudo dos processos do intemperismo laterítico vem desenvolvendo-se principalmente devido a descoberta de inúmeros depósitos minerais associados aos lateritos, dentre outros trabalhos podemos citar Costa (1980), Kotschoubey & Truckenbrodt (1980), Costa (1991), Corrêa (1996). Na literatura australiana os lateritos, solos lateríticos e rocha associadas, são amplamente denominadas de regolitos (Anand, 1995), essas rochas recobrem cerca de 30% da superfície dos continentes, como características marcantes na geologia da Austrália, Índia, países da África Central e Equatorial e do Brasil, principalmente. Na Amazônia, os lateritos tem grande importância devido a sua abundância e riqueza mineral, normalmente encontrando-se recobertos por espesso pacote de material areno-argiloso amarelo denominado por Sombroek (1966) de *Argila de Belterra*, e estudados por Truckenbrodt et al (1981), Costa (1991) e Horbe (1995), entre outros.

Os perfis lateríticos apresentam-se modificados ou rotacionados, em algumas regiões da Amazônia, por movimentações de falhamentos promovidos pela neotectônica (Franzini & Piuci, 1988; Costa et al, 1991; Fernandes Filho et al, 1995). Na cidade de Manaus-AM, Costa et al (1995), trabalho apresentado no 35º Congresso Brasileiro de Geoquímica, em Niterói/RJ, identificaram perfis lateríticos não deformados a intensamente rotacionados tectonicamente, demarcados pela crosta ferro-aluminosa marrom-avermelhada, ocorrência inédita em lateritos cenozóicos. No presente trabalho é feita uma comparação da geologia, mineralogia e geoquímica do perfil do *dique* com o perfil da Construtora Exata.

MATERIAIS E MÉTODOS Para o trabalho são apresentadas as descrições de dois perfis lateríticos, o perfil do *dique* com os horizontes verticalizados, e o perfil da Construtora Exata com

horizontes lateríticos em posição normal, com elaboração de seções geológicas detalhadas. Foram coletadas 10 amostras, 5 em cada perfil, representativas dos diferentes horizontes lateríticos. As amostras foram submetidas a análises mineralógicas por difração de raios-X, análises químicas para a determinação de Fe_2O_3 , SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , FeO , P_2O_5 e PF , e estudadas por microscopia ótica.

RESULTADOS OBTIDOS E DISCUSSÃO

Comparando-se os dois perfis lateríticos, o do *dique* (figura 1a) e o da Exata (figura 1b), apesar de no primeiro os horizontes estarem verticalizados e no segundo em posição normal, percebe-se que os mesmos são constituídos da base para o topo pelos seguintes horizontes lateríticos: horizonte argiloso (base) composto por material argiloso de aspecto mosqueado, de cor vermelha; crosta ferro-aluminosa com estrutura colunar composta por oxi-hidróxidos de ferro; horizonte solo (topo) constituído de material argiloso amarelo. No perfil do *dique*, além dos horizontes citados acima, ocorrem o horizonte esferolítico, entre a crosta e o horizonte argiloso, constituído por esferolitos ferruginosos envolvidos por matriz argilosa amarela, a zona de mistura tectônica e o solo atual caracterizado por material argiloso de cor cinza amarela recobrendo os demais horizontes.

Quanto a composição mineralógica os dois perfis são constituídos igualmente de caolinita, quartzo, goethita, hematita, gibbsita e anatásio (figuras 2a e 3a). No horizonte argiloso a composição mineral é dominada por caolinita (53 a 70%), secundariamente tem-se o quartzo (24%) no perfil Exata e hematita (28%) no perfil do *dique*, em menor proporção ocorrem gibbsita e anatásio. A crosta ferro-aluminosa é composta de hematita e goethita, os quais alcançam os maiores teores com 45 e 37%, respectivamente, seguido de caolinita

com teores entre 23 a 37%, o quartzo apresentando teores de 5 a 6% e a gibbsita valores entre 1 a 6%, o anatásio também ocorre com 1%. O horizonte esferolítico, restrito ao perfil do *dique*, é composto de caolinita (56%), goethita (25%), quartzo (14%), gibbsita (2%) e anatásio (1%). No horizonte solo a caolinita (68 a 78%) é o mineral mais abundante, seguido posteriormente por quartzo (10 a 20%) nos dois perfis, enquanto que hematita (7%) e gibbsita (2%) são restritas ao perfil do *dique* e goethita (10%) ao perfil Exata. O anatásio (1 a 2%) ocorre nos dois perfis.

No que se refere a composição química, novamente os dois perfis mostram semelhanças, tais como: a soma dos percentuais dos óxidos de Fe_2O_3 , Al_2O_3 , SiO_2 e perda ao fogo (PF) perfazem mais de 97% da composição química total; teores elevados de SiO_2 e médios de Al_2O_3 , decrescem do horizonte argiloso para crosta ferro-aluminosa, e crescem da crosta para o horizonte solo (figuras 2b e 3b), enquanto que os teores de Fe_2O_3 comportam-se de modo contrário nesse sentido; os maiores teores de caolinita e quartzo estão relacionados com os elevados teores de Al_2O_3 e SiO_2 , encontrados nos horizontes solo e argiloso, do mesmo modo que os de Fe_2O_3 estão para os teores de goethita e hematita nas crostas; A figura 4a mostra a correlação negativa Fe_2O_3 - SiO_2 para os dois perfis, o que é indicativo de perfil laterítico; O diagrama SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3 (figura 4b) mostra alinhamento da composição química dos horizontes, próximo a linha da composição da caolinita, o que sustenta os baixos teores de quartzo encontrados; A interpretação da figura 4b permite mostrar a derivação dos horizontes lateríticos dos dois perfis a partir de uma mesma rocha-mãe silico-aluminosa originando o horizonte argiloso, o qual posteriormente origina a crosta ferro-aluminosa, essa por sua vez dá origem ao horizonte esferolítico, o qual por fim origina o horizonte solo.

CONCLUSÕES Os dois perfis mostram constituição típica de perfis lateríticos imaturos de Costa (1991). A comparação entre os dois perfis comprova que: os dois perfis possuem geologia,

mineralogia e geoquímica similares, podendo até mesmo terem derivado do mesmo tipo de rocha-mãe silico-aluminosa; o perfil do *dique*, inclusive o horizonte solo derivado da crosta, foi rotacionado posteriormente a sua formação no Pleistoceno Inferior; o material argiloso amarelo do horizonte solo é parte do mesmo conjunto do perfil laterítico, e ainda que este é material geológico antigo, representante de uma paleopaisagem, visto que o mesmo encontra-se recoberto pelo solo atual cinza amarelado; e por fim que a movimentação do perfil do *dique* é de idade Pleistocênica.

AGRADECIMENTOS Este trabalho contou com a ajuda financeira do projeto APOIO INSTITUCIONAL A PESQUISA DO CENTRO DE GEOCIÊNCIAS DA UFPA (convênio 65.92.0025.00 PADCT/FINEP/FADESP) Sub-projeto 4 - Evolução Geoquímica Supergênica durante o Cenozóico da Amazônia Oriental, bem como, com o apoio da Universidade do Amazonas, no que diz respeito ao transporte e a CAPES/PADCT pela concessão da bolsa de estudo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANAND, R.R. 1995. 17 Int. Geochemical Expl. Symp. p. 1 - 4.
- COSTA, J. B. S. et al. 1991. III Simp. Geol. Amazônia. p. 166 - 178.
- COSTA, M.L. 1980. Tese de Mestrado. 132p.
- COSTA, M. L. 1991. III Simp. Geol. Amazônia. p. 146 - 160.
- CORREA, S.L. 1996 Tese de doutorado.
- FERNANDES FILHO, L.A.; COSTA, M.L.; COSTA, J.B.S. 1995. Simp. Nac. de Estudos Tectônicos. p.425-426.
- FRAZINELLI, E. & PIUCI, J. 1988. Cong. Latino-Americano Geol. p.80-90.
- HORBE, A.C. 1995. Tese de doutorado. 213p.
- KOTSCHOUBEY, B. & TRUCKENBRODT, W. 1980. 31 Cong. Bras. Geol. resumos, bol. 2:370.
- SOMBROEK, W. G. 1966. Wageningen, Centre for Agri. 292p. (publ. document).
- TRUCKENBROT, W. et al. (1991). Geol. Rundschau p. 591 - 610.

SOMBROEK, W. G. 1966. Wageningen, Centre for Agri 292p (publ. document).

TRUCKENBROT, W. et al. (1991). Geol. Rundschau p. 591 - 610.

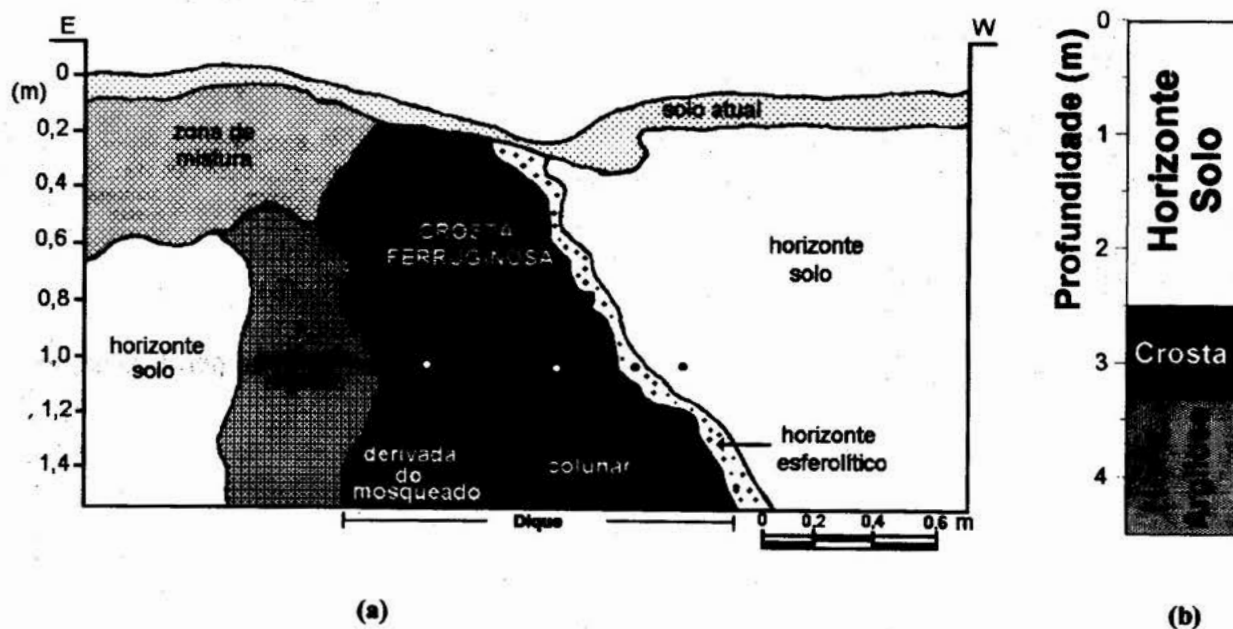


Figura 1: Perfis geológicos do *dique* (a) e da Construtora Exata (b) e rochas associadas com indicação dos pontos de amostragem (*, °).

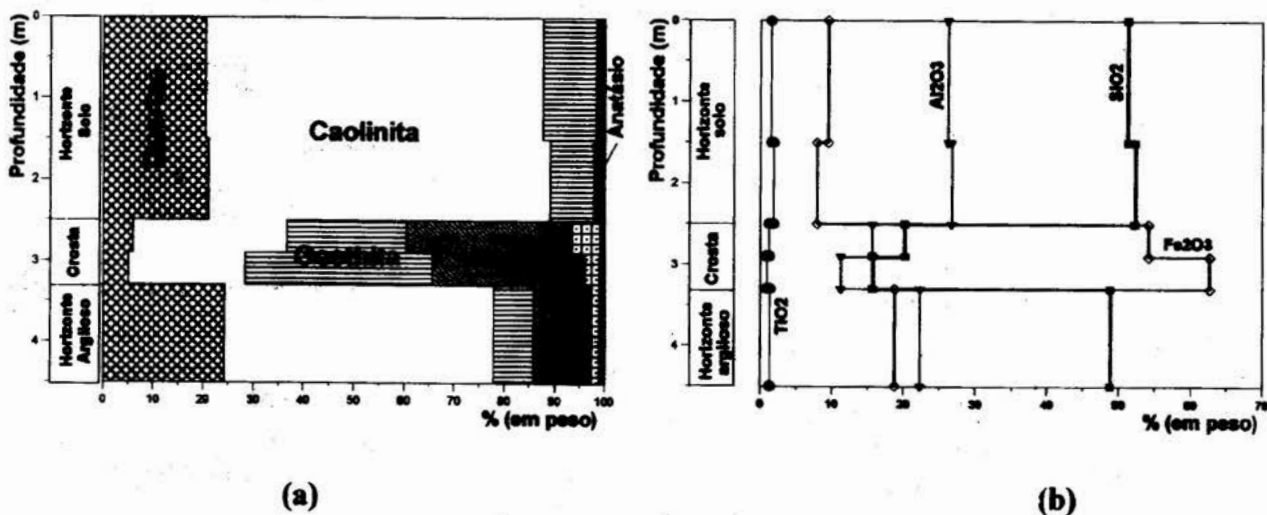


Figura 2: Distribuição mineralógica (a) e química (b) em seção transversal ao perfil Exata.

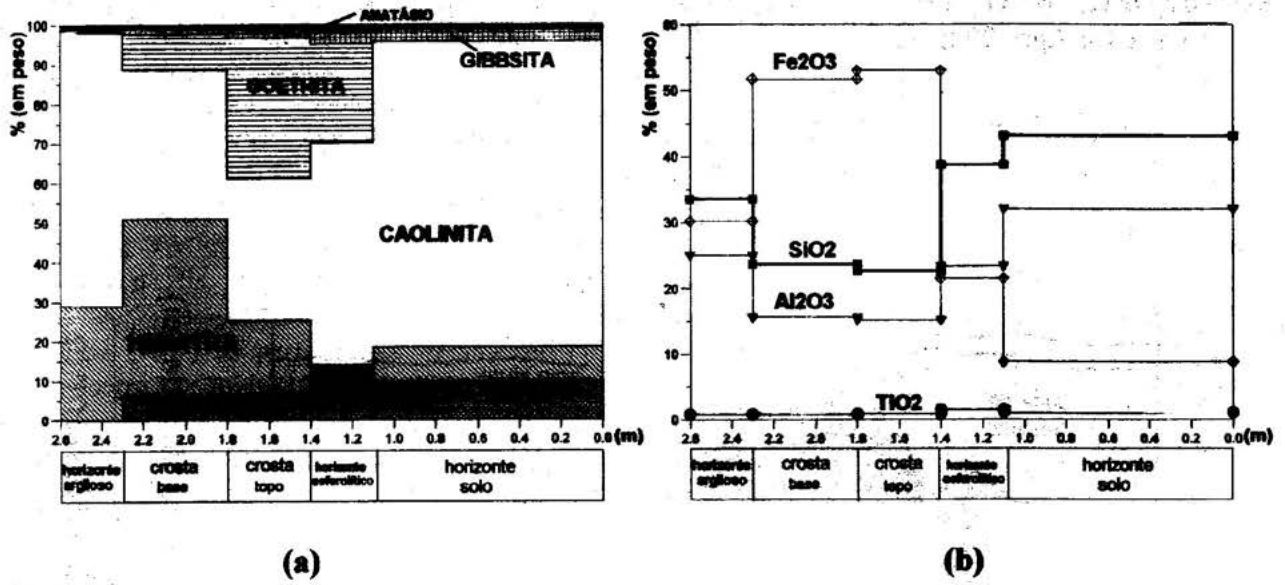


Figura 3: Distribuição mineralógica (a) e química (b) em seção transversal ao perfil do dique.

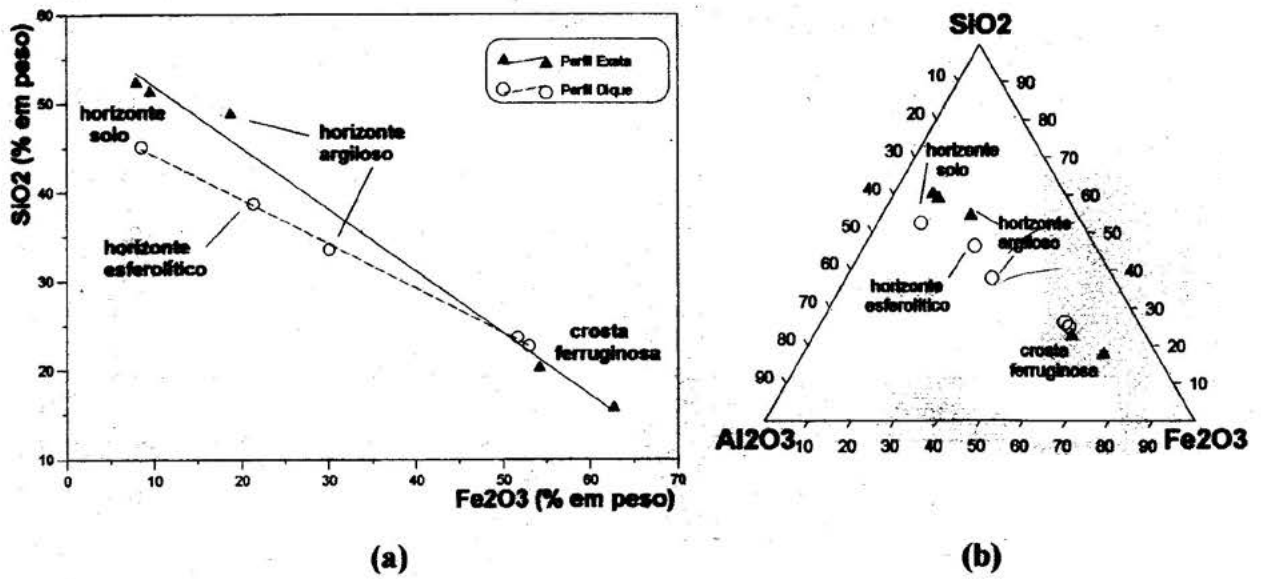


Figura 4: Correlação SiO₂ versus Fe₂O₃ (a) e diagrama triangular SiO₂, Al₂O₃ e Fe₂O₃ nos perfis do dique e Exata.

**GEOQUÍMICA ELEMENTAR E ISOTÓPICA DE GOETHITA
DE VEIOS EM CROSTAS LATERITO-GOSSÂNICAS
DA MINA DE OURO DO IGARAPÉ BAHIA (CARAJÁS, BRASIL)**

Marcondes Lima da Costa ⁽¹⁾

Angelika Raith ⁽²⁾

Thomas Schumann ⁽³⁾

Herbert Poellmann ⁽³⁾

(1)Centro de Geociências/UFPa, C.P., 1611, 66075-110, Belém-PA, Brasil.

Tel.: (091) 211 1428/249 5028 Fax: (091) 211 1609, E-mail: mlc@marajo.ufpa.br

(2)Fisons Instruments Elemental Analysis

Winsford Cheshire CW7 3BX, Reino Unido, Tel: (0606) 861 022

(3)Inst. f. Geol. Wissenschaften, Halle-Wittenberg Universitaet, Alemanha

Tel.: (0345) 552 6110; Fax: (0345)552 7180 E-mail: gaojd@cluster1.urz.uni-halle.de

INTRODUÇÃO As crostas lateríticas aflorantes e subaflorantes da mina de ouro do Igarapé Bahia, em Carajás, apresentam-se com frequência seccionadas por veios sub-verticais de goethita. Os veios tem espessura de até 10 cm e sua extensão pode alcançar mais de 6 m. Veios nestas dimensões na região Amazônica ainda não foram reportados na literatura.

Vênulas e bolsões irregulares de material semelhante também são comuns nas mesmas crostas em quase toda a jazida. As formações menores por outro lado já são mais frequentes em crostas lateríticas da Amazônia, e localmente observa-se estreita relação com a bioturbação radicular. O presente trabalho tem como objetivo caracterizar os aspectos texturais, mineralógicos e químicos desses veios, no sentido de entender a sua evolução, principalmente a relação com os lateritos e sua importância geológica, inclusive os aspectos relativos a prospecção mineral.

A mina de ouro do Igarapé Bahia está situada na Serra dos Carajás, no sul do Pará. O ouro é extraído do minério supergênico (crostas ferro-aluminosas, gossans e horizonte argiloso). O teor médio é de aproximadamente 5 g/t e a lavra e a céu aberto, o que promoveu boas exposições dos veios de goethita. Mais detalhes sobre Igarapé Bahia estão contidos em Costa (1991), Zang & Fyfe (1993), Horbe (1995), Costa et al. (1996), e Angélica (1996).

MATERIAIS E MÉTODOS Amostras dos veios de goethitas foram analisadas com auxílio do microscópio ótico (lâminas delgadas), de difração de raios-x para rocha total e fases isoladas, análises por espectrometria de infravermelho, análise térmica diferencial e análises químicas (elementos principais e traços) da rocha total dos veios e da encaixante no Centro de Geociências; microanálises químicas (Si, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Au, TR, U, Th, Bi, e isótopos de Ba ^{136, 137 e 138} e Pb ^{204, 206, 207 e 208}) por ICP-MS com ablação de laser no Fisons Instruments Elemental Analysis (Cheshire, Reino Unido) para as diferentes bandas de cor em cinco microtravessas. Ao ICP-MS foi acoplado um dispositivo de microanálise do tipo *UV microprobe* onde é possível fazer análises de crateras de laser com diâmetro inferior a 10 µm e equidistância de 150 µm. A *UV microprobe* é constituída de laser de Nd:YAG operando em 266 nm. O sistema óptico permite observar a amostra em uma magnitude de 1500x. Foram realizadas cerca de 10.000 determinações. Para o presente trabalho foi selecionada uma travessa com 8,7 mm de comprimento e feitas 60 crateras de laser. Também foram obtidas imagens texturais com auxílio de MEV/EDS da Universidade de Erlangen, na Alemanha.

RESULTADOS OBTIDOS E DISCUSSÕES

Os Veios de Goethitas Os veios são corpos subverticais, planares ou sinuosos, com até 10 cm de espessura, de contato ondulado e penetrativo, com a encaixante representada por crostas lateríticas. A goethita tem cor marrom esverdeada, é compacta (maciça), coloforme, microcristalina, dura, com superfície de fratura sub-conchoidal, conferindo-lhe arestas cortantes. Em detalhe apresenta-se em bandas alternadas de tonalidade marrom esverdeada a marrom amarelada. As bandas, ainda visíveis a olho nu, são subparalelas entre si, por vezes concêntricas, quando envolvem relictos de crostas lateríticas ou de gossan, e também paralelas com a superfície de contato com a encaixante, sendo assim verticais. As bandas não são delineadas nas imagens de MEV mas apenas o contato da goethita coloforme com a hematita microporosa. A rocha encaixante está representada por crosta laterítica ferruginosa a ferroaluminosa brechóide formada de fragmentos e nódulos vermelhos de hematita microporosa e de gossans ferruginosos cinza-metálicos, maciços (com hematita, maghemita e magnetita) cimentados por material microcristalino marrom avermelhado ferro-aluminoso (com hematita, gibbsita e caolinita-1A, ainda goethita, fosfatos e anatásio). Nas microcavidades dentro dos nódulos e fragmentos encontram-se esferólitos e hemi-esferólitos (5 a 10 μm de ϕ) submicroscópicos de goethita fibroradial, também revestindo as paredes (aspecto microbotrioidal) dessas cavidades. Neste caso pode-se observar cristais euédricos prismáticos de goethita, desenvolvidos nas extremidades das agulhas. Essa goethita é essencialmente férrica. A goethita coloforme dos veios é criptocristalina, maciça ao MEV, raramente sendo identificadas formações fibroradiais.

Aspectos Cristaloquímicos da Goethita do Veio A goethita é o principal mineral dos veios e manifestações correlatas, ocorrendo ainda pequena quantidade de caolinita/halloysita (7 A°). O padrão

difratométrico é indicativo de goethita pobre em alumínio e ainda de baixa cristalinidade porém o espectro de ATD mostra pico endotérmico a 354 °C, típico de Al-goethita. Esse mesmo espectro indica que a caolinita, com endotérmico a 533 °C e exotérmico a 956 °C é fortemente desordenada, próximo a das argilas de *fire-clay*. Esse grau de desordem da caolinita é também evidente no espectro de IV, que ademais confirma a presença de goethita.

Aspectos Químicos A travessa 3 é constituída de goethita coloforme e bandada (1), relictos de hematita de gossan (2) e hematita de laterito (3) (Fig. 1a). Na figura 1 b são apresentados alguns elementos típicos determinados ao longo dessa travessa. Elementos como Mn, Cr, Eu e U, estão enriquecidos na hematita de gossan, enquanto Si, Ti, Th, Bi, Au, Cu, Ga, V, La, Pr, Ce, e As estão empobrecidos, quando comparados com a goethita coloforme circunvizinha, ou seja a goethita de veio é pobre nos primeiros e rica nos segundos. O zinco enriquece-se suavemente nas hematitas. Dentre os isótopos de chumbo analisados Pb^{206} é o mais concentrado e se enriquece na zona de hematita de gossan. Pb^{206} é produto de decaimento natural do urânio, o qual foi identificado como uraninita no Igarapé Bahia (Angélica et al, 1996, neste Simpósio). Manganês, urânio e crômio apresentam o mesmo comportamento ao longo da travessa 3 e somente se enriquecem na hematita do gossan e do laterito. Elementos como Si, Ti, Ga, As, Ce, Pr, La, Au, Bi, Th e (Pb^{208}) empobrecidos na hematita de gossan estão por outro lado enriquecidos na hematita de laterito. Th, Bi e Pb^{208} mostram igual comportamento, concentrados, em pontos isolados nas goethitas. Ni e Ca concentram-se apenas na hematita de laterito. Vanádio e gálio apresentam um comportamento distinto dos demais, empobrecidos na zona de hematita de gossan porém fortemente concentrado nas goethitas das aureólas de contato com a mesma.

CONCLUSÕES O modo de ocorrência dessas goethitas (veios, vênulas e bolsões) mostra que as mesmas são pós-crosta laterítica. Seu aspecto coliforme, criptocristalino e a baixa cristalinidade indicam tratar-se de rocha muito mais nova do que as crostas ferruginosas lateríticas, tendo apenas localmente desenvolvido cristais. Seu aspecto coliforme também sugere transporte e deposição aquosos e contínuos, com alternância na composição das soluções (bandamento), fluindo sobre uma superfície aberta, planar a rugosa, ou em corpo microporoso. Sua composição química dominada por ferro e água, e ainda alumínio e silício, mostra que a fonte do ferro foi a própria crosta laterítica encaixante ou vizinha. O ferro é proveniente da hematita e da maghemita/magnetita dessas crostas (lateríticas e gossânicas), que próximas a superfície, sob ambiente de intensa atividade biológica, são dissolvidos pela atividade radioclar. Enquanto o ferro é solubilizado, complexado, transportado em soluções coloidais aquosas, e precipitando-se em fissuras planares (fraturas, falhas), em dutos de raízes (paleodutos de raízes) e cavidades de dissolução, o alumínio e a silício, parcialmente dissolvidos, reprecipitam-se quase imediatamente, convivendo com as caolinitas lateríticas, sendo que apenas uma fração desses cátions encontra-se disponível para coprecipitar-se com a goethita. Isso explica o conteúdo de Al e Si dessas goethitas. SiO₂ nesse ambiente é mais solúvel do que o alumínio. Titânio, como anatásio na fonte, é insolúvel, e portanto praticamente ausente da solução formadora da goethita dos veios. Th, Bi, Au, Cu, (Ga), (V), As, La, Ce e Pr, da mesma forma que Si e Al, foram remobilizados das encaixantes e capturados pela goethita coliforme, neoformada, ou seus minerais reliquias foram enclausurados por ela.

Possivelmente os veios de goethitas se formaram após a fragmentação neotectônica das antigas crostas lateríticas durante o Terciário Superior, tendo sido preenchidas

com goethitas quando da alteração químico-biológica das crostas lateríticas, e são geoquimicamente distintas das (Fe, Al)-goethitas dos solos sobrejacentes às crostas.

AGRADECIMENTOS Ao programa PROBRAL (DAAD/CAPES, proc. 011/94), ao convênio PADCT/FINEP/FADESP e ao CNPq pelo apoio financeiro na forma de recursos diretos ou como bolsa de pesquisa. Ao Centro de Geociências da UFPa, À Universidade de Erlangen-Nuernberg (Alemanha), ao Instituto de Geologischen Wissenschaften und Geiseltalmuseum-Universidade de Halle-Wittenberg em Halle (Alemanha), ao Fisons Instruments Elements Analysis (Cheshire, Reino Unido) e à CVRD pelo apoio laboratorial e de campo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANGÉLICA, R.S. 1996., Mineralogia e geoquímica dos gossans e lateritos auríferos na região de Carajás. In: V Simp. Geol. Amazônia, Belém-PA.
- ANGÉLICA, R.S., COSTA, M.L., SARA, L.R., POELLMANN. 1996. A uraninita na mina Igarapé Bahia, Carajás. In: V Simp. Geol. Amazônia, Belém.
- COSTA, M.L. 1991 Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. Rev. Bras. Geoc.,21(2): 147-160.
- COSTA, M.L., MORAES, E.L., POELLMANN, H. & ANGÉLICA, R.S. 1996. Contrastes geoquímicos nos rejeitos da mina Igarapé Bahia. In: V Simp. Geol. Amazônia, Belém.
- HORBE, A.C. 1995. Evolução mineralógica e geoquímica multi-elementar de perfis de solos sobre lateritos e gossans na Amazônia. Tese de doutorado, Belém, CPGG/UFPa, 213p.
- ZANG, W. & FYFE, W.S. 1993. A three-stage genetic model for the Igarapé Bahia lateritic gold deposit, Carajás, Brazil. Econ. Geol., 88: 1768-1779.

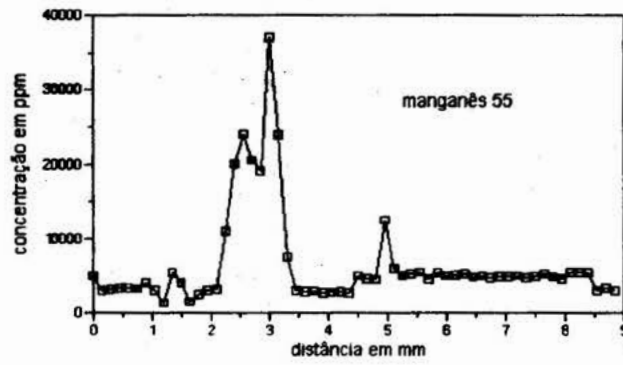
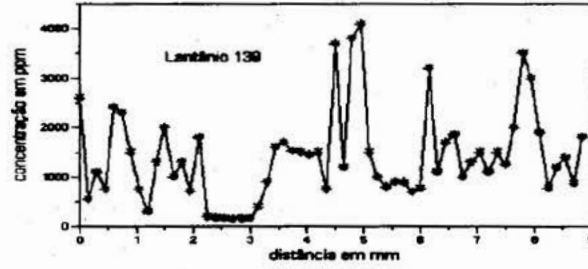
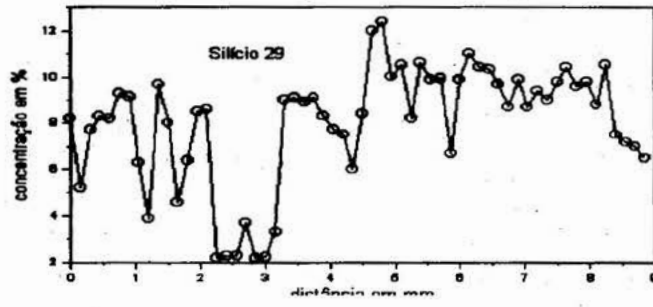


Figura 1 : Distribuição de silício, lantânio e manganês ao longo da travessa 3.

CROSTAS LATERÍTICAS GERADORAS DE SOLOS NA AMAZÔNIA

Adriana Maria Coimbra Horbe - Pesquisadora CNPq/UFPa

Marcondes Lima da Costa - Centro de Geociências/UFPa

Caixa Postal 1611 - Belém- CEP 66075-110 - PA. horbe@marajo.secom.ufpa.br

INTRODUÇÃO Grande parte dos solos de coloração amarelada, amarela-avermelhada e avermelhada encontrados na região amazônica assentam-se sobre crostas ou restos de crostas lateríticas ferro-aluminosas, sílico-ferruginosas e aluminosas ou restos delas. O estudo da relação entre essas crostas lateríticas e o solo sobreposto foi objeto de estudo detalhado (Horbe & Costa, 1994 e Horbe, 1995) buscando obter uma representatividade de dados e assim poder estender os resultados obtidos a outras regiões da Amazônia. Para este estudo foram selecionadas cinco perfis localizados na Amazônia Oriental, estado do Pará: N5 e Igarapé Bahia na região de Carajás, onde ocorrem crostas lateríticas maduras de composição ferro-aluminosa; Mina de Camoai, município de Paragominas, com crosta laterítica madura, aluminosa; Outeiro e Mosqueiro, no município de Belém, com crosta sílico-ferruginosa, imatura.

RESULTADOS Os estudos da relação crosta laterítica/solo mostraram que sobre as crostas se desenvolveu um novo perfil, onde se individualizam, de baixo para cima, quatro horizontes: crosta sã, crosta parcialmente intemperizada, crosta intemperizada e solo, com uma passagem gradual entre si. Os horizontes intermediários (crosta parcialmente intemperizada e intemperizada) podem estar ausentes (perfil truncado) em consequência de processos erosivos de modo que o solo pode assentar-se diretamente sobre a crosta sã ou até mesmo a crosta sã pode estar ausente, neste caso, fragmentos dela constituem a crosta parcialmente intemperizada e intemperizada.

Quando se observa o perfil completo (com os quatro horizontes) nota-se da base em direção ao topo um processo crescente de fissuramento e fraturamento da crosta que leva ao aumento na sua porosidade, propiciando maior percolação de soluções que intensificam sua desagregação e concrecionamento gerando relictos (Fig.1a e b). O processo evolui formando nódulos com córtex (Fig.1c) que são gradativamente cominuídos até seu total desaparecimento. Concomitante à cominuição dos nódulos têm-se, ao longo das fissuras e fraturas, a neoformação de um material argiloso a areno-argiloso que tende a predominar em relação aos relictos até formar o solo no topo do perfil (Fig.1d), em um típico processo residual. Esse processo é similar ao observado na África a partir da pedogênese e desagregação de crostas lateríticas, em ambientes de clima úmido com cobertura de floresta e a formação de horizontes saprolíticos e argilosos em perfis intempéricos e lateríticos.

O perfil tende assim a se estruturar em horizontes, em um processo de diferenciação vertical onde cada estágio representa uma maior transformação em relação à crosta, que está em desequilíbrio físico e químico em relação ao seu ambiente de formação (Leprun, 1979; Bilong et al. 1992; Beauvais & Tardy, 1993 e Bitton & Volkoff, 1993). Desse modo, o material argiloso a areno-argiloso neoformado, que se encontra em fase de constante evolução, representa a busca do reequilíbrio do sistema às novas condições de porosidade e percolação de soluções em um típico processo intempérico já que não há tendência a formação de uma nova crosta laterítica. A quebra no equilíbrio das crostas é atribuída aos efeitos conjugados de

umidade, ação biológica e decomposição da matéria orgânica, com produção de ácidos orgânicos. Esses efeitos, mais intensos quanto mais próximos da superfície, levam a um decréscimo no pH e Eh (Bardossy & Aleva, 1990 e Yariv & Cross, 1979) devido a dissociação do hidrogênio modificando as condições de estabilidade das crostas lateríticas. Em ambientes de clima úmido e quente, propícios ao desenvolvimento de florestas tropicais, a percolação de soluções é maior, agindo intensamente sobre rochas formadas a maiores profundidades em pH mais elevado (crostas aluminosas) ou em superfície em climas mais secos (crostas ferro-aluminosas e sílico-aluminosas) e, portanto, em desequilíbrio com essas condições. Esses processos atuam não só sobre crostas lateríticas, mas sobre qualquer tipo de rocha. Rochas anteriormente em equilíbrio, quando submetidas a esses efeitos, vão sofrer alterações envolvendo processos de dissolução de minerais e neoformação de outros, que perduram até que o equilíbrio seja alcançado nas novas condições. A espessura do perfil de solo vai depender da espessura da crosta, da taxa de lixiviação, do clima, dos processos erosivos e de inversão do relevo superimpostos e do tempo geológico.

Os dados mineralógicos, químicos e de distribuição dos elementos-traço mostram que nos perfis derivados de crostas ferro-aluminosas a desferrificação, da base para o topo do perfil, é intensa, em consequência da dissolução quase que total da hematita (Fig.2). Parte do ferro dissolvido se precipita como Al-goethita com proporções crescentes de Al na sua estrutura e outra parte é lixiviada, levando à destruição da crosta e individualização de relictos, que evoluem para nódulos até sua total dissolução. A intensa lixiviação do ferro ao longo do perfil, provavelmente na forma de Fe^{3+} (Newman & Brown, 1987), leva a um acréscimo no teor de Al_2O_3 no solo em uma razão linear, devido a maior abundância de gibbsita em detrimento da caolinita. Esse padrão foi observado na desagregação de crostas e formação de solos na

África. Contudo, a presença de caolinita em fissuras e fraturas do plasma internodular gibbsítico da crosta parcialmente intemperizada de N5 e Igarapé Bahia indica que, além de herdada, a caolinita é neoformada durante o intemperismo das crostas, enquanto a gibbsita é herdada da crosta e, portanto, residual no solo. Tem-se então que intemperismo de crostas ferro-aluminosas leva à dissolução de hematita e enriquecimento residual de gibbsita, devido a menor mobilidade do alumínio em relação ao ferro, e a neoformação de goethita e, secundariamente, de caolinita.

Nos perfis com crostas sílico-ferruginosas o processo de desferrificação é menos intenso que nos derivados de crostas ferro-aluminosas (Fig. 2), pois os teores de Fe_2O_3 são menores. Com a lixiviação do ferro tem-se acúmulo de quartzo+caolinita, representado pelo enriquecimento em SiO_2 (Fig. 2) e formação de um solo amarelado, devido aos baixos teores de hematita reliquiar e formação de Al-goethita. A presença de caolinita no plasma ferruginoso da crosta sugere que pelo menos parte da caolinita é residual no solo, bem como o quartzo, assemelhando-se ao comportamento da gibbsita nos perfis de N5 e Igarapé Bahia. Observa-se uma passagem do solo amarelado para acinzentado no topo desses perfis, com concomitante aumento no teor de quartzo, principalmente no perfil de Mosqueiro, indicando podzolização do topo do perfil em consequência da instabilidade da caolinita na presença mais abundante de matéria orgânica no topo do perfil. A podzolização nestes perfis é mais intensa que em N5 e Igarapé Bahia.

No perfil com crosta aluminosa têm-se a desaluminização da crosta, com dissolução da gibbsita e a neoformação de caolinita (Fig. 2) formando solo, mostrando que a gibbsita da crosta está em desequilíbrio neste perfil, de modo similar a N5 e Igarapé Bahia. A dissolução de gibbsita e neoformação de caolinita é muito mais acentuada neste perfil que em N5 e Igarapé Bahia, indicando que ou o intemperismo foi mais intenso em Camoá ou

que o nível de dissecação do relevo era provavelmente menor, permitindo o acúmulo de caolinita. O relevo mais acidentado de N5 e Igarapé Bahia e a presença de stone lines em parte desses perfis sugere o truncamento da porção mais caolinizada do topo desses perfis. Desse modo pode-se considerar que o solo de N5 e do Igarapé Bahia são paleosolos.

A nível de elementos-traço, a transformação das crostas em matriz argilosa e finalmente em solo leva ao aumento no teor de Zr, provavelmente como zircão, em todos os perfis, sendo acompanhado, ocasionalmente, por B e Mn e diminuição dos demais elementos-traço (V, Cr, Ni, Mo, Ga, Y, Sc, Cu, Mn, Pb e ETR), que deveriam estar inicialmente na estrutura da hematita na crosta, instável ao intemperismo. A normalização dos ETR em relação à crosta ou a seus relictos mostra que na formação do solo os ETRL são geralmente mais lixiviados que os ETRP, indicando maior mobilidade dos leves durante o intemperismo em condições tropicais úmidas e moderadamente oxidantes. A tendência de acúmulo de Zr, além de caolinita e quartzo, no topo dos perfis indica que o processo de formação de solos foi similar nas cinco áreas estudadas, apesar das composições mineralógicas e químicas serem diferentes em cada perfil e resultante de intensa lixiviação. Nota-se então atenuação na assinatura geoquímica das crostas para os solos, de modo que o solo diferencia-se cada vez mais dessas, assemelhando-se ao observado por Tardy (1993) entre a composição da rocha-mãe do horizonte argiloso e da crosta laterítica sobreposta em perfis autóctones.

CONCLUSÕES Com base nos dados obtidos e em perfis similares, onde o horizonte de solo se superpõe a crostas lateríticas, pode-se definir o campo composicional (SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3) dos solos (Fig. 2). Esse campo, onde a maior parte dos horizontes saprolíticos e argilosos também

se insere, permite correlacionar a formação dos solos com os processos de saprolitização e argilização que ocorrem durante o intemperismo/lateritização em condições de clima úmido. Desse modo os solos desenvolvidos sobre crostas lateríticas, formados de material essencialmente argiloso, representam uma fase de intemperismo na região amazônica com tendência a formar podzóis em resposta as condições climáticas atuais (quente e úmida). Esse processo leva a atenuação parcial das características geoquímicas das crostas subjacentes e consequentemente das rochas-mães que deram origem aos perfis lateríticos sobre o qual se desenvolveu a crosta.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARDOSSY, G. & ALEVA, G.J.J. 1990. Developments in economic geology, v.27. 624p.
- BEAUVAIS, A. & TARDY, Y. 1993. Chem. Geol., 107:277-288.
- BILONG, P. et al. 1992. C. R. Acad. Sci. Paris, 314:109-115.
- BITTON, D. & VOLKOFF, B. 1993. C.R. Acad.Sci., 316:1447-1454.
- HORBE, A.M.C. & COSTA, M.L. 1994. CONG. BRAS. GEOL., 38.
- HORBE, A.M.C. 1995. Tese de doutorado, UFPa.
- LEPRUN, J.C. 1979. Sci. Géol. Mém., 58:1-223.
- NEWMAN, A.C.D. & BROWN, G. 1987. In: NEWMANN, A.C.D., ed. Chemistry of Clays and Clay Mineral. p.1-128 Mineralogical Society Monograph 6.
- TARDY, Y. 1993. Pétrologie des latérites et des sols tropicaux.
- YARIV, S. & CROSS, H. 1979. Geochemistry of colloid systems.

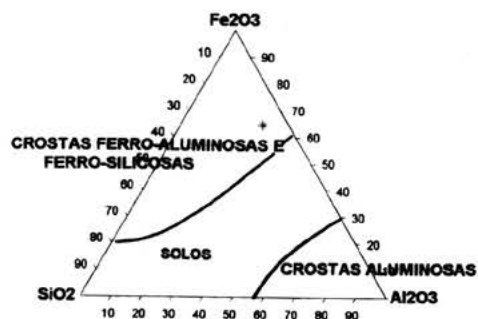
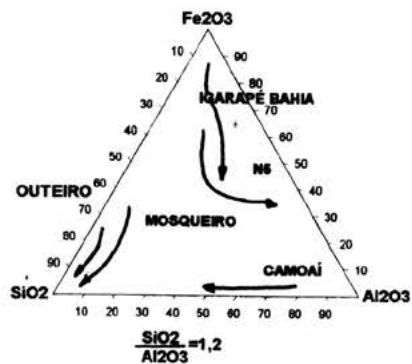
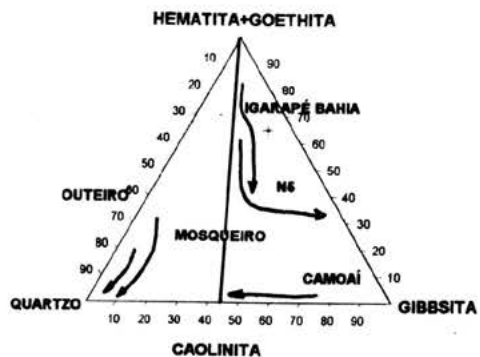
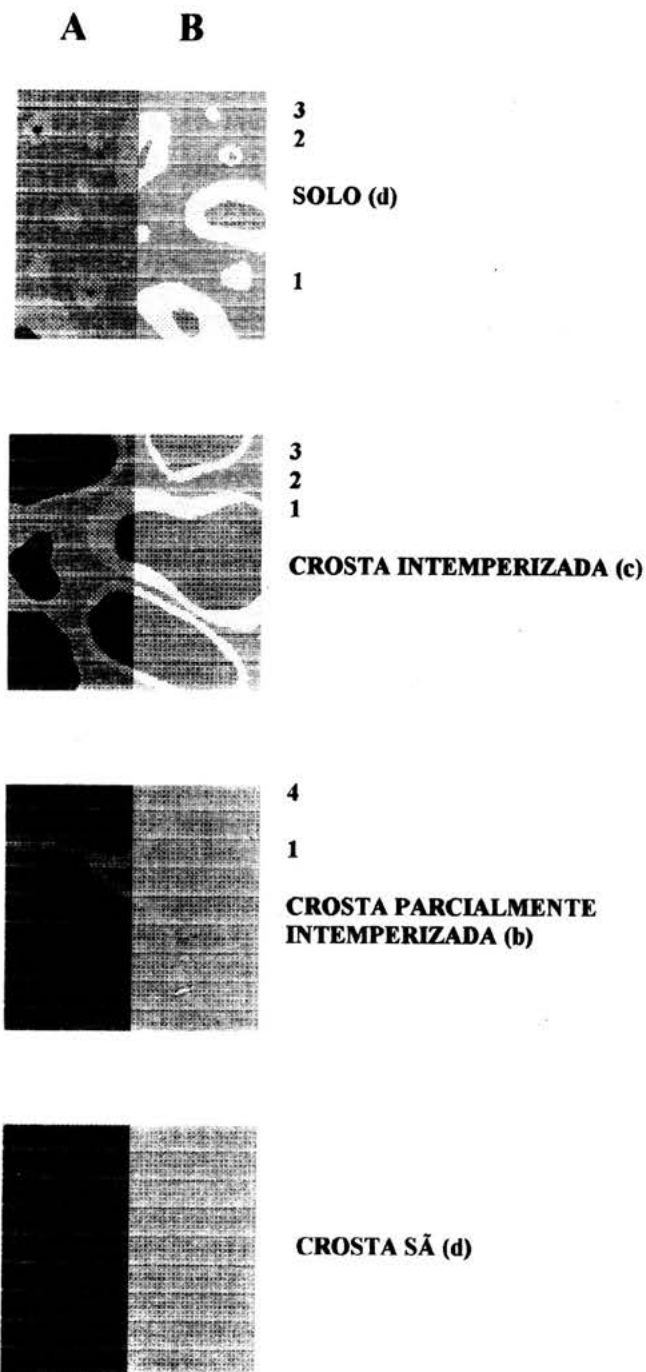


FIGURA 2: DIAGRAMAS MOSTRANDO AS TRANSFORMAÇÕES CROSTA/SOLO NOS PERFIS ESTUDADOS

FIGURA 1: TRANSFORMAÇÃO TEXTURAL DOS PERFIS ESTUDADOS: 1- Matriz argilosa; Nódulos; 2- Borda, 3- Núcleo; 4- Relictos; A- Crostas ferro-aluminosas e ferro-silicosas; B- Crostas aluminosa

GEOQUÍMICA E IMPORTÂNCIA ECONÔMICA DO GÁLIO NAS BAUXITAS DA AMAZÔNIA ORIENTAL

Antonio Carlos Figueredo dos Santos^{1,2}

Marcondes Lima da Costa¹

Walter Klaus Schuckmann¹

(1) Centro de Geociências / UFPA, Belém -PA

(2) Centro de Ciências Exatas e Naturais / UFPA, Belém - PA

INTRODUÇÃO

Generalidades O gálio está amplamente distribuído na crosta terrestre (15 ppm), não formando minerais específicos em escala apreciável, galita (CuGaS_2) e sohingéita ($\text{Ga}(\text{OH})_3$) são de ocorrência rara, não constituindo minérios. Apenas a Mina de Apex (Utah, EUA), hoje desativada, operou na extração de Ga e Ge que ocorrem respectivamente na estrutura da jarosita ($\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_2$) e goethita (FeOOH). Outros minerais hospedeiros para o gálio correspondem a germanita ($\text{Cu}_{26}\text{Fe}_4\text{Ge}_4\text{S}_{32}$) e renierita ($(\text{Cu,Zn})_{11}(\text{Ge,As})_2\text{Fe}_4\text{S}_{16}$), que podem conter até 1,5% de gálio. Nas bauxitas o gálio pode ser encontrado na estrutura da gibbsita ($\text{Al}(\text{OH})_3$), goethita e caolinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$).

Atualmente esse metal vem sendo extraído de concentrados de zinco, do licor Bayer produzido no beneficiamento de bauxitas metalúrgicas, de finos e cinzas resultantes da queima de combustíveis fósseis e de rochas fosfatadas de onde a partir de sucessivas recristalizações é produzido com grau eletrônico (LEE et al., 1994).

Suas aplicações clássicas incluem a manufatura de termômetros, termopares, fusíveis, alarme automático para detecção de incêndios e substituição do mercúrio nos amálgamas dentários. Produção de ligas supercondutoras com o Ni ou V, no refino do magnésio, elevando sua resistência e ductibilidade, produção de ligas Ga-In-Zn para janelas de sistemas a vácuo, espelhos de equipamentos óticos e **displays** de cristal líquido (PETKOF, 1980).

Atualmente é empregado na produção de catalisadores a base de argilas intercaladas com esse metal (BELLABOUI et al., 1990) e monocristais de arseneto (GaAs), fosfeto de gálio (GaP) e outros (InGaAs, AlGaAs, GaAsP). O arseneto de gálio é o segundo material semicondutor mais importante na manufatura de dispositivos eletrônicos, apresentando uma tecnologia madura e de uso crescente em aplicações que exigem alta velocidade ou frequência operacional, como na eletrônica de microondas e na optoeletrônica devido sua capacidade de emissão e recepção de radiação infravermelha (GRANT, 1988). Nos comprimentos de onda mais longos são usados os semicondutores a base de InGaAs, enquanto na região do visível são utilizados semicondutores de GaAsP e AlGaAs.

Esses materiais estão provocando na atualidade uma grande revolução na indústria de telecomunicação sendo empregados em dispositivos de processamento de sinais analógicos de microondas e nos circuitos integrados digitais monolíticos de chaveamento rápido aplicados em equipamentos de defesa, radar, instrumentação eletrônica e controle remoto que funcionam enviando sinais por fibras óticas seguida por decodificação por fotodiodos, além de sistemas sensores para abertura automática de portas, diodos emissores de luz (LED's), células solares e memórias magnéticas de bolha a base de gálio-gadolínio-granada (GGG) usados em computadores de alto performance.

Estimativas sugerem que somente a produção anual de gálio com grau eletrônico (99,9999 ou 4X) seja da ordem de 40-50 toneladas, desse total 60% são destinadas a produção de GaP e 40% de GaAs.

Importância Econômica para a Amazônia

As reservas totais de bauxita em 1994, eram de 2,8 bilhões de toneladas, 87,0 % das quais concentradas na região Norte e 85,5 % no estado do Pará. Nesse mesmo ano a produção do estado do Pará (DNPM, 1995) foi da ordem de 7,1 milhões de toneladas sendo 94,4 % de grau metalúrgico e 4,6 % de grau refratário, contribuindo com cerca de 20 % do valor da produção mineral do estado superado, apenas pelo do ferro e ouro.

A produção de bauxita na Amazônia brasileira está concentrada em três pólos mineiros (Trombetas-MRN, Almeirim-MSL e Camoai-CBB), todos localizados no estado do Pará, respondendo juntos por 81% da produção nacional de bauxita metalúrgica e refratária. Com a entrada em operação em julho de 1995 da empresa ALUNORTE-Alumina do Norte do Brasil, planta Bayer com capacidade para 1,1 milhões de toneladas anuais de alumina calcinada tipo sandy, no polo aluminífero de Barcarena, o ciclo industrial do Alumínio foi fechado nesse estado, com o abastecimento da ALBRÁS - Alumínio Brasileiro S.A., produzindo neste mesmo polo desde 1985, entre 320 e 340 mil tpa de alumínio primário com teor médio de 99,85 % pelo processo Hall-Héroult.

Esses números colocam o estado do Pará em evidência no mercado mundial, já que o processamento de bauxitas permite recuperar economicamente os metais gálio e vanádio de rejeitos do beneficiamento de bauxitas, de baixo à médios teores de gálio (30-60 ppm), na França, Alemanha, China, Hungria, Austrália, antiga URSS e ex-Republica Checoslovaca (METALS & MINERALS ANNUAL REVIEW, 1993).

Nesse contexto, o Brasil, prepara-se para o dominar a tecnologia de extração (MAGALHÃES & TUBINO, 1991) e instalar uma usina piloto para produção de gálio

primário (DANILO, 1992). Segundo a literatura, o nióbio constitui-se em um outro elemento traço com potencial econômico de aproveitamento, concentrando-se junto ao gálio e vanádio no líquido Bayer, enquanto o cromo, zircônio, titânio entre outros, passam a lama vermelha junto com o ferro (BARDOSSY, 1975; GORDON & MURATA, 1951). Dessa forma, o presente trabalho discute o potencial do gálio nas bauxitas da Amazônia e sua importância econômica. Para isso foram investigadas as bauxitas de Almeirim e Paragominas-Camoai.

O GÁLIO NAS BAUXITAS DA AMAZÔNIA ORIENTAL

A cobertura bauxítica desses depósitos desenvolvidos sobre sedimentos, está constituída da base para o topo por um saprólito caolínítico seguido de ① uma zona de transição formada por blocos de bauxita porosa esbranquiçada; ② um horizonte de bauxita porosa rosada, seguido ou não por ③ um horizonte ferruginoso maciço à pisolítico; ④ uma zona de bauxita creme maciça em contato com um horizonte superior pisolítico nodular, ⑤ recoberto por argila gibbsítica (Argila de Belterra).

Esses Distritos embora separados por grandes distâncias (560 Km em linha reta) apresentam composição química e mineralógica equivalentes. Os pisólitos aluminosos, bauxitas creme e rosada apresentam as mais elevadas concentrações de gibbsita, enquanto a bauxita esbranquiçada as de caolinita e quartzo, e menores de hematita e goethita. Estes últimos minerais estão mais concentrados nos litotipos ferruginosos, embora em termos absolutos sejam inferiores a gibbsita. Nos pisólitos ferruginosos a hematita predomina sobre a goethita, já no horizonte ferruginoso maciço, estes minerais estão presentes em concentrações praticamente equivalentes e da ordem de 20%

A boehmita é encontrada em pequenas concentrações (< 3 %) apenas nos pisólitos aluminosos e na bauxita creme do topo. Anatásio + rutilo, apresentam concentrações médias aproximadamente constante nas

bauxitas (inferiores a 2%), sendo levemente mais baixos no horizonte ferruginoso.

Nesses litotipos, após lavagem, os teores médios de gálio mostraram-se aproximadamente constantes nos pisólitos aluminosos, bauxitas creme e rosada (92 - 98 ppm), alcançando porém valores de até 118 ppm nas bauxitas esbranquiçadas (média de 102 ppm), constituindo-se em bauxitas de **alto gálio**. Os litotipos feruginizados apresentam as mais baixas concentrações de gálio (64 - 72 ppm), embora em valores absolutos representem ainda teores quatro vezes superiores a média crustal. Os teores de gálio correlacionam-se geométrica e positivamente com os teores de gibbsita (Figura 1) e em alguns perfis com os teores de alumínio isomorficamente incorporados as estruturas da goethita e hematita, estando porém, negativamente correlacionado com esses minerais ferruginosos (Figuras 2 e 3) e com a caolinita. Esses dados são indicativos que o gálio está concentrado nesses Distritos e que seus minerais portadores são a gibbsita e eventualmente a Al-goethita.

Os pisólitos aluminosos e a bauxita creme atendem plenamente as especificações exigidas para sua aplicação direta pela indústria de bauxita (alumina, alumínio, refratários, abrasivos, cimento, produtos químicos), já as bauxitas rosada e esbranquiçada, apresentam teores similares àqueles requeridos para argilas **fire clay** e argilas refratárias.

CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS PARA A AMAZÔNIA

As bauxitas creme e os pisólitos aluminosos, quando processados nas refinarias de alumina ou em plantas para conversão química, geram licores alcalinos a partir dos quais o gálio pode ser extraído economicamente.

O impacto econômico positivo resultante do aproveitamento desse metal como subproduto do tratamento de bauxitas pode ser facilmente demonstrado considerando-se um fator de conversão bauxita/alumina de 2121 kg / t e alumina / alumínio de 1930 kg / t (CVRD, 1983), um **teor médio de gálio de 50 ppm** e, uma eficiência de processo de 70%

(BARDOSSY et al., 1975). Verifica-se que a produção brasileira de alumínio primário em 1993, da ordem de 1,17 milhões de toneladas, seria equivalente a 168 toneladas de gálio.

Assumindo-se as cotações para o gálio, bauxita metalúrgica e alumina calcinada, respectivamente de US\$ 425/kg (METALS & MINERALS ANNUAL REVIEW, 1993), US\$28,00 / t e £ 280 / t (INDUSTRIALS MINERALS, 1995), sua recuperação representaria uma cifra de US\$ 71,4 milhões, 29 % do valor correspondente a produção brasileira da bauxita beneficiada em 1994.

No âmbito regional, a produção dimensionada da ALNORTE de 1,1 milhões de toneladas de alumina por ano, corresponderia a 82 tpa de gálio, ou US\$ 34.9 milhões/ano ou ainda , 8%

do seu faturamento anual projetado. Estas estimativas podem até mesmo serem superadas, considerando-se melhoria de processos e que as bauxitas investigadas neste trabalho apresentaram teores de gálio maiores (> 90 ppm) que os utilizados nesses cálculos.

AGRADECIMENTOS Às empresas MSL e CBB pela infra-estrutura de campo, a Albrás pelas facilidades analíticas, ao Centro de Geociências da UFPA pela estrutura laboratorial e finalmente à CAPES pelo auxílio financeiro sob forma de bolsa de estudo para o primeiro autor e ao CNPq pela bolsa de pesquisa para o segundo autor.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARDOSSY, G. , PANTÓ, G. & VARHEGY, G. .1975. Rare metals of hungarian bauxites and conditions of their utilization. Symposium on advances in geology, geochemistry and treatment of bauxite. ICSOBA. ZAGREB. P 221-231.
- BELLALOU, A.; PLEE, D. e MERIAUDEAU, P. .1990. Gallium containing pillared interlayer clays - preparation, characterization and catalytic properties. Applied Catalysis. , 63: L7-L10.
- CVRD .1983. Albrás-Alunorte. CVRD-revista, 4: 27-38.

DANILO, S. 1992. Brasil começa a dominar tecnologia de ponta para produção de gálio metálico. *Gazeta Mercantil*, 27/01/92.

HILSUM, C. & LEE, R. A. 1988. Metals for the electronic industry - 1. *Trans Instn. Min. Metall.*, 97: C31-C34.

LEE, H. Y.; KIM, S. G. e OH, J. K. 1994. Process for recovery of gallium from zinc residues. *Trans Instn Min Metall.*, 103: C76-C79.

MAGALHAES, M. G. A. & TUBINO, M.

.1991. Recovering gallium from residual Bayer process liquor. *Journal of Metals*. : 43 p. 37-39.

MARTIRES, R.A.C.M. & ROMANO, C.R. 1988. Alumínio. in: *Balanço mineral brasileiro*. Departamento Nacional da Produção Mineral. 1988. Brasília, p. 21-30

PETKOF, B. .1980. Mineral facts and Problems: Gallium. U.S. BUREAU OF MINES. 1980: 323-328.

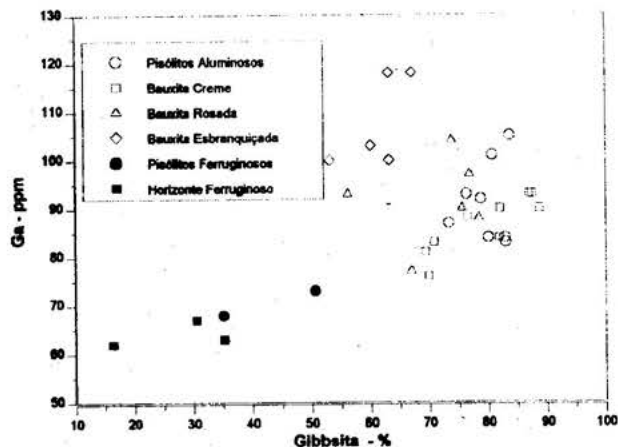


Figura 1: Correlação entre os teores de gálio e gibbsita.

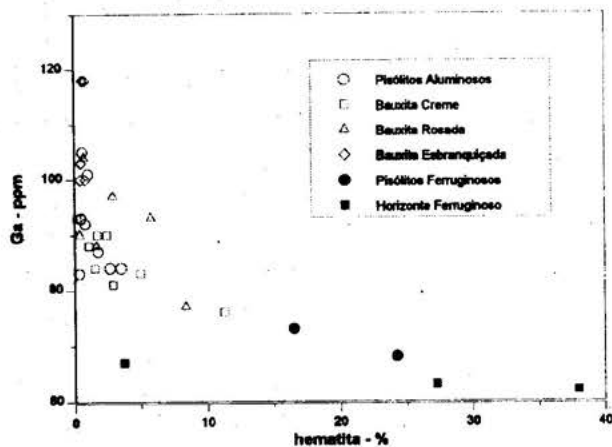


Figura 2: Correlação entre os teores de gálio e hematita

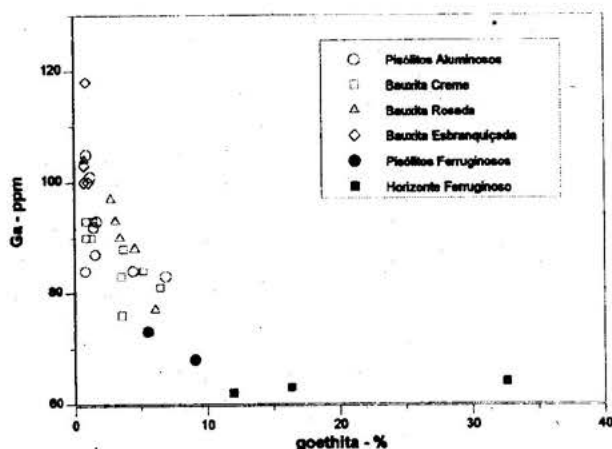


Figura 3: Correlação entre os teores de gálio e goethita

TWO GENERATIONS OF LATERITE PROFILES IN THE AMAZON REGION AND THEIR ORE POTENTIAL

Marcondes Lima da Costa¹

Rômulo Simões Angélica²

¹Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, C.P. 1611, 66075-110, Belém-PA
Tel. (091) 226 6066 Fax: (091) 211 1609 e-mail: mlc@marajo.ufpa.br

²CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Av. Dr. Freitas 3645, 66095-110, Belém-PA
Tel. (091) 246 8577 Fax: (091) 246 4020 e-mail: angélica@marajó.ufpa.br

The landscape of the Amazon region, northern Brazil, has been developed over widespread lateritic covers and younger sedimentary sequences, the later restricted to its southwestern part. The landscape is represented by two different domains: (a) flat lowlands and (b) prominent plateau surfaces sculptured over old laterite formations. The lowlands evolved from both younger laterite formations and terrestrial sedimentary sequences.

In this scenery, two main important types of laterite profiles can be distinguished, after their evolution degree and relative age: the **mature profiles (Tertiary)** and the **immature profiles (Quaternary)**. There are many contrasts between these two types of profiles, mainly related to horizon structuration and succession, textural aspect, rock cohesion, mineralogy and chemistry, besides relative age and general landscape. The mature profiles are deeper, older, better horizon-structured and describe the plateaus, displaying more diversified mineralizations in comparison with the immature profiles.

Historically, the majority of the ore deposits in the Amazon region have been found in the mature laterite profiles, for examples: iron, manganese, gold, copper, nickel, titanium, niobium, aluminium (bauxite), kaolin and Al-phosphates.

Timetable of laterite evolution in Amazon

region.

MATURE LATERITES

Cretaceous to Eocene ⇒ *Seasonally humid tropical climate:*

1st. lateritisation cycle

→ Stratigraphical control: Itapecuru and Alter do Chão Formations.

Oligocene ⇒ *Dry warm climate:*

ceases the 1st. lateritisation cycle

Middle Miocene:

⇒ Recapture of lateritisation and/or new cycle:

→ Stratigraphical control: Pirabas Formation and Belterra Clay (mainly deep latosols).

IMMATURE LATERITES

Pleistocene ⇒ *Seasonally humid tropical climate:* a new lateritisation cycle:

→ Stratigraphical control: Barreiras and Solimões Formations, formation of latosols.

HOLOCENE

Seasonally humid climate: Tropical weathering ⇒ latosol and hydromorphic soils; fluvial and lacustrine sediments.

→ Stratigraphical control: immature laterite profiles.

SENSORIAMENTO REMOTO

GEOPROCESSAMENTO

USANDO FRACTAIS NO ESTUDO DA MINERALIZAÇÃO EM CARAJÁS

Brígida Ramati Pereira da Rocha[†] e Tarek M. Habashy^{*}

[†] Departamento de Engenharia Elétrica, UFPa

^{*} Schlumberger-Doll Research, Ridgefield, CT, USA

INTRODUÇÃO Medidas de laboratório da condutividade complexa de rochas permitem identificar processos físicos que, de outra forma, seriam de difícil observação. A fractalidade associada com a presença de sulfetos metálicos foi demonstrada por ROCHA, 1995. RUFFET ET AL., 1991, mostraram a correlação entre a condutividade complexa e a natureza fractal da porosidade em rochas. Neste trabalho a fractalidade de rochas mineralizadas com sulfetos, principalmente calcopirita, e também com a presença de magnetita, é utilizada para discriminar entre os diversos tipos de rochas presentes na área MM1, Carajás. Os dados de amplitude e fase da condutividade complexa num intervalo de frequências de 10^{-3} a 10^4 Hz, utilizados neste trabalho, foram publicados por ROCHA, 1979, sendo medidos em amostras coletadas em testemunhos de sondagem em tres furos na área MM1. As medidas de condutividade complexa foram associadas a um estudo petrográfico das amostras, utilizando-se lâminas delgadas, seções polidas e difração de raios X. Foi determinado o teor de cobre, sob a forma de sulfetos, nas amostras, utilizando-se o método de absorção atômica. Os resultados petrográficos permitiram classificar as amostras em cinco grupos distintos: granito, biotita-xisto, anfíbolito, anfíbolio-xisto e quartzito ferruginoso - formação ferrífera. O teor de cobre foi variável nos cinco grupos, havendo teores desde 50ppm até 600ppm (ROCHA e SAUCK, 1992). Os dados de condutividade e fase foram ajustados

simultaneamente para obtenção dos parâmetros que minimizam o erro, considerando a razão entre os valores calculado e observado para os dois casos.

MODELO FRACTAL PARA CONDUTIVIDADE COMPLEXA DE ROCHAS

Rocha, 1995, demonstrou que a condutividade complexa em baixas frequências pode ser uma medida da fractalidade das rochas, propondo um modelo para a condutividade complexa das rochas que leva em consideração uma impedância não linear do tipo $(i\omega\tau_f)^{-\eta}$ que simula o efeito das superfícies rugosas das interfaces entre os grãos bloqueadores (partículas metálicas e/ou de argilas) e o eletrólito. Os parâmetros deste modelo incluem a resistividade CC (ρ_o), a cargueabilidade (m), três tempos de relaxação (τ , τ_f e τ_o), um fator de resistividade de grãos (δ_r), e o expoente de frequência (η). O tempo de relaxação fractal (τ_f), e o expoente de frequência (η) estão relacionados à geometria fractal das interfaces rugosas entre os minerais condutivos (grãos metálicos e ou partículas de argila) bloqueando os canais dos poros e o eletrólito. O tempo de relaxação (τ) é um resultado da relaxação em baixa frequência das duplas camadas elétricas formadas nas interfaces eletrólito-cristais enquanto (τ_o) é o tempo de relaxação macroscópico da amostra como um todo. O fator de resistividade dos grãos (δ_r) relaciona a resistividade dos grãos condutivos com o valor de resistividade CC da rocha. A resistividade CC da rocha (ρ_o), e δ_r estão relacionados à porosidade, à condutividade do eletrólito e as relações mineralógicas

entre a matriz e os grãos condutivos. O circuito analógico representando os diferentes mecanismos de condução e polarização envolvidos no comportamento elétrico das rochas é mostrado na Figura 1. Representando a dependência temporal do campo elétrico como $e^{i\omega t}$, a expressão proposta para a resistividade complexa ρ é definida como:

$$\rho = \rho_0 \left[1 - m \left(1 - \frac{1}{1 + \frac{1+u}{\delta_r (1+v)}} \right) \right]^{\gamma_h} \quad (1)$$

onde a cargueabilidade m , definida por Seigel, 1959, é definida pela relação $R_0/(R_0 + R_1)$; δ_r é a resistividade percentual dos grãos, definida pela relação $r/(R_0 + R_1)$; $\gamma_h = 1/(1 + i\omega\tau_0)$; $u = i\omega t(1+v)$, $v = (i\omega\tau_f)^{-\eta}$; sendo $\tau_0 = R_0 C_0$ é o tempo de relaxação global, $\tau = rC_{dl}$ é o tempo de relaxação associado à presença de duplas camadas resultantes de bloqueios nos caminhos das correntes e τ_f é o tempo de relaxação fractal. O tempo de relaxação fractal, τ_f , está relacionado com o tempo envolvido na transferência de carga nas interfaces rugosas. η está diretamente relacionado à geometria fractal do meio e é determinado pelo tipo e distribuição do mineral causador da polarização.

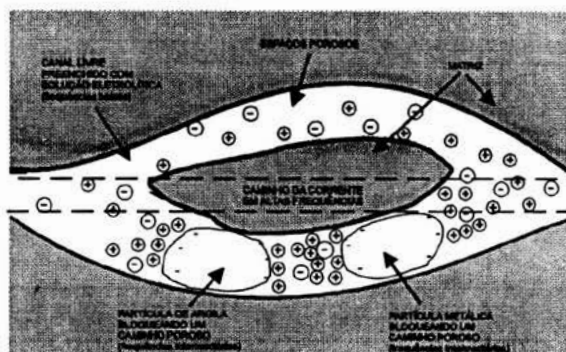
RESULTADOS Os parâmetros obtidos através do ajuste simultâneo de amplitude e fase da condutividade complexa para as amostras estudadas estão apresentados nas Figuras 2 a 7. Os valores de resistividade CC foram convertidos para condutividades para facilitar a interpretação uma vez que as medidas foram de condutividade. A Figura 2 apresenta os parâmetros condutividade CC (σ_0), e o parâmetro fractal (η), para os diversos tipos de rochas. Observa-se que esses parâmetros são mais altos para as amostras de formação ferrífera. A Figura 3 apresenta o fator de resistividade dos grãos (δ_r) versus parâmetro fractal (η) mostrando que esses parâmetros são bem diferenciados para as amostras de formação ferrífera, permitindo a separação desses materiais dos outros tipos de rochas. Na Figura 4 são plotados

os parâmetros δ_r versus τ permitindo também uma separação dos tipos de rochas. A Figura 5 apresenta o parâmetro τ_f versus teor de Cobre (em ppm) para os diversos tipos de rocha. É clara a relação linear entre o tempo de relaxação fractal e o teor de Cobre em todos os tipos de rocha estudados. A Figura 6 apresenta o parâmetro τ_f versus teor de Magnetita para as amostras da formação ferrífera. Observa-se que esse parâmetro não tem correlação com o teor de Magnetita. A Figura 7 apresenta o efeito do teor de Quartzo na condutividade em baixa frequência das amostras da formação ferrífera. É evidente a diminuição da condutividade CC com o aumento do teor de Quartzo.

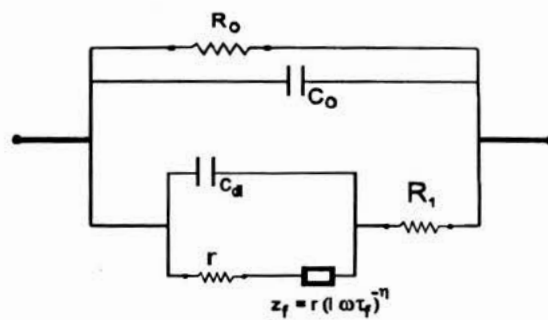
CONCLUSÕES Os resultados apresentados permitem concluir sobre a associação direta entre os parâmetros fractais e o teor de sulfeto presente nas amostras, bem como a não influência do teor de Magnetita no tempo de relaxação fractal, possibilitando o uso desse parâmetro na identificação de zonas com maiores teores de calcopirita dentro das áreas de grande concentração de Magnetita em Carajás.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ROCHA, B.R.P. 1979. Condutividade Complexa de Rochas, Tese de Mestrado, UFPa-NCGG, 113p.
- ROCHA, B.R.P. e SAUCK, W.A. 1982. Medidas de Condutividade Elétrica Complexa de Amostras de Rochas da Área MM1 - Alvo 1 - Distrito dos Carajás, Revista Brasileira de Geociências, V.1: 1-9.
- ROCHA, B.R.P. 1995. Modelo Fractal para Resistividade Complexa de Rochas: Sua interpretação Petrofísica e Aplicação à Exploração Geométrica, Tese de Doutorado, CPGf-UFPa.
- RUFFET, C.; GUEGUEN, Y. e DAROT, M. 1991. Complex Conductivity Measurements and Fractal Nature of Porosity, Geophysics, 56:758-768.
- SEIGEL. 1959. Mathematical Formulation and Type Curves for Induced Polarization, Geophysics, 24: 547-563.



(a)



(b)

Figura.1- Condução Elétrica nas Rochas (a) Modelo Esquemático (b) Circuito Analógico

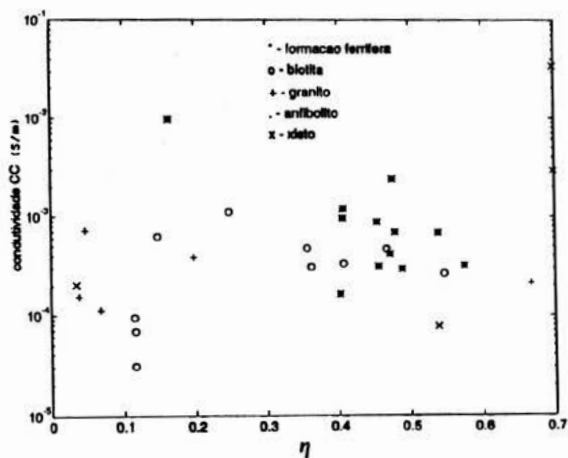


Figura 2- Condutividade CC (σ_0) versus parâmetro fractal (η).

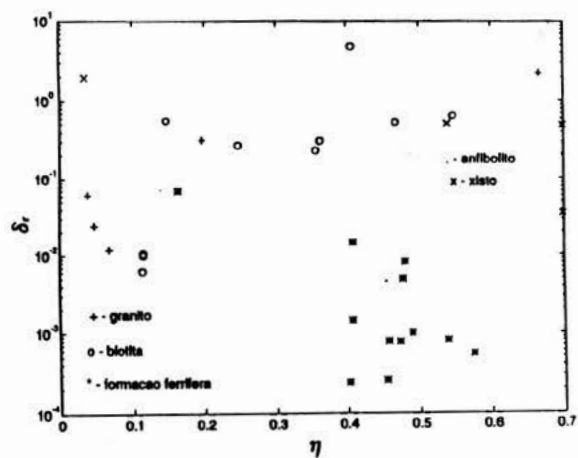


Figura 3- Fator de resistividade dos grãos (δ_r) versus parâmetro fractal (η).

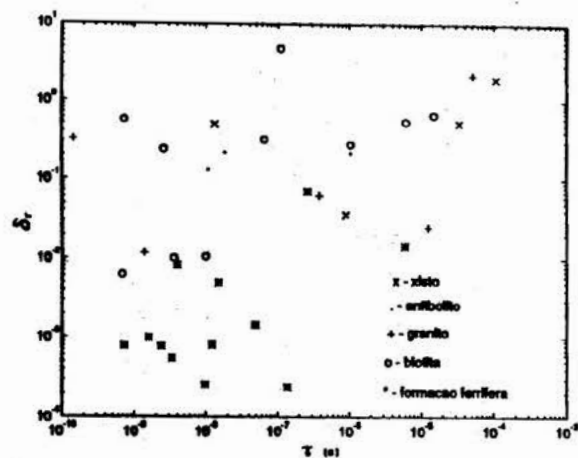


Figura 4- Fator de resistividade dos grãos (δ_r) versus Tempo de relaxação (τ).

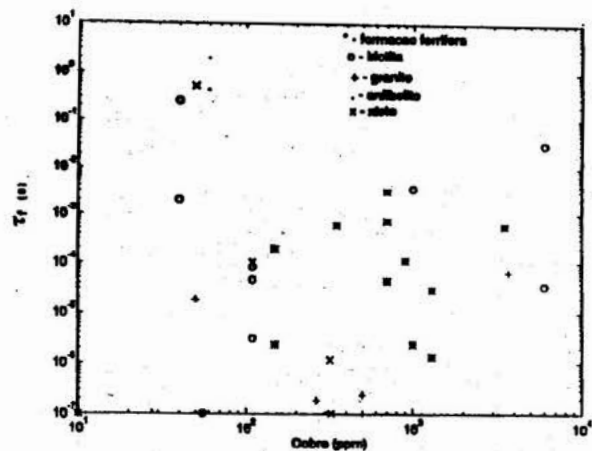


Figura 5- Tempo de relaxação fractal (τ_f) versus teor de Cobre (ppm).

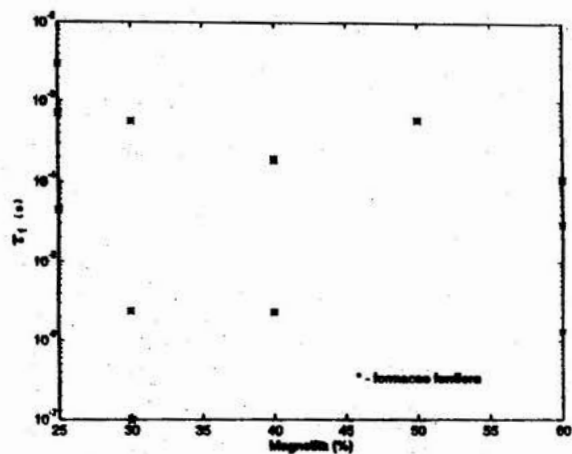


Figura 6- Tempo de relaxação fractal (τ_f) versus teor de Magnetita (%)

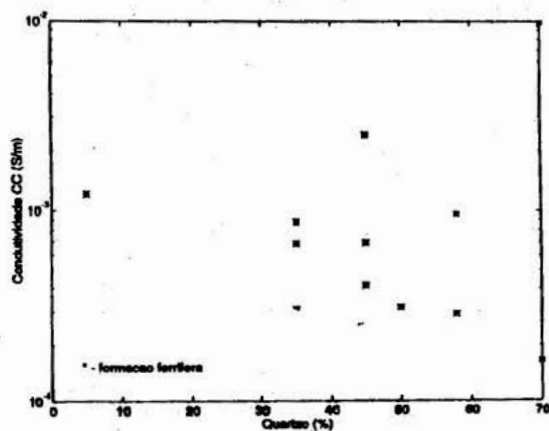


Figura 7- Condutividade CC versus teor de Quartzo (%).

PROCESSAMENTO DE DADOS DE REFLEXÃO SÍSMICA NA UFPa

German Garabito Callapino - Mestrando em Geofísica/UFPa

Paulo Franci F. Brandão - Graduando em Geologia e Bolsista de Iniciação Científica/UFPa

Francisco Eduardo L. Picanço - Graduando em Geologia e Bolsista de Iniciação Científica/UFPa

INTRODUÇÃO Nos últimos dez anos, uma densa rede de perfis de reflexão sísmica profunda foi levantada ao longo da costa brasileira. O Departamento de Geofísica da Universidade Federal do Pará em Belém tem se dedicado à avaliação e interpretação destes dados sísmicos. No âmbito de uma cooperação alemã-brasileira, perfis devem ser selecionados, reprocessados, reavaliados, e juntamente com medidas gravimétricas, reinterpretados, tendo em vista uma contribuição para a caracterização da evolução crustal da Plataforma Brasileira. A fim de tornar este trabalho possível, o Departamento de Geofísica da UFPa está equipado com uma moderna *workstation*, que objetiva, também, o treinamento de um grupo de trabalho em Belém através de pesquisadores alemães da Universidade de Karlsruhe (Alemanha). Assim, pode-se formar em Belém um centro de processamento auto-suficiente, capaz de desenvolver de forma eficiente trabalhos de pesquisa aplicada em diferentes áreas, e também permitir uma sólida orientação da formação em problemas relacionados com a pesquisa da crosta terrestre.

Os problemas geocientíficos da pesquisa da crosta continental, até uma profundidade de 10 Km, são de muitas formas interessantes, em particular para a Geofísica, Geologia, Petrologia e Geoquímica. Enquanto as camadas sedimentares têm sido muito bem estudadas, devido, em parte, ao interesse comercial existente, o conhecimento detalhado sobre a região do embasamento cristalino ainda se acha insuficiente. Muitos processos geológicos observados na superfície da Terra têm suas origens a grandes profundidades. Para um melhor entendimento de tais processos, o conhecimento da crosta cristalina

deve ser melhorado de forma incondicional. Na última década, através de grandes projetos como COCORP nos EUA, BIRPS na Grã-Bretanha, DEKORP/KTB na Alemanha, ECORS na França, entre outros, foi demonstrado que o método de reflexão sísmica possui um alto poder de resolução também em rochas cristalinas. A implantação, portanto, de um moderno sistema de processamento é de decisivo significado para o aprimoramento da capacidade científica, e adicional desenvolvimento do grupo de trabalho em Belém.

Fazem parte desta equipe de trabalho: Prof. Dr. Walter Söllner (DGf), Prof. Dr. João Carlos R. Cruz (DGf), Prof. Dr. Lourenildo W. B. Leite (DGf), Prof. Dr. João B. Sena Costa (DGI), German Callapino (Mestrando em Geofísica), Jaime Urban (Mestrando em Geofísica), Isabel Tavares (Mestranda em Geofísica), Roberto Sacasa (Doutorando em Geofísica), Paulo Brandão (Graduando em Geologia), Eduardo Picanço (Graduando em Geologia) e Lanusse Tuma (Graduando em Geologia).

SISTEMA DE PROCESSAMENTO

Para a realização deste trabalho conta-se com uma moderna estação de trabalho, pertencente ao Departamento de Geofísica da Universidade Federal do Pará, com a seguinte configuração:

- SPARCstation 20 Modelo 51 (64 MBytes memória principal, monitor colorido 20 polegadas);
- Disco 4.0 GBytes (Exterior);
- Disco 1.05 GBytes (Interior);
- Disco Flexível 3.5 pol 1.44 MBytes;

- CD- ROM 644 MBytes;
- Drive para fita magnética (Exabyte) 5.0 GBytes;
- Impressora HP Laserjet 4MV;
- FOCUS / DISCO 2D (Software de Processamento).

PROCESSAMENTO SÍSMICO Para o processamento dos dados sísmicos utiliza-se a técnica denominada CMP (*common midpoint*), em que cada ponto refletor em subsuperfície é amostrado multiplamente por diferentes pares fonte-geofone de forma a possuírem um ponto médio comum. Para a realização desta fase utiliza-se o programa SORT do pacote *Focus*. A partir disto, pode-se então realizar uma estimativa de um modelo de velocidades, através do programa VELDEF, efetuando, assim, a **análise de velocidades**, que se constitui num elemento essencial para o imageamento do modelo geológico em subsuperfície. Com o modelo de velocidades construído para cada traço, pode-se efetuar a **correção dinâmica**, que se relaciona à compensação do atraso no tempo de chegada do sinal no domínio CMP. Este método também é chamado de **correção normal moveout** (NMO). Esta técnica somente é exata para meios com velocidades constantes sobre refletores horizontais; caso contrário, para refletores inclinados, faz-se o uso da técnica **dip-moveout**. Com a finalidade de reduzir a amplitude de porções indesejáveis do traçado sísmico, utiliza-se a técnica de processamento denominada de **silenciamento** (*muting*), executada pelo programa MUTE, que proporciona a supressão das interferências causadas, por exemplo, por ondas de refração, ondas diretas etc., que constituem os assim chamados "ruídos". Finalmente, pode ser obtida uma seção empilhada através da soma de diferentes traços sísmicos relacionados com

um ponto médio comum. Neste processo, chamado de **empilhamento** (*stacking*), os dados CMP são transformados para o domínio **afastamento-nulo** (*zero-offset*). O empilhamento fornece uma imagem aproximada (fig. 1) do modelo geológico em subsuperfície, que será melhorado através da aplicação da **migração** tanto nas suas fases pré e pós-empilhamento.

Os procedimentos acima descritos tiveram como base os trabalhos de Lindseth (1982), Yilmaz (1987) e o manual do *Focus*.

CONCLUSÃO Para o processamento de dados de sísmica profunda da Plataforma Continental Brasileira, podem ser melhoradas as técnicas *standard* existentes no pacote *Disco (Focus)* da *workstation* adequada ao tratamento de dados sísmicos. Técnicas em particular, as quais nos últimos dez anos foram desenvolvidas pelo grupo de trabalho em Karlsruhe, e que dizem respeito ao processamento e a interpretação de dados de sísmica profunda, devem ser implementadas e aplicadas no pacote *Disco*. No contexto em foco, deve-se dar continuidade à pesquisa conjunta entre Brasil e Alemanha, no que se refere ao aprimoramento das técnicas existentes e desenvolvimento de novas técnicas de imageamento sísmico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- COGNISEIS DEVELOPMENT 1994. *Focus Reference Manual*. Houston, TX.
- LINDSETH, R. O. 1982. *Digital Processing of Geophysical Data, A Review*. Teknica Resource Development Ltd., Alberta, Canada.
- YILMAZ, Ö. 1987. *Seismic Data Processing*. Soc. Explor. Geophys., Tulsa.

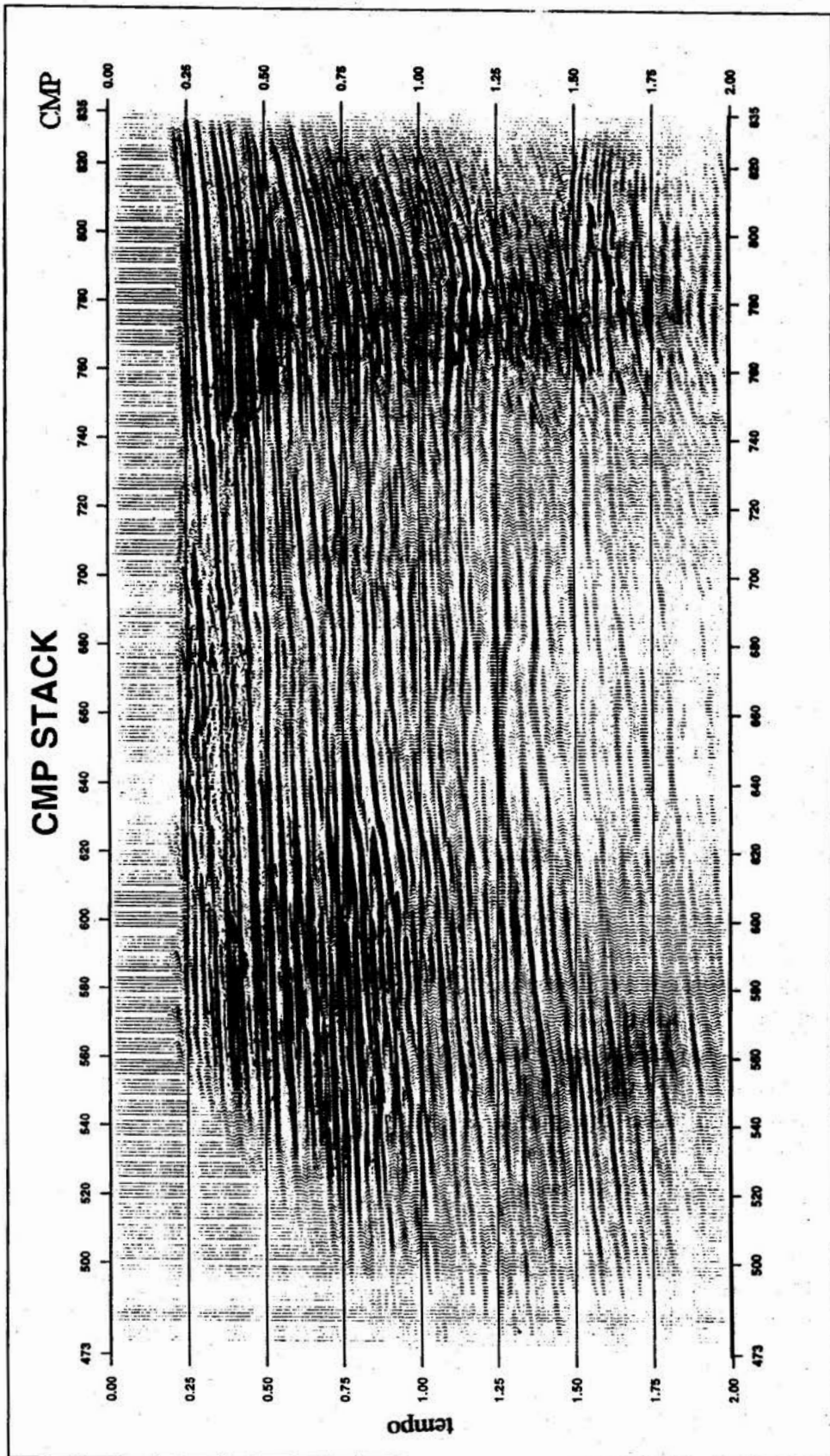


FIGURA 1 - Seção empilhada com o método CMP utilizando-se o pacote de processamento sísmico Focus 2D.

O GEOPROCESSAMENTO NA CPRM - BELÉM

Lobato, T.A.M.; Vale, A.G.; Martins, R.C.; Angélica, R.S., Carvalho, A.D.
CPRM – Serviço Geológico do Brasil, SUREG-BE

INTRODUÇÃO Em função dos notáveis avanços da informática nos últimos anos, a CPRM, recentemente elevada a missão de Serviço Geológico do Brasil, fez grande investimentos na área de geoprocessamento, adquirindo novos e modernos equipamentos e softwares de aplicações geocientíficas, e treinando seu pessoal técnico.

O objetivo deste trabalho é mostrar à comunidade essa nova estrutura, com a apresentação de alguns produtos que estão sendo gerados pela Superintendência Regional de Belém.

ESTRUTURA DO NÚCLEO DE GEOPROCESSAMENTO (NUGEBE) O Núcleo de Geoprocessamento da Superintendência Regional de Belém, está organizado conforme mostrado na figura 1. Na Figura 2 apresenta-se a disposição física de equipamentos e áreas de atividades.

No estabelecimento deste organograma, procurou-se subdividir a estrutura de geoprocessamento segundo as principais coordenações ou áreas temáticas existentes na Empresa - geologia/sensoriamento remoto, geofísica e geoquímica - e que vem atuando, principalmente, dentro da área do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos - PLGB, da CPRM. O produto final dessa integração multidisciplinar - o mapa geológico - passará, a partir de agora, a ser elaborado de forma digital.

TRATAMENTO DA INFORMAÇÃO Os softwares recentemente adquiridos ou em fase de aquisição pela CPRM também podem ser divididos segundo o esquema abaixo, visando atender as principais áreas temáticas anteriormente descritas e serão apresentados a seguir.

Entrada de Dados

Programas MAXICAD e GS MAP

O MAXICAD é um sistema tipo CAD, para criação e manutenção de mapotecas digitais. Trata questões cartográficas, como Sistemas de projeções, datums de referência e coordenadas geográficas.

Opera grandes originais digitais, sem degradação, a formatação de mapas digitais a partir de imagens rasterizadas, mesas digitalizadoras e interfaces em restituidores aerofotogramétricos, cria simbologias em função dos objetivos do usuário e prepara mapas para o Geoprocessamento.

O GS MAP está em fase de aquisição para a unidade da CPRM de Belém. Destina-se a digitalização de grandes mapas, cujas áreas ultrapassem os limites de mais de um meridiano central.

Tratamento Digital de Dados Geocientíficos

- a) *Geosoft + Krigrid*: é um software aplicado para a ciência da terra. Consiste de um diretório com programas que totalizam 525 arquivos, capazes de executar inúmeros passos, a partir de um arquivo de dados (geológicos, geofísicos, geoquímicos...), obtidos no campo ou no escritório. Os arquivos são processados, para geração de mapas de gridding, de contorno, de imagens de até 3-D, além de mapas com pseudo-iluminação em todos os ângulos possíveis.
- b) *Geoquant Gráfico*: Originalmente um conjunto de 72 programas, atualmente passa por um processo de adaptação, para utilização em modo gráfico

Tratamento Digital de Imagens

- a) *ENVI* (The Environment for Visualizing Images - da Softhouse))

É um sistema de processamento de imagens

projetado e desenvolvido para a visualização e análise de dados de sensores remotos, provenientes de satélite ou de avião.

As imagens em uso são provenientes de satélite LANDSAT-5, armazenadas em CD-ROM (06 bandas) e adquiridas no INPE. A integração dos produtos resultantes do tratamento digital das cenas de satélite com as imagens digitais de dados aerogeofísicos obtidos no GEOSOFT, permite a produção de várias imagens que devem se constituir em mais uma ferramenta para a execução do mapeamento geológico básico.

Geração de Atlas Digital, Interpretação e Modelagem de Dados

Spans Explorer

É um software de análise geológica, que oferece a simplicidade de desktop de mapas, juntamente com a análise de dados associados com GIS. Pode ser usado para criar, investigar, analisar, modelar e fazer display de informações relacionadas a pontos geográficos.

Possui uma solução híbrida raster/vector, permitindo importar, analisar e modelar os principais tipos de dados geológicos.

Os produtos podem ser apresentados como mapas, data layers, cartas, imagens e textos.

Esses cinco formatos podem ser exibidos em tela simultaneamente, em janelas individuais. As janelas de data layer, mapa a carta são linkadas dinamicamente.

Programas Auxiliares

São utilizados, ainda alguns programas nas fases intermediárias dos trabalhos de geoprocessamento. Os principais são listados abaixo:

MicroSIGA: Gerenciador de bases de dados do Sistema de Informações Geológicas do Brasil, com bases documentais e georeferenciadas

Geoquant: Conjunto de 72 programas, que executa análise quantitativa de dados.

Converte: Executa conversão de dados de diversos formatos e visualiza arquivos .seq do MAXICAD.

Corel DRAW!: Utilizado em Scannerização, geração de gráficos, mapas menores que 75 x 65 cm de área, editoração eletrônica e vetorização.

Office Professional: Usado para processamento de textos, montagem de planilhas eletrônicas, gerenciamento de bancos de dados e montagem de apresentações.

Norton Utilities: Utilizado como a principal ferramenta de suporte dentro do Núcleo.

Estrutura do NUGEBE - CPRM - Belém

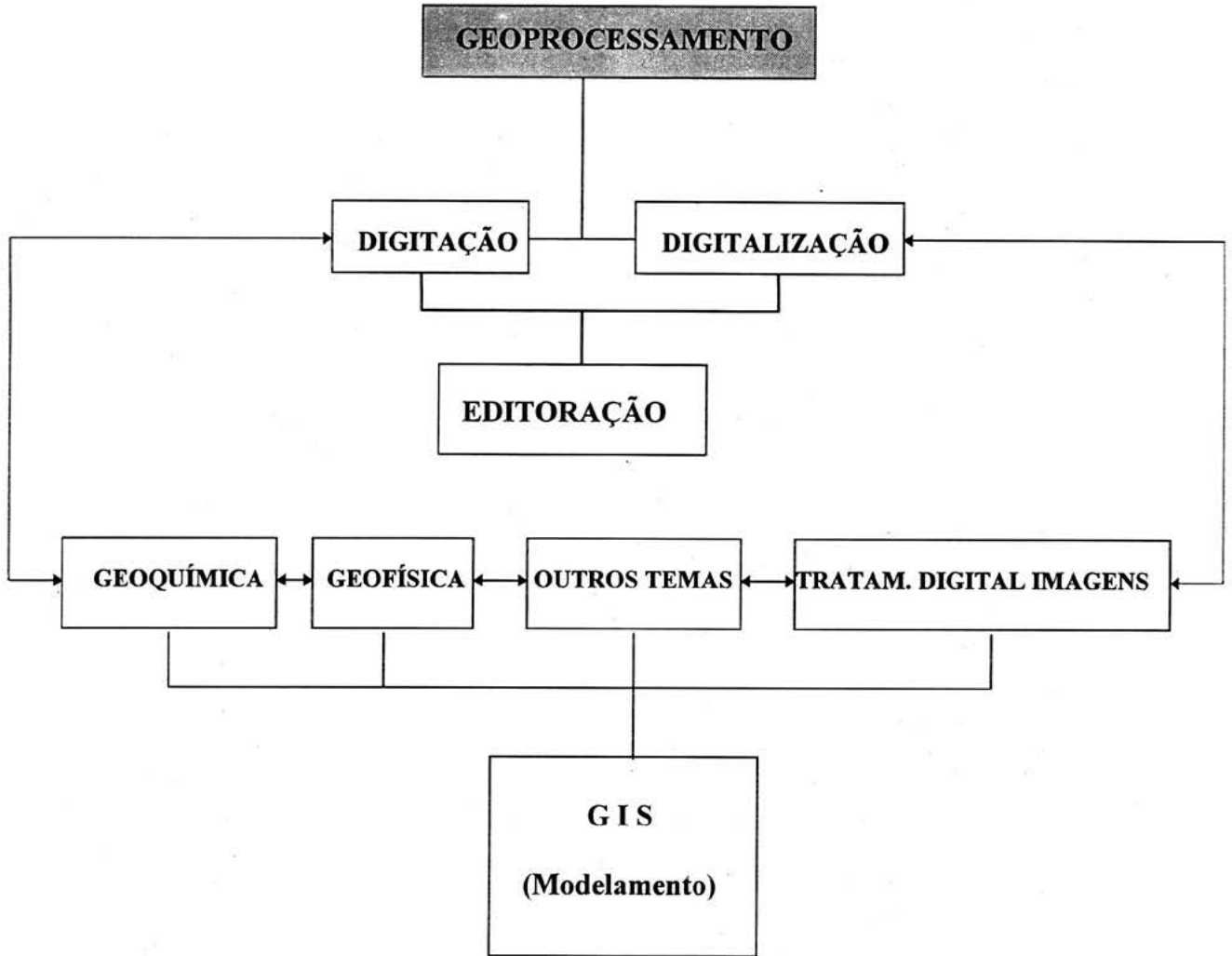


Figura 1

V Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 1996, SBG/NO, p.281-282

**SENSORIAMENTO REMOTO PARA A CARTOGRAFIA E O ESTUDO DE
ECOSSISTEMAS COSTEIROS AMAZÔNICOS
(MUNICÍPIO DE MARAPANIM, NORDESTE DO PARÁ).**

Maria Thereza PROST*, José Francisco BERREDO*, Amilcar Carvalho MENDES*, Cristina SENNA*, Maria Emilia SALES*, Sérgio A. RODRIGUES*, Altenyr SARMENTO, Maria de Nazaré BASTOS*, Salustiano V. Costa NETO*, Luis Carlos LOBATO*, Christophe CHARRON**, Frédéric HUYNH**, Frédéric BALTZER***, Jean Paul RUDANT****.

* Museu Paraense Emilio Goeldi. Av. Magalhães Barata, 376. CP 399. Belém.66040-160 Pará.

** Centro ORSTOM, Caiena. 97323. Guiana Francêsa

*** Universidade Paris XI. Lab. de Pétrologie Sédimentaire et Paléontologie. Orsay. França.

**** Universidade Pierre et Marie Curie, Paris VI. Lab. de Géologie Structurale et Télédétection. Paris 75005. França.

INTRODUÇÃO Nosso trabalho é um exemplo de aplicação do sensoriamento remoto para a cartografia e o estudo da geomorfologia costeira de áreas úmidas tropicais, nas quais inclui-se o nordeste do Pará. Os dados obtidos fazem parte do Programa "*Ecossistemas Costeiros Amazônicos*" do Departamento de Ecologia do Museu Paraense Emilio Goeldi/CNPq (94-96), executado em colaboração com o Programa Franco-Brasileiro ECOLAB (Projeto "Manguezais e Sensoriamento Remoto"-1993/96 - Centro ORSTOM, Caiena, Guiana Francêsa) e com o convênio CAPES/COFECUB 002N/94 (1994-97, Univ. Paris VI e Paris XI) sobre utilização do sensoriamento remoto radar.

Foram inicialmente realizadas cartas espaciais georeferenciadas de trechos dos litorais Norte Brasileiro (Pará e Amapá) e Guianês (Guiana Francêsa e Suriname) ao 1:250.000 (ECOLAB, 1994) e, em seguida, 2 cartas ao 1:50.000 dos Municípios de Marapanim e Salinópolis, no nordeste do Pará a partir da cena LANDSAT TM de 22 de julho de 1988 (ECOLAB, 1995).

ZONA-TESTE E METODOLOGIA Tendo em vista a problemática do trabalho (variedade dos ambientes costeiros tropicais do norte do continente sul-americano e de seus comportamentos) decidiu-se aprofundar a

pesquisa durante 24 meses (95-96) em uma zona-teste julgada significativa. O Município de Marapanim foi selecionado como sítio de trabalhos integrados de levantamento básico ao 1:50.000. Foram estudadas respectivamente a linha da costa (Algodal/Maiandeuá, Baía de Marudá, Fortalezinha, Crispim, ilhas de Itarana e de Cajutuba; PROST et al., 1994) e a zona interior (rios Marapanim, Cuiarana, zonas de Magalhães Barata e do Campo da Mangaba).

Os trabalhos de campo compreendem: controle da verdade-terreno; coleta de águas nas baías, desembocadura e estuários para determinações geoquímicas; coleta de sedimentos da planície costeira por vibracore e trado manual para estudos geoquímicos e sedimentológicos; descrição dos perfis laterais e abertura de trincheiras para o estudo de solos; estudo taxonômico e fitosociológico em transectos morfo-botânicos nos diferentes ecossistemas; análises de laboratório, etc...

Os tratamentos de sensoriamento remoto foram efetuados, com o apoio da SUDAM, inicialmente no ENGREF, Kourou, Guiana francêsa (1993-94) e mais recentemente no Centro ORSTOM de Caiena (1995) mediante o uso do software GEOIMAGE. As cenas recentes ERS-1 e JERS-1 (1992-1993), adquiridas no âmbito do convênio CAPES/COFECUB, deverão ser utilizadas a

partir de abril deste ano com o objetivo de atualizar os dados e efetuar análises multimodo.

PRIMEIROS RESULTADOS Identificou-se as seguintes unidades morfogenéticas costeiras:

1. Formas resultantes essencialmente da ação de *processos marinhos* (praias, flechas litorâneas, falésias, ilhas, bancos arenosos das baías, canais de maré...).
2. Formas ligadas à *ação eólica* dominante (cordões dunares da fachada atlântica, dunas internas).
3. Formas do *domínio fluvio-marinho e fluvial*, com estudo das bacias-vertentes (densidade e hierarquia da drenagem, várzeas, estuários...).
4. Um caso específico é o dos *manguezais*, ecossistema ecótono, desenvolvendo-se nas zonas baixas subcosteiras, lamosas ou areno-lamosas, salinas e/ou salobras e ao longo dos principais estuários.
5. *Baixos planaltos costeiros*, entalhados pela rede de drenagem, evoluindo por processos continentais, cobertos essencialmente por capoeiras de diferentes idades.

ESTADO ATUAL DA PESQUISA
Atualmente desenvolve-se:

- o estudo das interfaces entre formas, formações, agentes/processos morfogenéticos e ecossistemas (coberturas vegetais ecótonas, transição água doce/água salgada nos estuários, tipologia de dunas, de manguezais e de zonas alagadas, classes de solos, etc...).
- a observação, graças à análise por sensoriamento remoto e aos trabalhos de campo, das variações introduzidas pelo ciclo sazonal e inter-sazonal.

- atualização científica com treinamentos em sensoriamento remoto visando a análise, a cartografia multitemporal e multimodo e a integração TM/ERS-1.

Privilegiando-se a ferramenta do sensoriamento remoto radar - cujas características asseguram uma aquisição sistemática - e os estudos de campo, espera-se:

- obter uma melhor definição do funcionamento e do comportamento dos ecossistemas costeiros.

- identificar e quantificar as áreas a serem preservadas segundo a resolução do Conselho Nacional do Meio Ambiente (CONAMA).

- introduzir o estudo de modificações ambientais pretéritas. Estas foram percebidas por indicadores de campo e referem-se a ambientes de sedimentação, a sucessão e evolução de solos, a gradientes de vegetação... (por exemplo, podzolização das dunas internas, sedimentos lacustres, níveis de turfa, etc...)

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ECOLAB, 1994 - II Workshop. Relatório do Encontro. Coordenadoria Estadual de Meio Ambiente. Amapá. Macapá. 20p.
- ECOLAB, 1995 - Livro de Resumos Expandidos. III Workshop. Belém. Pará. Março de 1995. 151 p. Organização: M.E. SALES. MPEG.
- PROST, M.T. et. al., 1994 - O Litoral Nordeste do Pará : Dinâmica atual e aplicações do Sensoriamento Remoto (Primeiros resultados) Municípios de Marapanim, Maracanã e Salinópolis. Relatório Parcial de Pesquisa. Programa: Evolução Atual e Holocênica do Litoral do Nordeste do Pará. 55 p.

GEOTECTÔNICA

GEOLOGIA ESTRUTURAL

O QUADRO NEOTECTÔNICO DA REGIÃO NORDESTE DO ESTADO DE RORAIMA

João Batista Sena Costa. Depto. de Geologia - CG / UFPA

José Augusto Vieira Costa. Depto. de Geociências - CCSG / UFRR

INTRODUÇÃO No interior da placa Sul - Americana, sobretudo na Região Amazônica, tem sido descritos extensos segmentos transtensivos e transpressivos ligados a feixes de falhas transcorrentes dextrais orientados na direção E - W e projetados a partir do Mioceno (Costa et al., 1993; Costa et al., 1994; dentre outros). As investigações de campo na região nordeste do Estado de Roraima sugerem a existência de uma área transtensiva desenvolvida no Cenozóico à qual se vinculam os principais elementos da paisagem. Os aspectos gerais desse quadro neotectônico são apresentados neste trabalho.

GEOLOGIA ESTRUTURAL O quadro neotectônico da região é definido regionalmente como uma estrutura em cunha transtensiva alongada na direção ENE - WSW e limitada a norte e a sudeste por vários feixes de falhas transcorrentes dextrais (Fig. 01).

O domínio norte da cunha transtensiva é caracterizado por três feixes **en echelon** de falhas transcorrentes dextrais orientadas na direção E - W, que interagem através de segmentos transtensivos compostos por falhas normais orientadas na direção NW - SE e inclinadas para SW. O feixe leste ocupa a área compreendida entre o município de Normândia e a fazenda Perfeição e se destaca na topografia através de serras alinhadas com cotas de até 500 m. Em escala de afloramento observa-se principalmente nas adjacências da cidade de Normandia e na serra Xumina a presença de duplexes romboédricos e sigmoidais de dimensões decimétricas a métricas ao longo das principais falhas transcorrentes. O feixe central é realçado pela serra da Memória e demais serras adjacentes, com cotas variando de 250 a 750 m e

se liga com o feixe leste através de falhas normais NW - SE, definindo um segmento transtensivo assimétrico. A ombreira desse segmento transtensivo é realçado pelos conjuntos de serras Aviaquário e Camarão. O feixe transcorrente oeste encontra-se em território venezuelano e se liga ao feixe central através da estrutura transtensiva da região da serra Pacaraima. Nesse segmento transtensivo encontram-se as serras com cotas superiores a 900 m sugerindo rejeitos de várias centenas de metros associados às falhas normais. Tanto as falhas transcorrentes como as falhas normais se expressam no relevo através de escarpas de linhas de falha que evoluem para facetas trapezoidais. Outra evidência de soerguimento expressivo nesta região é a presença de vales suspensos ao longo de todos os blocos falhados.

O domínio sudeste da cunha transtensiva é formado por falhas transcorrentes orientadas preferencialmente na direção NE - SW, as quais limitam e seccionam os sistemas de serras da Lua, Tucano, Mucajaí etc. Embora ainda sejam poucas as informações de campo sobre este domínio, admite-se que se tratam de falhas transcorrentes dextrais com componentes de mergulho importante, a julgar pelas cotas de até 500 m nos diversos sistemas de serras. Estas falhas são também caracterizadas por anomalias de drenagens, a exemplo dos segmentos retos observados ao longo dos rios Branco, Tacutu e Maú. Eiras & Kinoshita (1988), com base na interpretação de dados sísmicos, demonstraram que as falhas normais mestras que formam a bacia do Tacutu foram reativadas como falhas transcorrentes dextrais a partir do Mioceno, com destaque para a falha Lethem ao longo da qual há segmentos transpressivos. Essa

movimentação direcional foi interpretada como reflexo da colisão entre a placa Sul - Americana e as placas de Nazca e do Caribe.

O domínio central, que corresponde ao depocentro da cunha transtensiva, é definido estruturalmente por vários feixes de falhas normais orientados na direção NW - SE que controlam o traçado geral das drenagens de terceira e quarta ordens e a orientação geral das serras. Ao jogo de blocos das falhas normais associam-se depósitos fluviais e lacustres imaturos, parcialmente laterizados, com espessura máxima de 30 metros e atribuídos à Formação Boa Vista (Melo et al., 1978). As serras isoladas em meio a vasta área peneplanizada correspondem as partes externas dos primas limitados por falhas normais. O conjunto de lagos nessa área é entendido como decorrente do bloqueio parcial do sistema de drenagem pelas falhas normais, bem como migração de canais a exemplo do que se verifica na região do sítio arqueológico de Pedra Pintada.

RELAÇÃO DO QUADRO NEOTECTONICO COM AS ESTRUTURAS ANTIGAS No domínio norte ocorrem rochas sedimentares (Supergrupo Roraima) (PINHEIRO et al., 1990), rochas vulcânicas (Grupo Surumu) (AMARAL et al., 1970) e rochas graníticas (Suíte Intrusiva Saracura) (MELO op. cit.). Neste trabalho a Suíte Intrusiva Saracura é entendida como uma unidade que engloba todas as rochas granitóides que ocorrem neste domínio. Essas unidades lito - estratigráficas estão orientadas preferencialmente na direção E - W e afetadas por várias zonas de cisalhamento dúctil interpretadas como parte de um sistema imbricado de cavalgamentos. Essas estruturas proterozóicas, durante os movimentos do Cenozóico, foram reativadas em falhas transcorrentes e normais, principalmente àquelas formadas por rochas fortemente cominuídas.

No domínio sudeste ocorrem rochas

granulíticas, gnaisses e granitos (Complexo Guianense) (MONTALVAO et alii., 1975) afetadas por zonas de cisalhamento orientadas nas direções NE - SW e NW - SE ligadas a um evento termotectônico compressivo do Pré-Cambriano. No Mesozóico as zonas de cisalhamento NE - SW e NW - SE foram reativadas em falhas normais e falhas de transferência respectivamente, resultando na bacia do Tacutu (Eiras & Kinoshita, 1988; Costa et al., 1991). No Cenozóico as estruturas orientadas na direção NE - SW foram reativadas como transcorrências dextrais (EIRAS & KINOSHITA, op.cit.).

No domínio central afloram gnaisses migmatizados e rochas supracrustais afetados por zonas de cisalhamento dúcteis orientadas na direção NW - SE. Tais estruturas, juntamente com as falhas de transferência da bacia do Tacutu, foram reativadas como falhas normais durante a evolução cenozóica.

CONCLUSÃO O quadro neotectônico da região nordeste do Estado de Roraima é entendido genericamente no contexto de uma estrutura em cunha transtensiva decorrente da interação de dois feixes transcorrentes dextrais orientados nas direções E - W e NE - SW. As estruturas do Pré-Cambriano e do Mesozóico tiveram papel importante na formação desse arranjo geométrico, que por sua vez controlou em grande parte a esculturação do relevo e o traçado atual da rede de drenagem. Em outras palavras, a paisagem atual da região é resultante dos movimentos neotectônicos do Cenozóico, sobretudo os do Quaternário em função da existência sistemática de rios com leitos rochosos e sistemas de serras pouco dissecadas e escarpadas.

AGRADECIMENTOS Externamos os nossos agradecimentos ao Centro de Geociências da UFPA, ao PADCT - FINEP através do Processo 65920025 pelos recursos e a CPRM pela infraestrutura durante os trabalhos de campo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMARAL, G.; RAMGRAB, G.E.; OLIVEIRA, I.W.B.; MANDETA, P. & DAMIÃO, R.N. 1970. Determinações Geocronológicas e Considerações Sobre a Estratigrafia do Pré-Cambriano na Porção Setentrional do Território de Roraima. In: CONG. BRAS. GEOL., 24, Brasília. 1970. Resumo das Conferências e Comunicações. Brasília. SBG. Bol. Esp. 1: 77 - 80.
- COSTA, J.B.S.; PINHEIRO, R.V.L.; REIS, N.J. PESSOA, M.R.; PINHEIRO, S.S. 1991. O Hemigraben do Tacutu Uma Estrutura Controlada pela Geometria do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central. Geociencias-UNESP v.10. p.119-130.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BEMERGUY, R.L.; BORGES, M.S.; TRAVASSOS, W.; IGREJA, H.L.S. 1993. Aspectos Fundamentais da Neotectônica na Amazônia Brasileira. SIMPÓSIO INTERNACIONAL QUATERNÁRIO. Resumos e Contribuições Científicas. UFAM / INPA / UNESCO, 1992. Manaus . p. 103 - 106.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y. BORGES, M.S.; BEMERGUY, R.L.; SAADI, A.; COSTA Jr, P.S. 1994. Arcabouço Tectônico Meso - Cenozóico da região da Calha do Amazonas. SIMP. GEOL. AMAZ., 4, Belém, 1974. Boletim. Belém, SBG. p. 47 - 50.
- MELO, A.F.F. SANTOS, A.J. CUNHA, M.T.P. CAMPOS, J.F.D'ANTONA, R.J.G. DAMIAO, R.N. 1978. Projeto Molibdenio em Roraima. Relatório Final. DNPM/CPRM. Manaus 6v.
- MONTALVAO, R.M.G. MUNIZ, M.B. ISSLER, R.S. DALL'AGNOL, R. LIMA, M.I.C. FERNANDES, P.E.C.A. SILVA, G.G. Geologia. In Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha NA.20 - Boa Vista e parte das folhas NA.21 - Tumucumaque, NB.20 - Roraima e NB.21. Rio de Janeiro, 1975, 428p. (Levantamento de Recursos Naturais, 8).
- PINHEIRO, S.S. REIS, N.J. COSTI, H.T. 1990. Projeto Caburai. Relatório Final. DNPM/CPRM. Manaus.

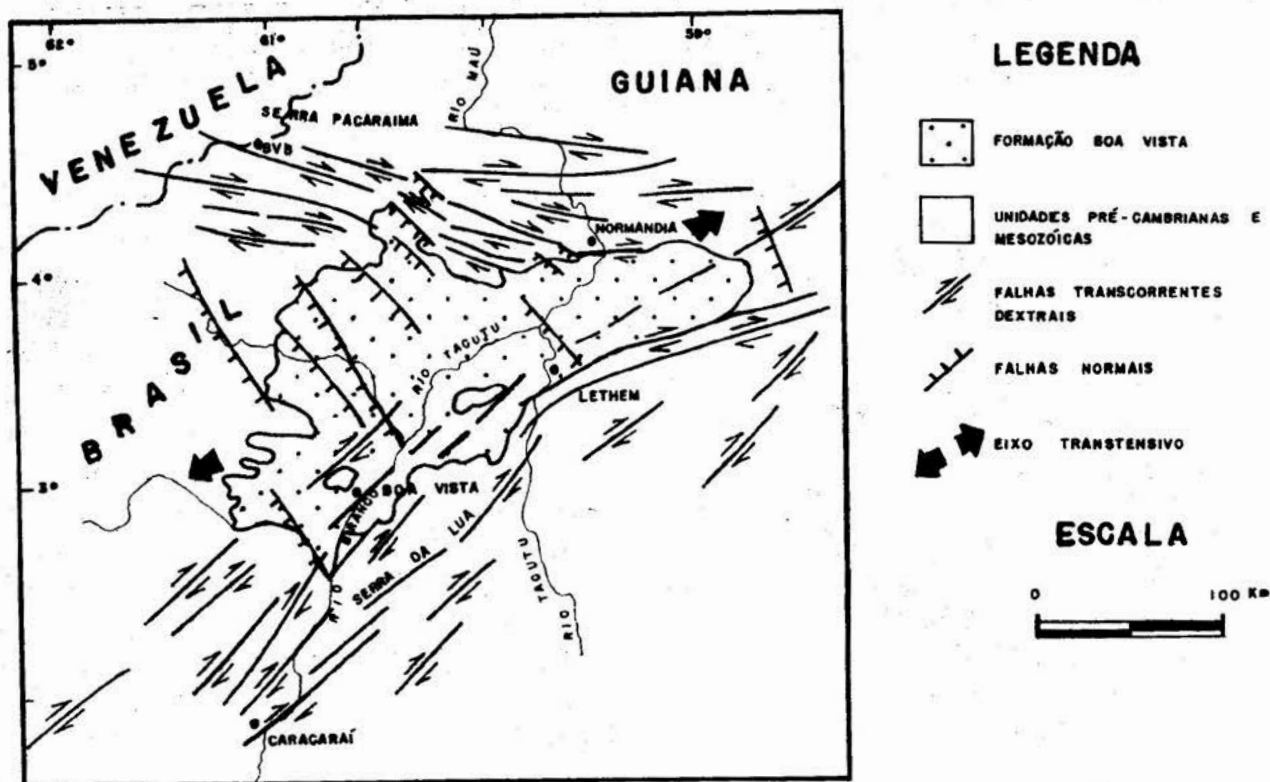


Figura 1 - Arcabouço Neotectônico da região mais setentrional do Brasil e adjacências. Trata-se de uma cunha transtensiva desenvolvida a partir do Mioceno.

GEOLOGIA ESTRUTURAL DA EXTREMIDADE OESTE DO LINEAMENTO CINZENTO

João Batista Sena Costa - Centro de Geociências/ Departamento de Geologia/UPPa

José Batista Siqueira - Centro de Ciências/Departamento de Geologia/UFC

INTRODUÇÃO A geologia estrutural da extremidade oeste do lineamento Cinzento foi descrita inicialmente como um duplex assimétrico (Salobo-Mirim), que evoluiu a partir da transtensão, seguida de transpressão e transtensão final (SIQUEIRA, 1990; COSTA & SIQUEIRA, 1991). Essa área integra o cinturão Itacaiúnas e as investigações mais recentes permitem interpretações estruturais alternativas que são apresentadas neste trabalho.

GEOLOGIA ESTRUTURAL A macroestruturação do cinturão Itacaiúnas é caracterizada pela alternância de faixas e lentes de gnaisses migmatizados, de gnaisses granulíticos, de rochas supracrustais e de granitóides, definindo o aleitamento composicional (ARAUJO *et al.*, 1988; COSTA *et al.*, 1994; dentre outros). Essa estruturação se repete na extremidade oeste do lineamento Cinzento, no caso definida por faixas contínuas de gnaisses do Complexo Xingu, alternadas com faixas e lentes de rochas supracrustais do Grupo Salobo. Embora a organização geométrica dessas unidades litológicas tenha sido fortemente modificada pelas demais estruturas, ainda é possível reconhecer que nas zonas de contato entre os principais conjuntos rochosos e mesmo no interior de lentes existe uma trama planar formada, principalmente, por minerais da fácies anfíbolito, que sugere a presença de zonas de cisalhamento. Nos xistos magnéticos a trama planar é caracterizada pela orientação preferencial de cristais de fialita, magnetita e granada, e nos quartzitos ela é definida pelos cristais de quartzo e silimanita.

Como ainda não foi possível restaurar a geometria e a cinemática inerentes a esse quadro

estrutural mais antigo, admite-se, por analogia com as áreas melhores conhecidas a sul dessa região, que o aleitamento composicional está relacionado com a propagação de cavalgamentos dúcteis, os quais impuseram imbricações importantes nas unidades litológicas,

A geologia estrutural do duplex Salobo-Mirim já foi discutida por SIQUEIRA (1990), COSTA & SIQUEIRA (1991) e SIQUEIRA & COSTA (1991). No entanto, é importante enfatizar alguns aspectos que ajudam a entender melhor o desenvolvimento dessa estrutura, a saber:

1.a forma de uma lente assimétrica do duplex é decorrente da existência de uma zona de cisalhamento retilínea na parte sul, a partir da qual divergem zonas de cisalhamento menores que se juntam em direção a norte e definem a zona de cisalhamento curvilínea. Esse tipo de estrutura foi denominado de duplex assimétrico por WOODCOCK & FISCHER (1986) e *ripout* por SWANSON (1989);

2.grande parte do desmembramento dos pacotes de rochas supracrustais em lentes se deve a propagação de zonas de cisalhamento. Essa geometria se acha bem ilustrada ao longo da zona de cisalhamento retilínea, a qual deve representar a estrutura mestra do sistema transcorrente;

3.tanto a zona de cisalhamento retilínea como as zonas de cisalhamento secundárias devem ter sido projetadas sobretudo nas zonas de contato, que correspondem a zonas de fraqueza estabelecidas durante a formação do aleitamento composicional. Admite-se que uma megalente de gnaiss na parte oeste do duplex controlou de modo importante a orientação geral das zonas de cisalhamento secundárias e da zona de cisalhamento curvilínea.

4. ao longo das zonas de cisalhamento as rochas foram fortemente cumineadas e transformadas em milonitos de granulação fina a média em condições térmicas de fácies xisto verde. Esse evento metamórfico-deformacional propiciou a remobilização dos sulfetos e a consequente reconcentração em estruturas extensionais.

Com base na interpretação de vários produtos de sensores remotos, foi possível individualizar quatro feixes principais de zonas de cisalhamento transcorrentes; elas têm direção NW-SE, afetam a estruturação do duplex Salobo-Mirim e impõem modificações importantes na sua geometria. Para fins de descrição os feixes foram denominados de 1, 2, 3 e 4.

O feixe 1 situa-se no extremo leste da área e corresponde a uma estrutura elítica e simétrica, formada por várias zonas de cisalhamento que se ligam em direção as extremidades noroeste e sudeste; trata-se de um duplex, provavelmente transpressivo, desenvolvido ao longo de uma zona transcorrente orientada na direção WNW-ESE. A propagação dessas zonas de cisalhamento reorientou as estruturas mais antigas para a direção NW-SE, tanto no contexto do embasamento, quanto no das rochas supracrustais, mas na parte centro-norte do duplex a trama planar dos gnaisses adquire orientação NNW-SSE.

O feixe 2 ocupa a parte centro-leste da área e é caracterizado por um cordão de sigmóides que passa, em direção a noroeste, para um duplex simétrico. No extremo sudeste as estruturas internas do cordão de sigmóides, no domínio do embasamento, provavelmente impuseram desmembramentos em um pacote de xistos intercalados nos gnaisses e rotacionaram as várias frações para a direção NW-SE, a exemplo do que se verifica na trama planar dos gnaisses; esse quadro se repete no domínio das rochas supracrustais do Grupo Salobo. O duplex interage com o cordão de sigmóides na sua extremidade sul e suas zonas secundárias convergem para uma zona principal de direção WNW-ESE, a qual impõe forte deslocamento na

zona de cisalhamento curvilínea do duplex Salobo-Mirim. É oportuno ressaltar que muitos segmentos das zonas de cisalhamento desse feixe coincidem com as zonas de cisalhamento secundárias do duplex Salobo-Mirim.

O feixe 3 localiza-se na parte central da área e compreende um duplex composto de vários duplexes menores. Trata-se de uma estrutura geometricamente complexa que pode ter sido desenvolvida a partir de um cordão de sigmóides instalados, sobretudo, no contato de uma megalente de gnaisses com os pacotes de rochas supracrustais do Grupo Salobo. Embora esse complexo de estruturas tenha sido fortemente controlado pelas zonas de cisalhamento secundárias do duplex Salobo-Mirim, verifica-se que o seu prolongamento para noroeste propiciou deslocamentos quilométricos na zona de cisalhamento curvilínea, realçados pelos rompimentos dos pacotes de rochas supracrustais. Em direção a sul observam-se também expressivas mudanças na posição espacial dos pacotes de rochas supracrustais intercaladas nos gnaisses do embasamento.

O feixe 4 ocupa o extremo oeste da área e reúne, de fato, seis zonas de cisalhamento discretas, ao longo das quais existem duplexes e cordões de sigmóides. A exemplo das demais faixas, essas estruturas impõem segmentação na zona de cisalhamento mestra do duplex Salobo-Mirim e no aleitamento composicional do embasamento.

Em termos regionais o feixe 4 parece representar o prolongamento para norte da estrutura em rabo-de-cavalo desenvolvida na terminação oeste da falha Carajás. Os demais feixes devem representar zonas de cisalhamento X ligadas a manifestações tardias do binário sinistral de direção E-W que atuou durante a evolução do cinturão de cisalhamento Itacaiúnas.

TECTÔNICA O quadro tectônico da extremidade oeste do lineamento Cinzento é entendido através de três movimentos principais ligados a evolução do cinturão Itacaiúnas.

O movimento mais antigo gerou o embutimento de pacotes e camadas de rochas supracrustais do Grupo Salobo em meio aos gnaisses do Complexo Xingu, resultando no aleitamento composicional. Durante essa movimentação deve ter dominado a propagação de cavalgamentos dúcteis em um regime compressivo oblíquo e acompanhada por transformações minerais em fácies anfíbolito. Face a intensidade da deformação foram introduzidas modificações importantes nas relações espaciais originais entre as principais unidades litológicas, resultando em faixas e lentes de rochas muito deformadas e frações de rochas insentas de deformação, a exemplo de quartzitos maciços, e formações ferríferas bandadas; tal fato se deve a heterogeneidade do processo de deformação.

O segundo movimento gerou o duplex Salobo-Mirim em regime de transtensão sob condições térmicas de fácies xisto verde. O desenvolvimento dessa estrutura é entendido através dos seguintes passos: individualização da zona de cisalhamento retilínea que se instalou, principalmente, no contato de um pacote de quartzitos com os gnaisses; propagação de zonas de cisalhamento secundárias a partir da zona de cisalhamento retilínea. Tais zonas em direção a norte projetam-se na interface rochas supracrustais-gnaisses e passam a definir a zona de cisalhamento curvilínea. Admite-se que a geometria do aleitamento composicional controlou a forma assimétrica do duplex, no caso destaca-se a presença de uma megalente de gnaiss no extremo oeste da área.

O terceiro movimento corresponde a propagação de zonas de cisalhamento transcorrentes dúcteis e entendidas como decorrentes de manifestações tardias da movimentação direcional que passou a

predominar a partir da individualização do lineamento Cinzento. Dessa movimentação resultaram as modificações geométricas no duplex Salobo-Mirim, sobretudo em termos de segmentação das zonas de cisalhamento retilínea e curvilínea pelas zonas de cisalhamento tipo X. Tais modificações se expressam também na estruturação mais antiga, no domínio do embasamento.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAÚJO, O. J. B.; MAIA, R. G. N.; JOÃO, X. S. J.; COSTA, J. B. S. 1988 . A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. IN: CONG. LAT. AMER. GEOL., 7, Belém, 1988. *Anais...Belém*, SBG, p. 324 - 338.
- COSTA, J. B. S. & SIQUEIRA, J. B. 1991. Trantração e transpressão ao longo do lineamento Cinzento. *REV. BRAS. GEOC.*, 20 (4-20):234-328.
- COSTA, J. B. S.; ARAÚJO, O. J. B.; JOÃO, X. S. J.; MAIA, R. G. N.; MACAMBIRA, M. B.; VALE, A. G.; SANTOS, A.; PENA FILHO, J. I. C.; NEVES, A. P. 1994 . Panorama tectônico estrutural da região sudeste do Estado do Pará. IN: SIMP. GEOL. AMAZ., 4, Belém, 1994. *Anais...Belém*, SBG, p. 314 - 317.
- SIQUEIRA, J. B. 1990 . Organização litoestrutural do duplex Salobo-Mirim, Serra dos Carajás, PA. Belém. 125p. (Dissert. Mest. Belém, CG/UFPa).
- SWANSON, M. T. 1989 . Sidewall ripouts in strike-slip faults. *Journal of Structural Geology*, 11 (8) 933-948
- WOODCOCK, N. H. & FISCHER, M. 1986 . Strike-slip duplex. *Journal of structural Geology*. 6 (7) 725-735.

COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DO ORÓGENO GURUPI E DAS JANELAS PRÉ-CAMBRIANAS DA PROVÍNCIA PARNAÍBA

Costa, J.L. da; Almeida, H.G. de; Ricci, P. dos S.F.
CPRM - Serviço Geológico do Brasil, SUREG-BE

O Cráton São Luís - Oeste Africano (CSLOA) pode ser analisado de dois modos distintos: (1) o "clássico", de macrodônios arqueanos que sofreram rejuvenescimento isotópico e/ou reciclagem crustal no Proterozóico Inferior (Hasui et al., 1984), e (2) "moderno", de um mosaico de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos, estes últimos formados por acreção crustal juvenil, baseados em idades Sm-Nd, U-Pb, Pb-Pb e Rb-Sr (Abouchami et al., 1990; Boher et al., 1992 Taylor et al., 1992).

Os orógenos pericratônicos (Rockelide-Araguaia, Gurupi e Médio Coreá-Daomeiano) e as supracrustais do tipo Supergrupo Baixo Araguaia, Grupo Gurupi e Grupo Martinópole também originam interpretações geotectônicas muito controversas e voláteis em duração: evolução paleo X neoproterozóica, mono x bicíclica.

Igualmente rica em controvérsias é a compartimentação das janelas pré-fanerozóicas da Bacia do Parnaíba. Para alguns autores, os granitóides da região de Mirasselve, Tracuateua e Bragança fazem parte do domínio cratônico (Wanderley Filho, 1980; Cordani et al., 1984; PETROBRÁS, 1987), enquanto outros os consideram como parte do Orógeno Gurupi (OG), a exemplo de Borges et al. (1994).

Dados geológicos multi e transdisciplinares coligidos (abordagem holística), elaborados pelo Projeto Integração da Folha São Luís ao Milionésimo, executado pela CPRM (Almeida no prelo), procuraram discutir e equacionar parcialmente algumas dessas questões. Estabeleceu-se a seguinte compartimentação tectônica (Fig. 01):

DOMÍNIO CRATÔNICO Adotou-se como

critério de reconhecimento desses terrenos a antiguidade e estabilidade das rochas em relação aos sistemas Rb-Sr e, principalmente, K-Ar. Estruturalmente, separou-se domínios com "trend" preferencialmente NNE-SSW (CSLOA) daqueles com direção NW-SE (OG).

Em termos de granitogênese, distinguiu-se os granitóides com idades Pb-Pb em zircão > 2.0 G.a (Suíte Tromai e os corpos de Rosário, Tracuateua e Mirasselve) do "front" granítico do tipo Ney Peixoto, com idades Pb-Pb brasileiras (Gaudette, com. verbal; Moura, com. verbal). Nesse sentido, as janelas da região de Bragança, Mirasselve, Tracuateua, Rosário, bem como o interflúvio Piriá-Maracaçumé, próximo à costa, são considerados como sendo plataforma antiga ou pré-brasiliana, tanto para os sistemas Rb-Sr e K-Ar como Pb-Pb (>1.9 G.a). Até uma certa distância do litoral, o embasamento das bacias Bragança-Vizeu, São Luís e Ilha Nova também é mais velho que 1.0 G.a (PETROBRÁS, 1987), confirmando a existência, em subsuperfície, desses terrenos estáveis até para o sistema K-Ar.

Reforçando esta tese quase consensual entre os autores, a estruturação dos granitóides da Suíte Tracuateua (Costa, no prelo) varia de isotrópica à foliada segundo a direção NNE, em nítida concordância estrutural com os granitóides eburneanos peraluminosos, sincolisionais, da Província "Man Shield" (Ivory Coast), no lado africano (Liégeois et al., 1991).

ORÓGENO GURUPI Constitui-se numa pequena paleobacia invertida, com magmatismo pré (nefelina-sienito), sin (granitos à duas micas), tardi (biotita-granodiorito megaporfírico) e pós-colisional

(biotita-monzogranito) associado. Por se tratar de uma janela pouco expressiva, de um hipotético cinturão de cisalhamento maior, recomenda-se cautela nas hierarquias geotectônicas adotadas, sendo preferíveis as denominações Faixa de Cisalhamento ou, simplesmente, Orógeno Gurupi (OG), em alusão à toponímia escolhida por Almeida (1967) e mantida por outros autores pioneiros, denominação esta amplamente enraizada na literatura.

O OG caracteriza-se por generalizada assinatura neoproterozóica dos sistemas Rb-Sr e K-Ar (Hurley et al., 1967; Almaraz & Cordani, 1969; Villas, 1982 e Lowell & Villas, 1983), sendo que as primeiras idades Pb-Pb brasileiras já começaram a surgir (Gaudette, com. verbal).

As hipotéticas idades K-Ar de 2.0 Ga em ardósias do embasamento da Bacia Bragança-Vizeu (Amaral, 1974), e em filitos na foz do Rio Gurupi (Hurley et al., op. cit.), não fazem parte da moderna concepção do Grupo Gurupi, mas sim, de metassedimentos birrimianos do Grupo Aurizona (Pastana et al., no prelo), do CSLOA. Assim sendo, o OG, no seu moderno entendimento, refinado por Pastana et al. (1994) e PETROBRÁS (op. cit.), pode ser compartimentado nos domínios longitudinais propostos por Costa (no prelo) e Almeida (no prelo).

DOMÍNIO OROGÊNICO EXTERNO

Também chamado de "foreland belt", cinturão de antepaís, domínio pericratônico, "foreland" ativo deformado, domínio para-alóctone ou sub-alóctone, cinturão milonítico "frio" ou de domínio transicional. Possui largura máxima de 22 km à altura do Rio Piriá (Fig. 01) e apresenta as seguintes características:

- Trama tectônica do tipo clivagem ardosiana, com protólitos, texturas e estruturas sedimentares localmente preservadas (metagrauvas, metassiltitos, metarenitos e metargilitos);
- O regime tangencial puro ou de rampas frontais é, estatisticamente, de baixíssimo ângulo (10°), mudando, no sentido longitudinal, para um corredor de

cisalhamento transcorrente que retrabalhou a borda do CSLOA no interflúvio Gurupi-Maracaçumé (Pastana et al., 1994);

- As condições térmicas estimadas para esse domínio são em torno de 270-300°C, nos metassedimentos da Formação Rio Piritóro (Costa et al., neste simpósio);
- A deformação é do tipo epidérmica ou tectônica pelicular delgada;
- Crosta não espessada, com restos de terreno granito-"greenstone" da unidade Tonalito Itamoari, descrito por Pastana et al. (no prelo);
- Ausência de magmatismo sincolisional;
- Embasamento metamórfico não envolvido, com ausência de cunhas "quentes" embutidas (Complexo Maracaçumé);
- Sedimentação molassóide pós-colisional, dada pelos conglomerados polimíticos, grauvas e arcóseos seixosos da Formação Piriá (Costa, no prelo);
- Ambiente marinho de plataforma profunda (Costa, 1985; Costa et al., neste simpósio).

DOMÍNIO OROGÊNICO INTERNO

Também denominado de "thrust belt", domínio orogênico alóctone, sistema de cavalgamento, cinturão milonítico "quente" e faixa móvel.

Apresenta uma largura máxima de 48 km e possui as seguintes características:

- Trama tectônica do tipo xistosidade nos mica-xistos que, nas partes mais internas, evolui para um bandamento, formando xistos gnaissóides (Costa et al., neste simpósio);
- As rampas frontais são de baixo a moderado ângulo (30-40°), e passam, longitudinalmente, para um corredor de cisalhamento transcorrente no interflúvio Gurupi-Maracaçumé;
- A tectônica é do tipo pelicular espessa ("thick skinned");
- A crosta se apresenta espessada, rica em magmatismo sincolisional e com cunhas "quentes" do embasamento metamórfico que foi envolvido (Complexo Maracaçumé);
- A sedimentação é marinha de plataforma profunda, passando para turbiditos proximais de provável paleotalude, com calcixistos

associados às metagrauvas, até turbiditos distais (Costa et al., neste simpósio);

- O metamorfismo alcançou temperaturas de 425-560°C, em fácies xisto verde alto a epidoto-anfibolito ou mais elevado, nas metagrauvas da Formação Vila Cristal (Costa et al., neste simpósio). O não aparecimento de estauroilita ou andaluzita nessas rochas se justifica, segundo Yardley (1994), por não se tratar de pelitos puros (composição ideal), e sim, de semi-pelitos, ou rochas de composição inadequada.

CONCLUSÕES A passagem do domínio externo para o interno se dá tanto por cavalgamento dúctil oblíquo como por transcorrências e, até mesmo, falhas. Esta zona é assinalada, também, por um nítido "front" granítico alinhando os granitóides Maria Suprema, Japiim, Cantão, Ourém e os recentes corpos descritos na Baía de Curuçá, por geólogos da UFPa.

- Recentes datações Sm-Nd e U-Pb em vulcânicas do Grupo Martinópolis (Santos et al., 1995) indicam que a Faixa Médio Coreá, pericratônica ao CSLOA, sofreu evolução monocíclica no Brasileiro;

- A outra faixa pericratônica ao CSLOA, que é o Cinturão Araguaia, também aponta para uma evolução brasileira, baseada em idades Pb-Pb em zircão (Moura & Gaudette, 1992). As primeiras idades por esse método, no magmatismo orogênico da Faixa Gurupi (Gaudette, com. verbal) indicam que é muito improvável uma evolução diferente para esse orógeno, em relação aos demais.

- A ausência de coberturas mesoproterozóicas a sul-sudoeste do CSLOA é mais uma evidência de que o OG não pode ser de idade paleoproterozóica, como argumentam alguns autores.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABOUCAMI, W. et alii. 1990. *J. Geophys. Res.*, 95, NB11: 605-617.

AMARAL, G. 1974. TESE. Inst. Geoc. Univ. S. Paulo. São Paulo.

ALMARAZ, J.S.U. & CORDANI, U. G. 1969. 23º Cong. Bras. Geol., Salvador (Boletim Especial,1).

ALMEIDA, F.F.M. de 1967. Bol. 241, DNPM, Rio de Janeiro.

ALMEIDA, H.G. de (no prelo). Projeto Integração da Folha São Luís/SA.23. CPRM.

BOHER, M. et alii. 1992. *J. Geophys. Res.*, 97:345-369.

BORGES, M.S. et alii. 1994. 35º Cong. Bras. Geol., Belém, Anais, 6: 2689-2703.

CORDANI, U. G. et alii. 1984. Petrobrás CENPES, SINTEP, Rio de Janeiro, 70p.

COSTA, J.L. da (no prelo). Programa de Levantamentos Geológicos Básicos. Folha Castanhal. SA.23-V-C. CPRM.

COSTA, M.L. 1985. 2º Simp. Geol. Amaz. Belém, SBG, Anais, 2:18-32.

HASUI, Y. et alii. 1984. In: F.M. Almeida e Y. Hasui (Editores), Edgard Blücher, São Paulo, 378p.

HURLEY, P.M. et alii. 1967. *Science*, 157 (3788): 495-500.

LIÉGEOIS, J.P. et alii. 1991. *Precambrian Research*, 50:111-136.

LOWELL, G.R. & VILLAS, R.N.N. *Geological Journal*, V. 18:53-75.

MOURA, C.A.V. & GAUDETTE, H.E. 1992. 37º Cong. Bras. de Geol., São Paulo, V. 1, p. 316-317.

PASTANA, J.M. do N. et alii. (no prelo). Programa de Levantamentos Geológicos Básicos. Folhas Turiaçu-Pinheiro. SA.23-V-D e SA.23-Y-B. DNPM/CPRM.

PASTANA, J.M. do N. et alii 1994. 38º Cong. Bras. Geol. Camboriú, Anais, 1: 212-214.

PETROBRÁS. 1987. Seminário Sobre Rifts Intracontinentais, Rio de Janeiro, DEPEX.

SANTOS, T.J.S. et alii. 1995. 5º Simp. Nac. Estudos Tectônicos, Gramado, SBG. p. 81-83.

TAYLOR, P.N. et alii. 1992. *Precambrian Research*, 56: 97-111.

VILLAS, R.N.N. 1982. 1º Simp. Geol. Amaz. Belém, SBG, V.1, p. 233-247.

WANDERLEY Filho, J.R. 1980. 31º Cong. Bras. Geol., Camboriú, Bol. Esp. 2:426.

YARDLEY, B.W.D. 1994. Introdução à Petrologia Metamórfica. Ed. Universidade de Brasília, 340p.

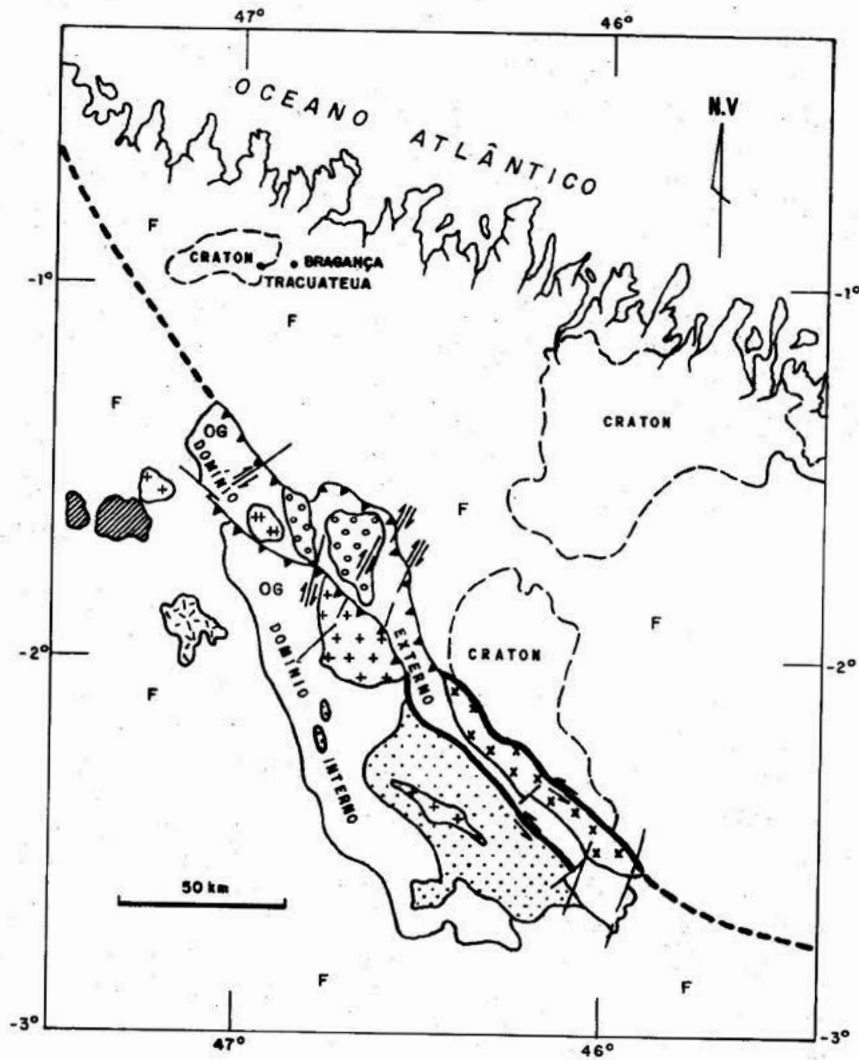


FIG. 1 - COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DO ORÓGENO GURUPI



O QUADRO NEOTECTÔNICO DO INTERFLÚVIO XINGU-ARAGUAIA, SUDESTE DO ESTADO DO PARÁ

João Batista Sena Costa-UFPA/CG/ DGL

Ruth Léa Bemerguy-UFPA/CG/ DGL

Ednaldo Oliveira Rozal-UFPA/CG

Claúdia Vilhena do Espírito Santo-UFPA/CG/ CPGG

INTRODUÇÃO Os elementos estruturais fundamentais do quadro neotectônico da região sudeste do Estado do Pará foram delineados com base na análise da rede de drenagem. O tratamento estatístico das lineações e lineamentos de drenagem e os dados de campo revelaram a existência de vários feixes de descontinuidades orientados preferencialmente nas direções N-S, NE-SW, E-W, e NW-SE, e decorrentes de movimentos tectônicos do Cenozóico. A natureza e o desenvolvimento dessas estruturas são apresentados e discutidos neste trabalho.

CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO

O panorama geomorfológico da área inclui porções expressivas do Planalto Dissecado do Sul do Pará e da Depressão Periférica do Sul do Pará (Boaventura, 1974). O primeiro compreende as áreas mais elevadas expressas por serras que raramente ultrapassam 700 m sustentando o topo do relevo. A segunda, representada pelas regiões mais rebaixadas, engloba pequenos morros e colinas ao nível de 200 m que compõem a base do relevo. Na área do interflúvio Xingu-Araguaia, Espírito Santo & Bemerguy (1995), com base na definição de sistema de relevo na concepção de Cooke & Doornkamp (1974) caracterizaram vinte e dois sistemas de relevo entre serras, morros, morrotes, colinas planícies e terraços aluviais. A drenagem principal é representada, a oeste, pelo rio Tocantins e seus afluentes Araguaia e Itacaiunas, e, a leste, pelo Xingu e seus afluentes, destacando-se o rio

Fresco; a orientação geral dos rios Xingu, Araguaia e Tocantins é norte-sul.

O quadro geológico da área é caracterizado por conjuntos principais de unidades litológicas. O conjunto mais antigo, de idade arqueana, inclui gnaisses diversos, granitos pouco e muito deformados e vários tipos de sequências de rochas supracrustais estruturadas preferencialmente nas direções E-W e WNW-SSE, e pertencentes ao terreno granito-greenstone de Rio Maria e aos cinturões de cisalhamento Pau D'arco e Itacaiunas (Araújo et al 1994; Costa et al, 1994 e Costa et al, no prelo). O outro conjunto, desenvolvido no Proterozóico Inferior a Médio, abarca sequências vulcânicas e sedimentares e granitos anorogênicos afetados por falhas normais e cavalgamentos de direções NW-SE e WNW-ESE e falhas transcorrentes orientadas nas direções NE-SW e NNE-SSW; esse quadro lito-estrutural resultou da atuação de um evento distensivo seguido de compressão (Costa & Hasui, 1991). o terceiro conjunto refere-se a metassedimentos e metaígneas vinculadas ao Supergrupo Baixo Araguaia e decorrentes da instalação do cinturão Araguaia, cuja estruturação envolve sistemas imbricados de cavalgamentos dúcteis orientados na direção N-S e incluídos para E, além de zonas transcorrentes NW-SE NNW-SSE (Hasui & Costa, 1990). um outro conjunto de estruturas corresponde a falhas normais submeridianas e falhas de transferência NE-SW ligadas ao evento extensional do Mesozóico (Costa et al, 1991).

ESTRUTURAS NEOTECTÔNICAS As estruturas neotectônicas foram agrupadas em três conjuntos principais de falhas com base nas suas orientações e naturezas. O conjunto mais antigo corresponde a falhas normais orientadas nas direções N-S e NNE-SSW, concentra-se nas regiões nordeste, centro-leste, sudeste e centro-oeste da área e controlaram extensos segmentos dos rios Fresco, Riozinho, Itacaiunas, Parauapebas, etc. O segundo conjunto compreende pelo menos quatro feixes de falhas transcorrentes orientados nas direções E-W, que se concentram principalmente na parte centro-norte da área; tais falhas se ligam através de falhas normais orientadas na direção NW-SE, definindo várias estruturas romboédricas transtensivas. Essas estruturas controlam os principais afluentes dos rios Araguaia, Fresco, Itacaiunas e Parauapebas. O terceiro conjunto diz respeito a falhas transcorrentes orientadas na direção NE-SW, que exerce forte influência na orientação de vários trechos dos rios Cateté, Carapanã, Xingu, Fresco, Araguaia, etc.

Em termos evolutivos, entende-se que as falhas normais submeridianas individualizaram-se provavelmente no Terciário Superior, a partir da reativação dos cavalgamentos dúcteis do Cinturão Araguaia e das falhas normais mesozóicas que definem a borda oeste atual da bacia do Parnaíba. Em seguida, projetaram-se as falhas transcorrentes E-W e as falhas normais NW-SE fortemente influenciadas pelas orientações das zonas de cisalhamento e falhas criadas no Pré-Cambriano. As falhas transcorrentes NE-SW aparentemente seccionaram todas as demais estruturas e devem ter sido originadas a partir da reativação das falhas de transferência do Proterozóico e do Mesozóico no Quaternário. Com relação ao desenvolvimento do sistema de drenagem, sugere-se que os sistemas Xingu, Araguaia Tocantins instalaram-se a partir da individualização das falhas normais N-S, mas não se pode descartar a hipótese que considera paleossistemas de drenagem submeridianos, provavelmente do final do Cretáceo, conforme

indicados por Bemerguy & Costa (1991). Com a propagação das falhas transcorrentes E-W e falhas normais NW-SE, geraram-se importantes anomalias no sistema de drenagem a exemplo dos segmentos E-W dos rios Araguaia e Tocantins que formam o "bico do Papagaio", e de vários segmentos retilíneos NW-SE, com destaque para aqueles dos rios Xingu e Tocantins. O traçado atual da rede de drenagem mostra forte influência das falhas transcorrentes NE-SW que encerram a dinâmica neotectônica da região.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem o apoio do PADCT-FINEP através do Projeto Apoio Institucional a Pesquisa do Centro de Geociências, Sub-Projeto Evolução Tectono-Estrutural da Província Mineral de Carajás (Convênio n.º 05/92 6.5.92.005.00) e a PROPESP- UFPA pela concessão de Bolsas de Iniciação Científica do PIPES e do CNPq.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAÚJO, O. J.B.; MACAMBIRA, E. M. B.; VALE, A. G.; OLIVEIRA, J. R.; SILVA NETO, C. S.; COSTA, E. J. S.; SANTOS, A.; PENA FILHO, J. I. C.; NEVES, A. P.; JOÃO, X. S. J. & COSTA, J. B. S. 1994. Primeira Integração das Investigações geológicas do programa Grande Carajás na Região SSE do Estado do Pará. SIMP. GEOL. AMAZ., 4. Boletim de Resumos Expandidos. SBG/NO, Belém, Pará, p.299- 301
- BEMERGUY, R. L. & COSTA, J. B. S. 1991. Considerações sobre o sistema de drenagem da Amazônia e a sua relação com o arcabouço tectono-estrutural. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências da Terra 3: 77- 98.
- BOAVENTURA, R. S. 1974. Geomorfologia da Folha SB.22 (Araguaia) e parte da folha SC. 22 (Tocantins). In: Projeto RADAM, Rio de Janeiro, 1974 (Levantamento de Recursos Naturais, 4) p.

III/3-III/129.

- COOKE & DOORNKAMP, 1974. Geomorphology in Environmental Management. Claredon Press. Oxford. 405 p.
- COSTA, J. B. S.; ARAÚJO, O. J. B.; JOÃO, X. S. J.; MAIA, R. G. N.; MACAMBIRA, E. M. B.; VALE, A. G.; SANTOS, A.; PENA FILHO, J. I. C. & NEVES, A. P. Panorama Tectono-Estrutural da Região Sudeste do Estado do Pará. 1994. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4. Boletim de Resumos Expandidos. SBG/NO, Belém, Pará, p.314-317.
- COSTA, J. B. S.; ARAÚJO, O. J. B.; SANTOS, A.; JOÃO, X. S. J.; MACAMBIRA, E. M. B. & LAFON, J. M. 1995. A Província Mineral de Carajás: Aspectos Tectono-Estruturais, Estratigráficos e Geocronológicos. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi (no prelo). COSTA, J. B. S. & HASUI, Y. 1991. O Quadro Geral da Evolução Tectônica da Amazônia. SIMP. NAC. EST. TECT., 3, Bol., Rio Claro, UNESP-SBG/SP. P.142-145
- COSTA, J. B. S.; IGREJA, H. L. S.; BORGES, M. S.; HASUI, Y. 1991. Aspectos estruturais da tectônica Mesozóica da região centro-norte do Brasil. SIMP. GEOL. AMAZ., 3, SBG/NO. Belém, p.108-110.
- ESPIRÍTO SANTO, C. V. & BEMERGUY, R. L. 1995. Mapa Geomorfológico do Interflúvio Xingu-Araguaia. SEMINÁRIO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA, 6. Seção Poster. UFPA/PROPESP/CNPQ.
- HASUI, Y. & COSTA, J. B. S. 1990. O cinturão Araguaia: o novo enfoque estrutural-estratigráfico. CONG. BRAS. GEOL., 36. Natal, Anais...Belém, SBG/NO, 3: 1453-1467.

NEOTECTÔNICA NA REGIÃO DA BACIA DE SÃO LUÍS

Carlos Roberto Paranhos Ferreira Junior UFPa/CPGG

João Batista Sena Costa UFPa/CG/DGL

Ruth Léa Bemerguy UFPa/CG/DGL

Yociteru Hasui UNESP/IG

INTRODUÇÃO A região noroeste do Estado do Maranhão foi investigada visando a caracterização do quadro neotectônico a partir do Mioceno. Os principais aspectos estratigráficos, estruturais e evolutivos são apresentados neste trabalho.

ESTRATIGRAFIA

Grupo Barreiras Os sedimentos do Grupo Barreiras ocorrem nas porções norte e nordeste da área, sobrepõem-se discordantemente aos sedimentos da Formação Itapecuru através de conglomerados e arenitos conglomeráticos e são encobertos por sedimentos holocênicos. As fácies identificadas acham-se reunidas nas associações A, B e C.

A associação A compreende as fácies conglomerado, arenito conglomerático e arenito maciço, ocorre no interior do continente e nas falésias ao longo do litoral, tem forma lenticularizada e possui espessura de até 2m. A associação B reúne as fácies arenito fino a médio com estratificação cruzada acanalada, arenito maciço e argilito laminado e ocorre principalmente entre as cidades de Bequimão e Alcântara; todas as facies têm geometria lenticular dominante e apresentam espessuras que não ultrapassam 2m. A associação C compreende, da base para o topo, as fácies arenito fino a siltico maciço intensamente bioturbados, argilitos com laminação plano-paralela, seguidos de arenito e argilito com estruturas *wavy e flaser*, e arenito maciço. Tais fácies limitam-se à região situada entre às cidades de Mirinzal e Cururupu.

A natureza e a distribuição das associações de fácies sugerem que a deposição do Grupo Barreiras iniciou com a instalação de leques aluviais de SSW para NNE caracterizados na área proximal por conglomerado e arenito conglomerático; na porção mais distal depositaram-se os sedimentos finos da fácies arenito maciço. Entre as áreas elevadas dos leques e a linha de costa antiga dominaram sistemas fluviais meandantes e extensas planícies de inundação, onde depositaram-se as fácies arenito com estratificação cruzada acanalada, arenito maciço e argilito com laminação plano-paralela, típicos das porções de leques caracterizadas por um grande número de canais fluviais distributários e conectados ao canal principal. Próximo à linha de costa atual os sedimentos depositaram-se sob forte influência marinha, no caso caracterizada pelas fácies arenito e argilito com estruturas *wave e flaser*, argilitos com laminação plano-paralela e argilito maciço. Define-se, portanto, um ambiente transicional dominado por marés de baixa energia, onde existiam extensas planícies de areia e lama durante a deposição do Grupo Barreiras no noroeste do Estado do Maranhão.

Sequência Holocênica Inferior Os sedimentos desta sequência ocorrem nas adjacências das cidades de Santa Helena, Pinheiro e Viana, e na parte nordeste da ilha do Cajual, e compreende duas associações faciológicas. A Associação A inclui as fácies arenito e argilito maciço, argilito com laminação plano paralela e argilito maciço, apresenta-se sob a forma de corpos tabulares com espessuras em torno de 80cm e aflora como

ilhas no interior dos lagos. A associação B reúne arenitos maciços, que ocorrem na parte nordeste da ilha do Cajual e compõem cordões de areia fina na direção NW-SE, cujos planos de acamamento são marcados por filmes de minerais pesados. Tais associações faciológicas sugerem a influência marinha durante a deposição, provavelmente relacionada com a Transgressão Flandriana. Segundo COSTA *et al.*, (1995) a origem dos depósitos encontrados nos lagos das adjacências da cidade de Viana está ligada à existência de paleomanguezais datados de 6.280 A.P.

Sequência Holocênica Intermediária A sequência intermediária ocorre na região central e nordeste e engloba duas associações. A associação A reúne as fácies conglomerado e arenito conglomerático que ocorrem capeando as colinas ou preenchendo *hemigrabens* formados pelas falhas normais de direção NW-SE e inclinadas para SW. Em direção à região central a fácies conglomerática dá lugar à fácies arenitos conglomeráticos intercalados com arenitos maciços. A associação B compreende as fácies arenito maciço e argilito laminado, as quais ocorrem intercaladas formando pacotes de até 70 cm de espessura e limitam-se às planícies de inundação colmatadas e aos lagos; tais fácies destacam-se pela intensa fito e bioturbação.

A origem desta sequência está vinculada aos desnivelamentos de blocos impostos pelas falhas normais de direção NW-SE nas extremidades nordeste e sudoeste da área. Com relação ao seu desenvolvimento, inicialmente formaram-se os leques aluviais em clima árido a semi-árido gerando a fácies conglomerática, além das fácies arenito conglomerático e arenito maciço, as quais representam os depósitos mais distais desse sistema de leques. Em seguida, a rede de drenagem foi parcialmente bloqueada, proporcionando o desenvolvimento de extensas planícies de inundação, passando a ser colmatadas por sedimentos oriundos de canais fluviais e das regiões mais elevadas, onde formaram-se os leques; as fácies arenito

conglomerático, arenito maciço e argilito com laminação plano-paralela são os principais produtos.

Sequência Holocênica Superior As fácies atribuídas a esta sequência congregam sedimentos inconsolidados tipicamente fluviais de barras longitudinais e em pontal e transicionais de mangues e pântanos salinos, dunas costeiras, barras, praias e cordões litorâneos. Tais fácies acham-se discordantemente sobre unidades litológicas do Pré-Cambriano, do Cretáceo, do Terciário e do Holoceno Antigo.

ESTRUTURAS As estruturas incluem dois feixes de falhas transcorrentes dextrais de direção E-W e dois conjuntos de falhas normais de direção NW-SE, definindo um romboedro transtensivo.

O feixe transcorrente norte é caracterizado por falhas que se estendem por mais de 150 km na direção E-W, formam feixes cataclásticos nos sedimentos da Formação Itapecuru e do Grupo Barreiras e compõem arranjos anastomóticos verticalizados manifestados através de duplex centimétricos a métricos. Nessa região existem também discontinuidades orientadas nas direções N30-55°W e N45-65°E interpretadas como falhas normais e transcorrentes, respectivamente. As falhas de direção NW-SE interligam segmentos de falhas transcorrentes E-W e definem pequenos romboédros transtensivos ao longo do feixe transcorrente principal.

O feixe transcorrente sul é formado por falhas orientados na direção E-W e estendem-se por mais de 130 km. As falhas compõem arranjos anastomóticos sub-verticais e, em alguns casos, elas se expressam através de estruturas em flor negativa e positiva, impondo forte deformação nos sedimentos da Formação Itapecuru; nesses locais a estratificação plano-paralela pode adquirir mergulho subvertical em função da atuação da componente de mergulho nas diversas falhas secundárias, as quais

convergem em profundidade para as falhas transcorrentes principais. Em outros casos, os arranjos são discretos, mas a estratificação plano-paralela define geometria em cuspide nas adjacências da falha principal.

O limite nordeste do romboedro é marcado por falhas normais. Tais falhas orientam-se na direção NW-SE, estão inclinadas para SW, têm perfis planares e lístricos, apresentam rejeitos que variam de poucos metros até várias dezenas de metros e segmentam as várias fácies da Formação Itapecuru e do Grupo Barreiras em blocos com mergulhos de até 50° . Próximo ao litoral admite-se que algumas falhas alcançaram rejeitos superiores a 100 m. Na estrada do porto de Itaúna as falhas são planares, apresentam mergulhos que variam de 75° - 50° para SW e possuem estrias com mergulhos de 40° a 70° para NW, e definem um sistema de blocos em dominó. Em direção centro do romboedro foram descritas falhas lístricas e em escada suavemente inclinadas para SW. Outras estruturas reconhecidas na região referem-se às falhas transcorrentes de direção NE-SW.

As falhas normais do limite sudoeste do romboedro ocorrem na área situada entre as cidades de Zé Doca e Maracaçumé, têm perfis planares, orientam-se na direção NW-SE e mergulham para NE. Essas falhas são seccionadas e deslocadas por falhas transcorrentes orientadas na direção NE-SW, ao longo das quais podem existir estruturas transtensivas e transpressivas.

EVOLUÇÃO A evolução neotectônica engloba dois movimentos principais, separados por um período de estabilidade. O movimento do Terciário Superior formou falhas normais orientadas na direção NW-SE, inclinadas para NE e restritas ao extremo norte-nordeste da área. Tais falhas geraram uma bacia assimétrica e alongada na direção NW-SE e que acolheu os sedimentos do Grupo Barreiras a partir do Mioceno. A reconstituição paleogeográfica a partir dos dados sedimentológicos sugerem que a linha de costa encontrava-se nas adjacências da

cidade de Mirinzal e era limitada por áreas elevadas sustentadas por sedimentos da Formação Itapecuru. Admite-se que as baías do Gurupi, Turiaçu, Pericumã e Mearim constituíam os principais elementos do paleossistema de drenagem e seus baixos cursos eram controlados por falhas transcorrentes NE-SW e integravam a morfologia de rias do litoral norte do Brasil.

À instalação do Grupo Barreiras seguiu-se um período importante de estabilidade no Pleistoceno Inferior a Médio, marcado pelo desenvolvimentos de uma superfície de erosão que pode ser investigada regionalmente na Amazônia. As áreas colinosas experimentaram forte dissecação e, contemporaneamente, formou-se um perfil laterítico imaturo sobre os sedimentos da Formação Itapecuru e do Grupo Barreiras.

O movimento neotectônico mais novo, do Pleistoceno Médio ao Holoceno, é entendido através de vários episódios. O primeiro originou os feixes de falhas transcorrentes E-W que passaram a exercer forte controle na paisagem, sobretudo no traçado das principais baías. Na parte nor-nordeste da área, os baixos cursos dos rios Cabelo de Velhas e Liconde, dentre outros, foram capturados para leste. Na parte sul estabeleceram-se bloqueios na rede de drenagem resultando na formação dos lagos situados nas adjacências das cidades de Monção, Penalva e Viana. Quanto ao relevo individualizaram-se áreas decorrentes de transtensão e transpressão, respectivamente, ao longo dos vários feixes de falhas. As anomalias associadas aos principais cursos d'água são também atribuídas a esse episódio.

O segundo individualizou as falhas normais nas partes nordeste e sudoeste da área. Os desnivelamentos de blocos devido aos movimentos associados as falhas normais geraram os sistemas de colinas alongadas na direção NW-SE e propiciaram fortes bloqueios no sistema de drenagem, que resultaram na formação dos lagos nas adjacências das cidades de Santa Helena e

Pinheiro. Essas falhas normais passaram a interagir com as falhas transcorrentes E-W e formou-se a estrutura romboédrica ou *pull-apart*. O terceiro permitiu a entrada do mar no interior do romboedro, resultando no afogamento de parte de seu sistema de drenagem e no desenvolvimento dos depósitos de planície de lama em torno de 6.280 A.P. (COSTA *et al.*, 1995).

O último gerou falhas transcorrentes orientadas na direção NE-SW que seccionam e deslocam a estrutura romboédrica em vários

locais. Dentre as várias falhas identificadas destaca-se aquela que controla a orientação geral da baía de São Marcos.

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

COSTA, M. L.; BEHLING, H.; MORAES, E. L. 1995 . Mineralogia e geoquímica dos sedimentos de fundo do lago Aquiri no Maranhão. IN: WORKSHOP ECOLAB, 3, Belém, 1995. Resumos Expandidos, Belém, MPEG, p. 55-57.

O CINTURÃO DE CISALHAMENTO GUIANA CENTRAL NA REGIÃO NOROESTE DO ESTADO DO AMAZONAS – PROJETO ALTO RIO NEGRO

Melo, A.F.F.de; Santos, C.A. dos; Villas Boas, P. F.; João X. da S. J
CPRM - Serviço Geológico do Brasil, SUREG-BE

INTRODUÇÃO Este trabalho sintetiza as informações concernentes às unidades geológicas integrantes do Cinturão de Cisalhamento Guiana Central e que foram registradas durante o mapeamento geológico na escala 1:500.000 efetivado através do Projeto Alto Rio Negro (MELO & VILLAS BOAS, 1993). Tal projeto foi executado sob a égide do convênio CPRM/DNPM, no período de 1986 a 1993, numa área de 136.000 km², situada no setor noroeste do Estado do Amazonas. Com referência à porção extremo-leste (Folha NA.20-Y-C) da área estudada, foram integradas aos dados do citado projeto, as informações obtidas através do Projeto Serra Imeri (SANTOS & MELO, 1994) realizado no período de 1991 a 1993, na escala 1:500.000, como parte integrante do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB, ora em execução pela CPRM.

SÍNTESE GEOLÓGICA O Cinturão de Cisalhamento Guiana estende-se na porção sudeste da área do Projeto Alto Rio Negro (Fig. 1) e, corresponde a uma faixa NE-SW, representada por rochas predominantemente graníticas, miloníticas a protomiloníticas (Complexo Cauaburi e Granito Marauíá), às quais associam-se corpos lenticulares de quartzitos e metatufitos (Grupo Daraá). Todas essas variedades litológicas apresentam uma foliação milonítica paralela ao bandamento composicional e ao aleitamento composicional, a qual tem direção NE-SW e, em média, 60° de inclinação para NW, enquanto a lineação de estiramento mergulha em torno de 50°-60° para WNW a WSW, evidenciando um regime compressivo oblíquo com cinemática dextral. Associadas a faixa preferencial NE-SW do Cinturão de

Cisalhamento Guiana Central, observam-se discretas zonas de cisalhamentos, orientadas segundo as direções WNW-ESE a NW-SE (zonas de cisalhamentos transcorrentes Rio Negro e Uaupés), nas quais ocorrem, embutidos, quartzitos, xistos miloníticos e metavulcanitos ácidos (Formação Serrinha), geneticamente associados ao citado cinturão. Nesse contexto, o Complexo Cauaburi (granitóides miloníticos a protomiloníticos) e o Grupo Daraá (quartzitos e metatufitos) são entendidos como relacionados ao domínio imbricado do Cinturão Guiana Central, enquanto que os metassedimentos/metavulcanitos da Formação Serrinha são considerados como tendo uma deposição associada a uma bacia de natureza transtensiva, geneticamente ligada ao processo evolutivo desse cinturão. Os granitóides da unidade Granito Marauíá, os quais ocorrem normalmente como corpos alongados (NE-SW), em geral limitando-se com os granitóides miloníticos a protomiloníticos do Complexo Cauaburi, são todos considerados como de origem relacionada, tanto ao domínio imbricado como ao transcorrente, do cinturão citado. Tal unidade, desse modo, engloba corpos graníticos de natureza estratóide, gerados a partir de fusões localizadas de rochas do Complexo Cauaburi, como decorrência de movimentação (cavalgamentos e transcorrências) das fatias rochosas envolvidas no processo evolutivo do referido cinturão de cisalhamento. O Cinturão de Cisalhamento Guiana Central tem sua estruturação geral NE-SW mantida também fora dos limites do projeto, através da porção extremo-nordeste do Estado do Amazonas, Roraima, Suriname e Guiana. Em Roraima, Suriname e Guiana, além dos litótipos citados

anteriormente, também ocorrem associadas a esse cinturão, rochas granulíticas, as quais tem revelado idades radiométricas (Rb-Sr) em torno de 2.000 M.a.

Com base no estudo dos critérios cinemáticos, que indica movimentação dextral ao longo das zonas de cisalhamento e na posição espacial da lineação de estiramento, conclui-se que o sentido preferencial do transporte das massas rochosas foi de WNW para ESE. Nessa direção, encontra-se as zonas de cisalhamento transcorrentes Rio Negro e Uaupés, que seccionam e deslocam as estruturas do cinturão e são interpretados como prováveis rampas laterais.

O Cinturão de Cisalhamento Guiana Central, desde MELO & VILLAS BOAS (1993), tem sido interpretado no contexto do Arqueano Superior ao Proterozóico Inferior, sendo que as idades radiométricas, em torno de 1.700 M.a., obtidas em amostras de rocha de unidades a ele associadas (CORDANI et al., 1979; TASSINARI, 1981) são admitidas como decorrentes de rejuvenescimentos isotópicos relacionados à ação de evento extensionais do Proterozóico ao Mesozóico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Cong. Geol. Chileno, 2. Arica-chile, 1979. Actas... Arica, V. 4, p. 148-177.
- FERNANDES, P.E.C.A.; PINHEIRO, S.S.; MONTALVÃO, R.M.G.; ISSLER, R.S.; ABREU, A.S.; TASSINARI, C.C.G. 1977. Geologia da Folha SA.19 Içá. Rio de Janeiro: DNPM/RADAM, p. 17-123, (Levantamento de Recursos Naturais, 14).
- MELO, A.F.F. de & VILLAS BOAS, P.F. 1993. Projeto Alto Rio Negro. Relatório preliminar. In: BRASIL. Ministério de Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Manaus, convênio DNPM/CPRM. Relat. inédito, V. 3.
- MELO, A.F.F. de; SANTOS, C.A. dos; VILLAS BOAS, P.F. 1993. Geologia da região das Serras Aracá e Daraá (nordeste do Estado do Amazonas). Manaus, CPRM. 85p. il.
- SANTOS, C.A. & MELO, A.F.F. de. 1994. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Projeto Serra Imeri. Folhas NA.20-Y e SA.20-V. Relatório Final. Manaus, CPRM. (no prelo).
- TASSINARI, C.C.G. 1981. Evolução geotectônica da Província Rio Negro-Juruena na região Amazônica. São Paulo, Universidade/Instituto de Geociências, 990. (Dissertação de Mestrado).

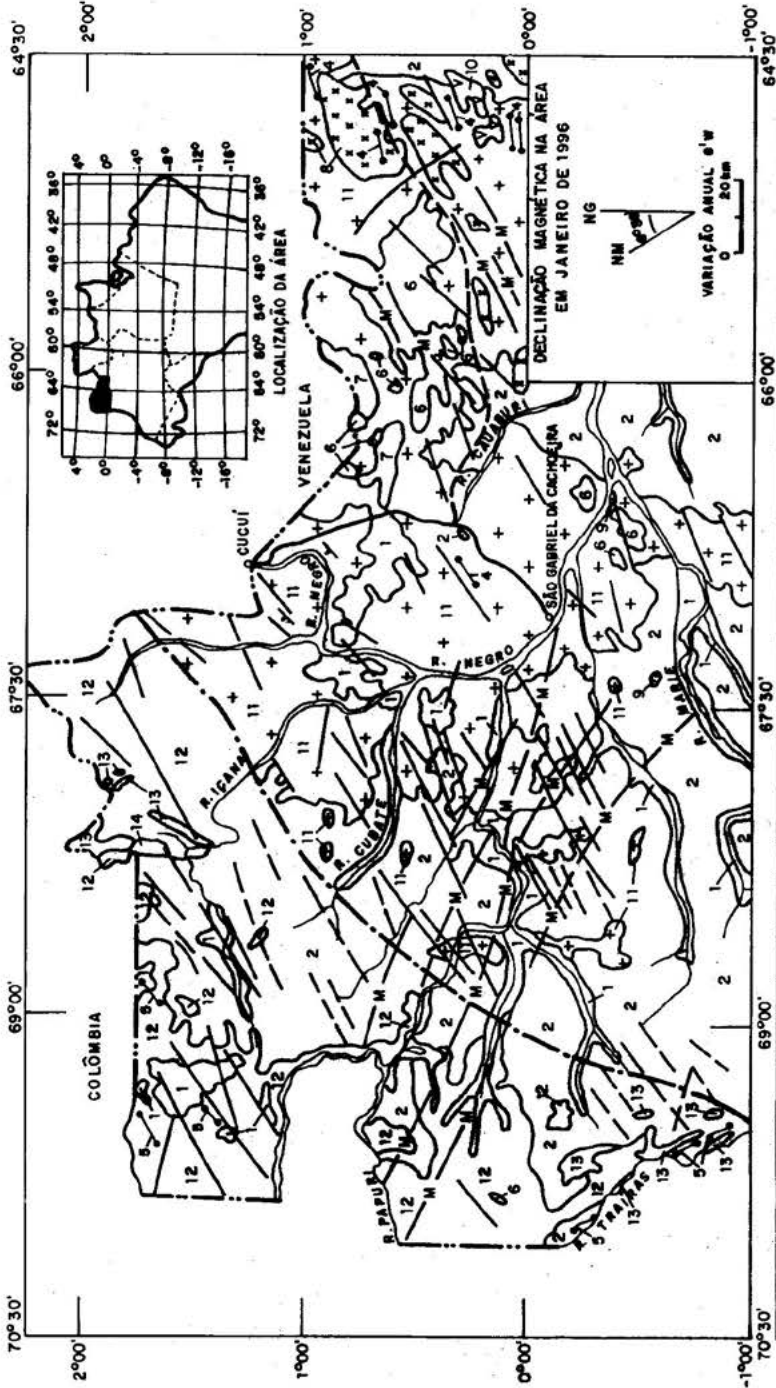


Figura 1 — MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA DO PROJETO ALTO RIO NEGRO

| | | | |
|--|--|--|--|
| <p>QUATERNÁRIO</p> <p>(1) COBERTURAS HOLOCENICAS (Aluviões recentes, eluviões sub-recentes etc...)</p> <p>(2) FORMAÇÃO IÇÁ</p> <p>MESOZÓICO</p> <p>(3) ALCALINAS SEIS LAGOS</p> <p>(4) DIABÁSIO UARANA</p> <p>PROTEROZOICO SUPERIOR</p> <p>(5) DIABÁSIO CUJUBIM</p> | <p>PROTEROZOICO MÉDIO</p> <p>(6) SUÍTE INTRUSIVA TIQUÍÉ</p> <p>(7) SUPERGRUPO ROMINA</p> <p>ARQUEANO/PROTEROZOICO INFERIOR</p> <p>(8) GRANITO MARAUJÁ</p> <p>(9) FORMAÇÃO SERRINHA</p> <p>(10) GRUPO DABAA</p> <p>(11) COMPLEXO CAUBURI</p> <p>(12) SUÍTE XIÉ</p> <p>(13) GRUPO TUNUÍ</p> <p>(14) COMPLEXO TRAIRAS</p> | <p>CONTATO GEOLÓGICO</p> <p>LINEAMENTO FOTOGEOLÓGICO</p> <p>LINEAMENTO LOCALDO ATRAVÉS DE DADOS MAGNETÔMETRICOS</p> <p>FALHA INDISCRIMINADA</p> <p>FALHA ENCOBERTA</p> <p>DIQUES BÁSICOS</p> <p>LIMITE APROXIMADO ENTRE O TERRENO GRANITO-"GREENSTONE" E O CINTURÃO DE CISALHAMENTO.</p> | <p>FOLIÇÃO MILONÍTICA COM MERGULHO INDICADO</p> <p>LIMITE INTERNACIONAL</p> <p>DRENAGEM</p> <p>RODOVIA FEDERAL</p> <p>RODOVIA FEDERAL PLANEJADA</p> <p>MUNICÍPIO</p> |
|--|--|--|--|

A MACROESTRUTURAÇÃO DA BACIA DO AMAZONAS E A TEORIA DA EXPANSÃO DA TERRA

F. Fortes

O objetivo deste estudo é trazer para a bacia do Amazonas, através de implicações estruturais das regiões do globo que a circundam, informações que ajudem a esclarecer a origem de seus espaços de deposição e a natureza cinemática de suas falhas e dobras. A bacia do Amazonas, da foz do rio às faldas dos Andes, é uma unidade geotectônica coerente, desde há muito vista como uma feição essencialmente linear. As diferenças ao longo de seu eixo resultam de heterogeneidades da Plataforma Brasileira sujeita a processos geodinâmicos abrangentes. O esquema é o de um megacisalhamento sinistral axial à bacia Amazônica, entre os crátons das Guianas e Brasileiro (GRABERT, 1983), reincidente do Pré-cambriano ao Cenozóico, com porção terminal leste assinalada pelo encurvamento da zona compressiva ao norte e distensiva oblíqua ao sul (fig.1). Faixas de falhas cortam a bacia obliquamente, na direção NE-SW, dos terrenos pré-cambrianos ao norte aos do lado sul. O esquema indica uma rotação anti-horária relativamente um ao outro dos crátons das Guianas e Brasileiro, semelhante às rotações dos blocos da América Central (CAREY, 1976).

Três direções de tensão geraram depressões no interior do campo de deposição e atuaram sobre as camadas já depositadas. São primários o cisalhamento E-W e a distensão-rotação sinistrógira entre os crátons das Guianas e Brasileiro. A rotação produziu adelgaçamento crustal em cunha ao longo de sua faixa axial e participou na geração e movimentação de falhas NE-SW e NW-SE; o cisalhamento sinistral E-W resulta no cisalhamento sinistral NE-SW de 2ª ordem, transversal ao eixo da bacia abrindo romboedros profundos e, associado à

distensão N-S, ocasionou afinamento crustal e o aparecimento das grandes anomalias gravimétricas. O cisalhamento sinistral NE-SW produziu falhas normais e falhas abertas de direção NNE-SSW, de 3ª ordem, frequentemente apresentando, no datum estrutural superior, feições de falhas reversas por instabilidade gravitacional dos planos de falha. Ao atuarem sobre uma mesma porção da bacia, essas pressões regionais são desviadas pelas falhas em surgimento, e sobre elas incidem os efeitos de rotação derivados da continuidade dos movimentos.

O início da bacia tem a idade da descontinuidade entre os crátons que estiveram sujeitos a tensões resultantes da expansão da Terra em permanente rotação. A tectônica que lhe deu origem já havia deixado marcas no desenvolvimento dos próprios crátons. Geossinclinais pré-cambrianos do setor norte e oriental das Guianas têm direção E-W, e profundas geossuturas NE-SW ao longo das quais ocorreram modificações litológicas e movimentação longitudinais sinistrais de idade pré-cambrianas - diversas delas responsáveis pela constituição e estruturação da bacia Amazônica - foram reativadas nos períodos posteriores (GANSSEY, 1954; De LOCZY, 1972, 1973).

Na teoria da expansão da Terra (CAREY, op.cit.) é fundamental ter em mente a conservação da quantidade de movimento para compreender porque o aumento do raio da Terra em rotação pode causar diversos tipos de deformação em sua crosta. Em uma esfera com eixo de rotação inercial o aumento de seu raio reposiciona seus pontos materiais com relação ao eixo de rotação a distâncias que vão de nula ao longo do eixo a máxima ao longo do raio equatorial (fig.2). As variações das velocidades angular e tangencial, que entram

na equação da quantidade de movimento angular da esfera, são inversamente proporcionais entre si para manterem constante a quantidade de movimento. Os pontos materiais que se afastam do centro da esfera no plano equatorial são solicitados a diminuir sua velocidade angular, enquanto que os pontos que se afastam do centro ao longo do eixo de rotação não alteram esta velocidade. O resultado é o aparecimento de tensões cisalhantes de porções da esfera situadas entre o plano equatorial e os polos de rotação. Em uma esfera rígida e isotrópica, as tensões são simétricas com relação ao plano equatorial. Caso a esfera seja semi-rígida, estas tensões manifestam-se pelo cisalhamento e rotação relativa de porções da esfera entre os polos e o equador, com as porções equatoriais movendo-se para leste em relação às polares. A Terra é uma esfera semi-rígida que possui heterogeneidades horizontais e verticais desenvolvidas no decurso de sua história. A teoria da expansão da Terra (CAREY, op.cit.) explica estas heterogeneidades como um sistemático processo de retroalimentação que redistribui estas heterogeneidade à medida que seu raio aumenta, desde o tempo em que ela se formou como corpo celeste até os dias de hoje.

As extensas faixas de falhas transcorrentes das Américas do Sul, Central e do Norte (fig.3) são explicadas pela teoria da expansão da Terra. Na América do Sul elas possuem direção geral NE-SW e são sinistrais; no norte da América do Sul e na América Central são E-W, sinistrais e destrais; e na América do Norte são NW-SE e destrais. Na América do Sul salienta-se a faixa Jaibaras (Brasil) - Concepción (Chile), separando domínios de espessura crustal diferentes; a faixa transcorrente sinistral com inflexões de NE-SW para E-W que passa por Arica (Chile), La Paz (Bolívia), e Corumbá (Brasil) e aparenta coalescer com a faixa Jaibaras-Concepción a altura do sistema de falhas e dobras brasileiras do norte de Mato Grosso; e o cisalhamento sinistral da Bacia do Amazonas, de direção quase E-W, estendendo-se para o Pacífico nas cristas de Nazca e Carnegie.

A complexa geologia da América Central está balisada por dois grandes cisalhamentos

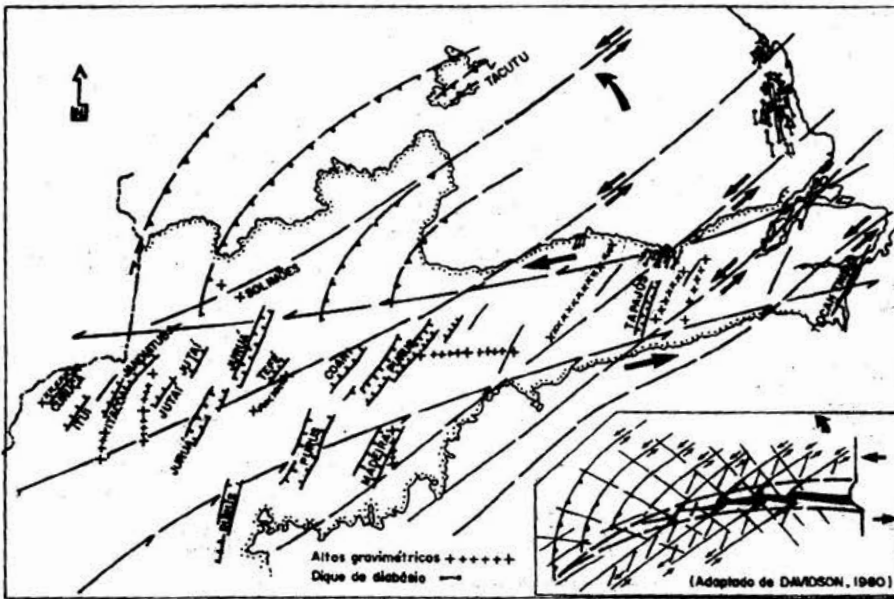
E-W, o de mecânica dextral que passa pelo norte da América do Sul, alinhando a zona de fraturas de Clipperton, no oceano Pacífico, e a falha de Oca-El Pilar, na Venezuela, tangenciando a costa norte do Brasil e fundindo-se com a zona de fratura de Romanche no oceano Atlântico; e o de mecânica sinistral, que alinha a zona de fratura de Clarion, no oceano Pacífico, passando pelo ponto mais fundo do oceano Atlântico, no limite norte da fossa de Puerto Rico, entre Cuba e Hispaniola. A associação destas duas faixas subparalelas, uma dextral e a outra sinistral, resulta no deslocamento "em gaveta", para leste, de uma fatia da crosta que se adelgaça rumo ao golfo de Guiné, na África. As grandes falhas cisalhantes destrais da América do Norte são a de Santo André, na Califórnia, o lineamento Montana-Flórida, e a falha da Sierra Madre Oriental, a noroeste do golfo do México, todas com orientação geral NW-SE. Com exemplo de sedimentação eocênica sintectônica, tem-se a pequena bacia de Talara, situada sobre a estreita plataforma continental do Peru, cerca do paralelo 5°, de origem transtensional, condicionada por falhas de direção NE-SW, de alto ângulo, normais e subverticais, induzidas por megacisalhamentos sinistrais de direção E-W (CAROZZI et al. 1993). Ainda mais recente, mas comandada pelo mesmo arcabouço global, estão os vulcões ativos da plataforma Sul-Americana.

Em suma, a tectônica da Bacia do Amazonas deriva de um contexto global de expansão-rotação da Terra que esclarece o arranjo e situação das estruturas até hoje nela mapeadas (fig.4).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

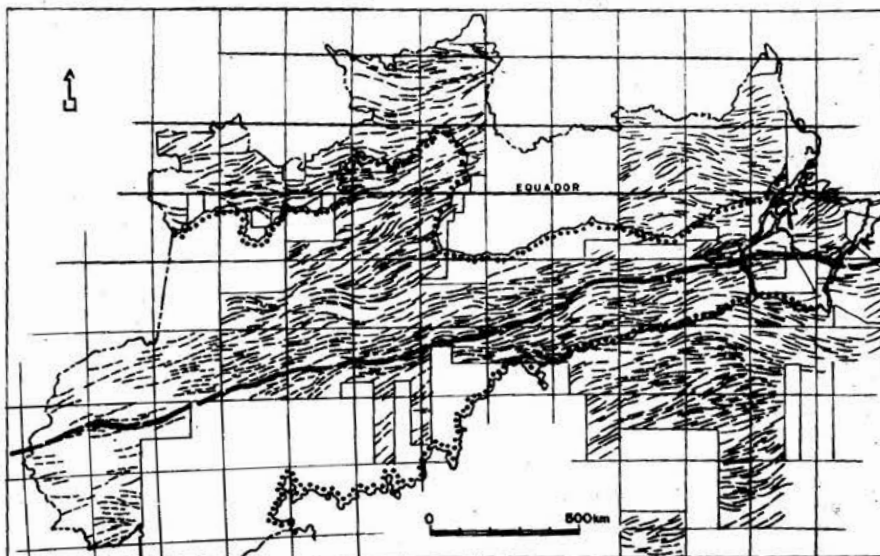
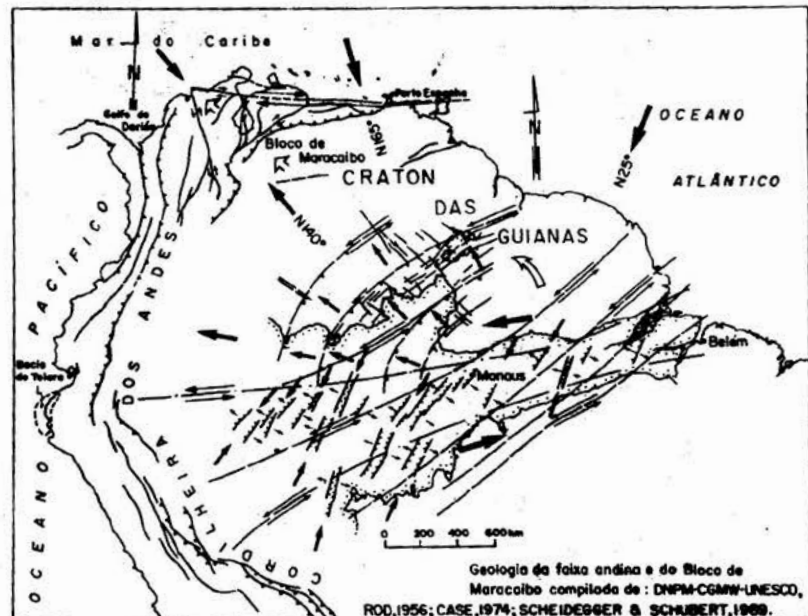
- CAREY, S.W. - The expanding Earth. Developments in geotectonics 10. Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam. 1976.
- CAROZZI, A.V. & PALOMINO, J.R. - The Talara forearc basin, NW Peru: depositional models of oil-producing cenozoic clastic systems. *Journal of Petroleum Geology*, vol.16 (1), 1993.

- DAVIDSON, J.K. - Rotacional displacements in Southeastern Australia and their influence on hydrocarbon occurrence. *Tectonophysics*, 63 (1980), 139-153
- DE LOCZY, L. - Synchronous diastrophic events in South America and Africa and their relation to phases of seafloor spreading. In *Plate Tectonics-assessments and reassessments*. Edited by Charles F. Kahle. AAPG, Memoir 23. Tulsa, 1974. pp.246-254.
- GRABERT, H. - The Amazon shearing system. *Tectonophysics*, 95 (1983). pp.329-336.
- HAYES, D.E. - Continental margin of Western South America. In *The geology of continental margins*. Editores: C.A. Burk e C.L. Drake. Springer-Verlag, New York. pp.581-590. 1974.
- REMBARGUER, K.S.-A crustal study of South America. M.S. thesis, University of Texas. 1984.
- SCHEIDEGGER, A.E. & SCHUBERT, C. - Neotectonic provinces and joint orientations of Northern South America. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol.27, No4. Great Britain. 1989



Esquema da
macroestruturação da
bacia do Amazonas

Relações tecto-
estruturais da bacia na
porção NW da placa
Sul-Americana.



Faixa de interface
cratônica subjacente
à bacia, segundo
mapa
aeromagnetométrico

FIG. 1

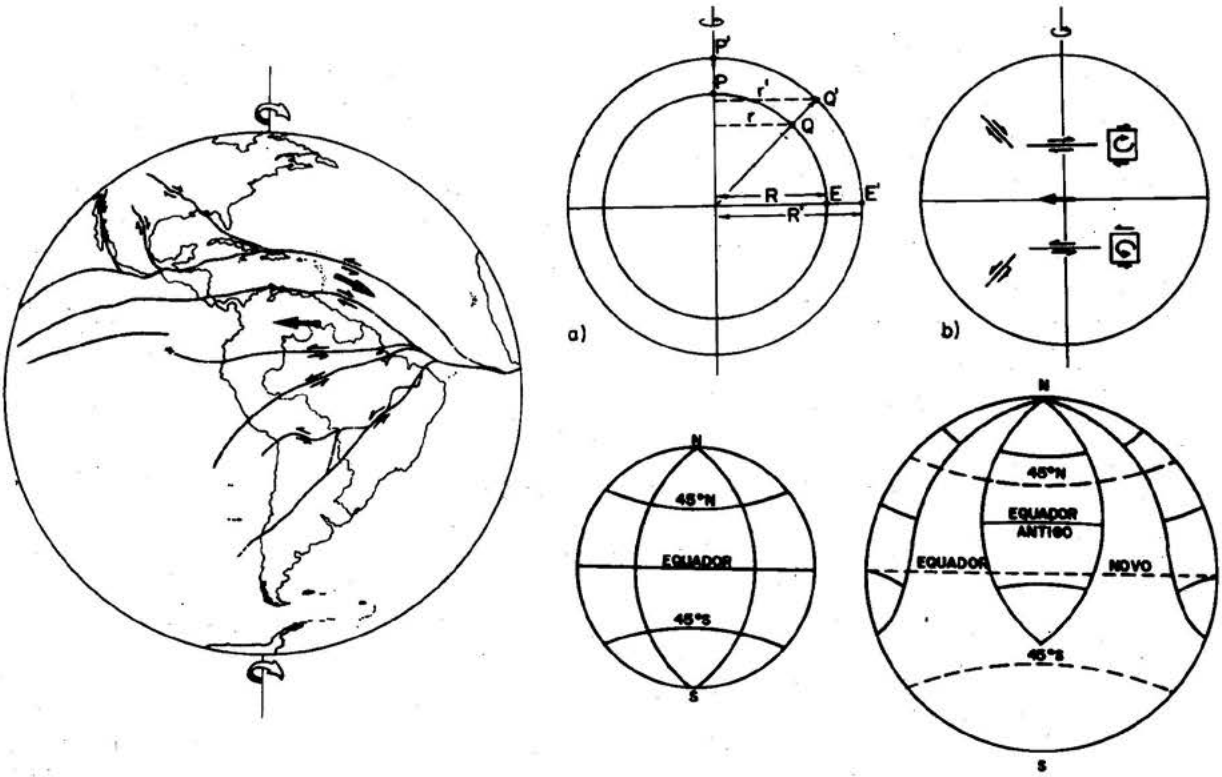


FIG. 2

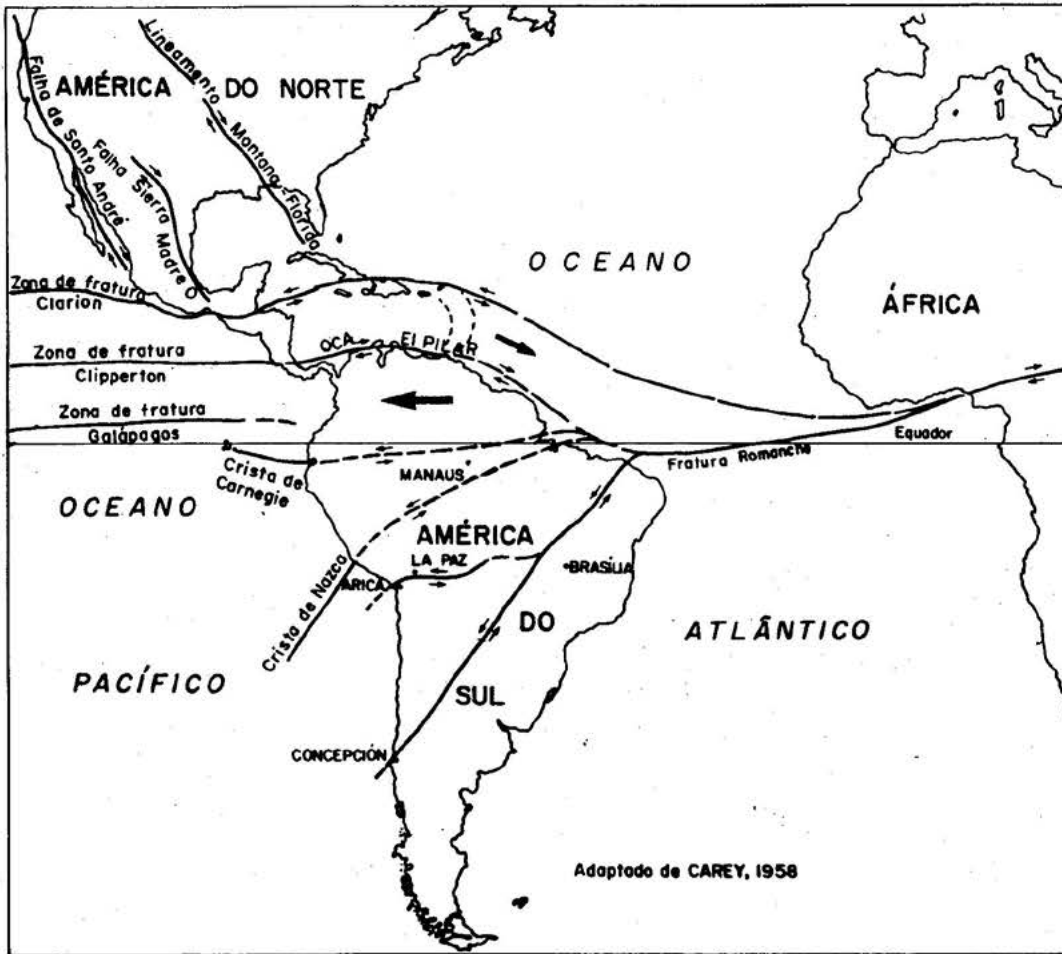


FIG. 3

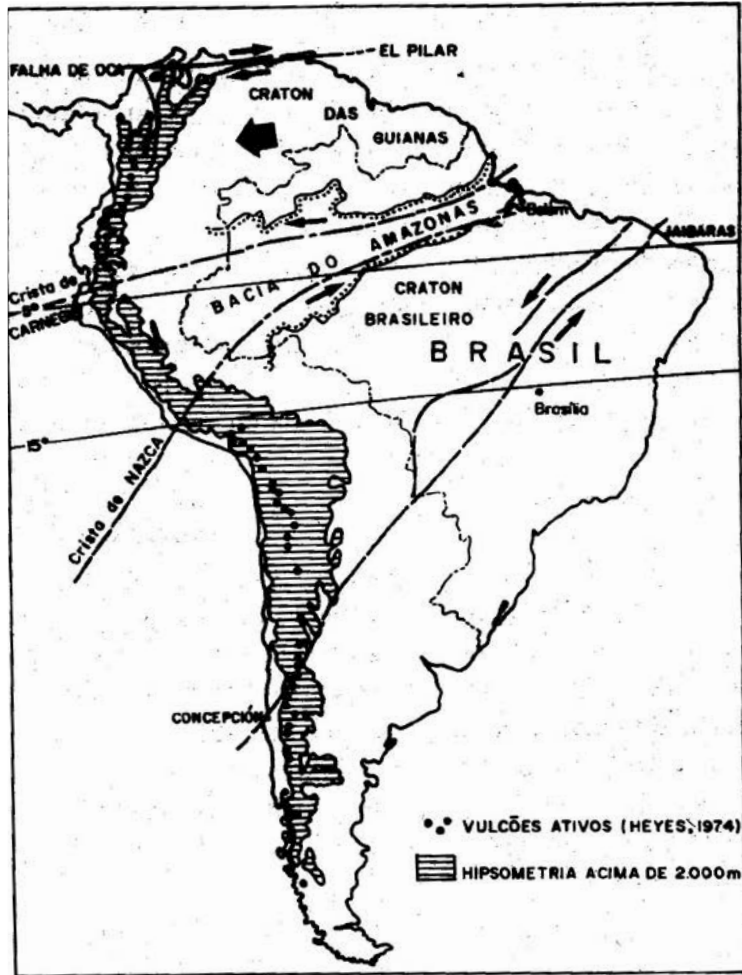


FIG. 4

A INFLUÊNCIA DOS LINEAMENTOS PROTEROZÓICOS NA ESTRUTURAÇÃO DA BACIA DO AMAZONAS

Joaquim Ribeiro Wanderley Filho
PETROBRAS - E&P - AM

O quadro estrutural do Pré-Cambriano na Amazônia compreende estruturas ligadas a dois eventos termo-tectônicos principais (Costa et al. 1991): o mais antigo, responsável pela instalação dos terrenos granito-“greenstones” e dos cinturões de cisalhamento de alto grau metamórfico no Arqueano, impôs as linhas estruturais mestras N.O.-S.E., N.E.-S.O. e E.-O. ao arcabouço tectônico regional. O segundo evento, no âmbito da Amazônia Oriental, proporcionou o desenvolvimento de falhas normais N.O.-S.E. e O.N.O.-E.S.E. e de falhas de transferência NE-S.O. relacionadas a um eixo extensional N.E.-S.O. proterozóico (fig.1). Várias bacias foram formadas neste evento, com destaque para o *Graben* do Cachimbo e o *Graben* invertido do Purus, que nada mais é do que uma continuidade deste por sob a Bacia do Amazonas (Wanderley Filho e Costa 1991) (fig.1).

O desenvolvimento de estruturas transversais à Bacia do Amazonas no Fanerozóico foi fortemente controlado pela geometria das estruturas criadas no Pré-Cambriano. Durante a fase de abertura da bacia, as zonas de fraqueza antigas, com direção N.O.-S.E., foram reativadas como falhas de transferência, promovendo a compartimentação da bacia em quatro grandes blocos estruturais, desde o Arco de Gurupá até o Arco de Purus.

O Arco de Purus é bem marcado pela gravimetria como uma grande anomalia negativa, por poços e por sísmica de reflexão como uma feição soerguida indicando a existência de uma potente bacia sedimentar proterozóica nesta área, atualmente soerguida e denominada de arco. Esta bacia invertida é o

grande limite estrutural da Bacia do Amazonas em relação à Bacia do Solimões.

No Arco de Gurupá notam-se características semelhantes às do Arco de Purus, só que com menores amplitudes.

Os outros blocos estruturais analisados com auxílio de mapas isópacos, refletem os basculamentos e erosões sofridos pelos mesmos.

No bloco situado a oeste do Arco de Gurupá é evidente o maior soerguimento e erosão, comparativamente aos outros no Eocretáceo, tendo sido erodido quase todo o pacote de rochas das formações Nova Olinda e Itaituba.

O bloco limitado entre o Arco de Purus e o Alto de Igarapé Cuia foi palco de poucos basculamentos, haja vista que os mapas isópacos não sugerem variações de espessuras e os eixos deposicionais das seqüências têm deslocamentos discretos.

Entre o Alto de Igarapé Cuia e o rio Tapajós localiza-se o bloco mais estável da bacia, caracterizado por uma rampa, ao sul, e uma plataforma rasa, ao norte. O que fica bem claro entre estes dois blocos (o Alto de Igarapé Cuia) é que o limite é uma feição positiva.

No bloco entre o rio Tapajós e o rio Xingu os eixos das isópacos de várias seqüências paleozóicas, inclusive o de isólitas de diabásio, mostram um deslocamento bastante grande sugerindo basculamentos durante todo o Paleozóico. Estruturalmente, este bloco é caracterizado por, uma plataforma ao sul e uma rampa ao norte, oposto ao que ocorre no bloco adjacente, a oeste.

Conclui-se, portanto, que os grandes lineamentos proterozóicos foram ativos

durante toda a sedimentação e estruturação da bacia, deixando marcas bem consistentes, transversais à Bacia do Amazonas, seja na forma de altos internos ou limitando soerguimentos/basculamentos de blocos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

COSTA, J.B.S.; PINHEIRO, R.V.L.; JOÃO, X.S.J.; ARAÚJO, O.J.B. 1991. Esboço

Estrutural do Proterozóico Médio da Amazônia Oriental. Anais do III Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Pará.

WANDERLEY FILHO, J.R. 1991. Evolução Estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento. Tese de Mestrado. Universidade Federal do Pará.

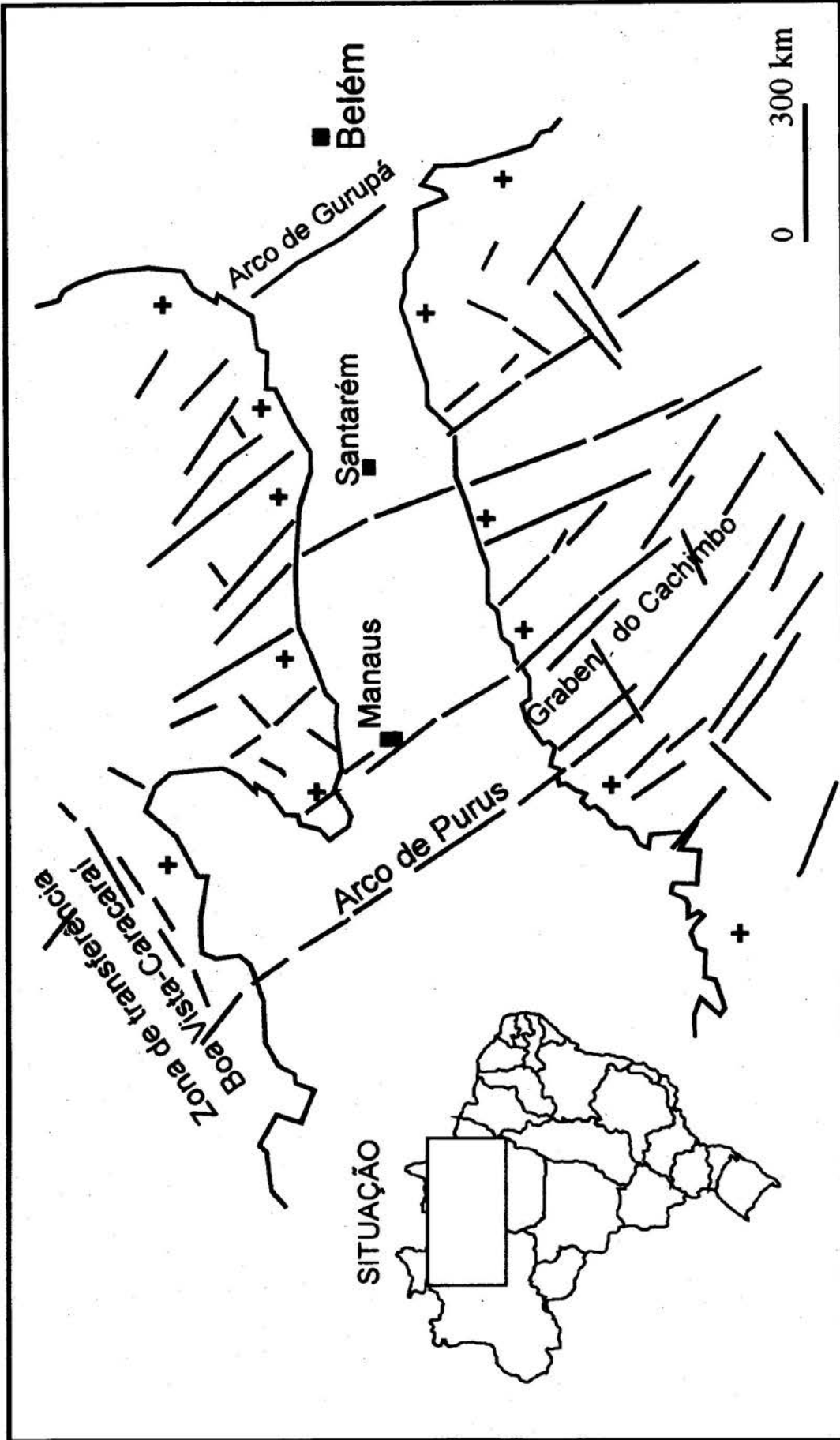


Fig. 1 Mapa de situação e dos principais lineamentos no proterozóico médio.

A ESTRUTURAÇÃO PROTEROZOICA AO LONGO DA BR - 174, VILA PACARAIMA - RIO SURUMU. NORTE DE RORAIMA.

José Augusto Vieira Costa. Depto. de Geociências - CCSG / UFRR

João Batista Sena Costa. Depto. de Geologia - CG / UFPA

INTRODUÇÃO Na porção setentrional do Brasil e em direção a Venezuela afloram rochas sedimentares (Supergrupo Roraima) (PINHEIRO et al., 1990), rochas vulcânicas (Grupo Surumu) (AMARAL et al., 1970) e rochas graníticas (Suíte Intrusiva Saracura) (MELO et al. 1978), as quais têm sido descritas como isentas de deformação plástica. Tais unidades litoestratigráficas ocorrem sob a forma de faixas contínuas e lentes orientadas preferencialmente na direção E - W e com variações para as direções ENE - WSW e WNW - ESE.

A estruturação interna das unidades rochosas do Grupo Surumu e da Suíte Intrusiva Saracura, bem como suas relações estruturais foram investigadas ao longo da BR - 174 entre a Vila Pacaraima (BV8) e o Rio Surumu. Os principais resultados desse estudo são apresentados neste trabalho.

UNIDADES LITOLÓGICAS Ao longo do perfil (Fig. 1) ocorrem rochas do Grupo Surumu e da Suíte Intrusiva Saracura, cujos contatos são definidos por zonas de cisalhamento dúcteis. As unidades rochosas do Grupo Surumu ocorrem desde a Vila BV8 até o igarapé do Macaco, dominando rochas andesíticas na porção mais setentrional e rochas riolíticas no restante deste domínio. Ocorrências pouco expressivas de tufos ácidos existem em meio aos riolitos a 4,5 Km de BV8. As rochas graníticas da Suíte Saracura ocorrem na parte sul do perfil, a partir do igarapé do Macaco.

No geral as rochas dessas unidades litoestratigráficas apresentam texturas miloníticas a protomiloníticas realçadas por porfiroclastos diversos em meio a matriz

penetrativamente foliada; em alguns casos, onde o processo de cominuição foi acentuado, as rochas adquirem granulação fina a muito fina podendo ser classificadas como filonitos. No contexto do Grupo Surumu, no domínio dos riolitos, existem lentes quilométricas de rochas isentas de milonitização, onde se pode definir as texturas ígneas, no caso, caracterizadas por pórfiros de k - feldspatos imersos em matriz afanítica de composição granítica; bons exemplos são observados a 15,3 Km de BV8 e no trecho compreendido entre os kms 21,8 e 26,2 no sentido BV8 - Boa Vista.

GEOLOGIA ESTRUTURAL A principal estrutura reconhecida ao longo do perfil é a foliação milonítica orientada em torno da direção E - W e com mergulhos subverticais, ora para norte, ora para sul. Esta trama planar é definida pela orientação preferencial de porfiroclastos e agregados de cristais que compõem a matriz seja nas rochas vulcânicas, seja nas graníticas. Nos locais onde a concentração de deformação e movimentação é acentuada a foliação milonítica acha-se penetrativamente desenvolvida, permitindo que se definam zonas de cisalhamento em escala regional. Para fins de descrição as zonas de cisalhamento principais são aqui denominadas de A, B, C, D, E, F e G (Fig. 2).

A zona de cisalhamento A ocorre imediatamente a sul de BV8, mergulha 68° para 340°Az e possui geometria interna caracterizada por dobras decimétricas a milimétricas com estilos e orientações variadas que afetam a foliação milonítica e são limitadas por faixas milimétricas a métricas de concentração de

deformação. A zona de cisalhamento B marca o limite entre as rochas andesíticas e riolíticas e acha-se inclinada 60° para 014° Az. A zona de cisalhamento C tem direção E - W, é subvertical e compreende essencialmente rochas ultramiloníticas/filonitos nas quais não é mais possível identificar pofiroclastos a vista desarmada, caracterizando-se portanto uma zona com taxas muito altas de recuperação (recovery) e de deformação (strain). As zonas de cisalhamento C, D e E limitam as áreas de rochas pouco deformadas a isentas de deformação, sendo que as duas últimas mergulham 84° para 164° Az e 75° para 153° Az, respectivamente. A zona de cisalhamento F marca a passagem dos riolitos para os granitos, tem direção ENE - WSW, é vertical e caracteriza-se pela imbricação de lentes alternadas de rochas riolíticas e graníticas de granulação fina a média. A zona de cisalhamento G situa-se ao longo do rio Surumu, mergulha 60° para 205° Az, sendo composta por rocha granítica de granulação fina.

As zonas de cisalhamento A, B e C são afetadas por uma segunda geração de zonas de cisalhamento, ao longo das quais estão sistematicamente alojados mobilizados quartzosos. Nas zonas de cisalhamento A e B estas zonas de cisalhamento secundárias mergulham 68° para 348° Az, enquanto que na zona de cisalhamento C seu mergulho é de 60° para 165° Az. Nas outras zonas de cisalhamento existem também cavalgamentos dúcteis de segunda geração, mas não têm a expressão verificada nas zonas A, B e C.

A lineação de estiramento geralmente tem mergulho em torno de 85° em todas as zonas de cisalhamento principais, sendo definida por cristais estirados de feldspatos e quartzo. Este quadro geométrico da lineação se repete nas zonas de cisalhamento secundárias.

Em função da relação espacial entre a lineação de estiramento e a foliação milonítica, admite-se que todas as zonas de cisalhamento correspondem a cavalgamentos dúcteis no contexto de um sistema imbricado de alto

ângulo, dominando transporte de massas de norte para sul na parte setentrional e de sul para norte na porção meridional do perfil. Entende-se que esta variação geométrica pode ter sido controlada pela presença de lentes quilométricas de rochas pouco deformadas na parte centro-norte do perfil. Estruturas semelhantes foram descritas por Costa et al. (1991) na região da Vila Mutum (leste de Roraima) e por Fraga et al. (1994) no segmento sul do Bloco Pacaraima..

CONCLUSÕES As rochas do Grupo Surumu e da Suíte Saracura foram afetadas por um evento compressivo frontal que gerou sistemas imbricados de cavalgamentos dúcteis. Essas zonas concentraram-se principalmente nas regiões de contato entre as principais unidades litológicas e impuseram modificações expressivas nas texturas originais dessas rochas, a exceção de alguns pontos. No geral as rochas foram transformadas em protomilonitos, milonitos e ultramilonitos em condições térmicas da fácies xisto verde.

AGRADECIMENTOS Agradecemos ao Centro de Geociências - UFPA, ao PADCT - FINEP através do processo 65920025 e a CPRM pelo apoio durante os trabalhos de campo. O primeiro autor agradece também a UFRR pela liberação para realizar curso de pós-graduação.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMARAL, G.; RAMGRAB, G.E.; OLIVEIRA, I.W.B.; MANDETA, P. & DAMIÃO, R.N. 1970. Determinações Geocronológicas e Considerações Sobre a Estratigrafia do Pré-Cambriano na Porção Setentrional do Território de Roraima. In: CONG. BRAS. GEOL., 24, Brasília. 1970. Resumo das Conferências e Comunicações. Brasília. SBG. Bol. Esp. 1: 77 - 80.
- COSTA, J.B.S.; REIS, N.J.; PINHEIRO, S.S.; PESSOA, M.R. 1991. Organização Lito-Estrutural do Proterozóico Médio do

Extremo Norte do Estado de Roraima. In SIMP. GEOL. AMAZ., 3, Belém, 1991. Anais... Belém, SBG. p.179 - 192.

FRAGA, L.M.B.; REIS, N.J.; PINHEIRO, S.S. 1994. Arranjo Estrutural do Segmento Sul do Bloco Pacaraima, Estado de Roraima. In SIMP. GEOL. AMAZ., 4, Belém, 1994. Anais... Belém, SBG. P. 07 - 10.

MELO, A.F.F.; SANTOS, A.J.; CUNHA, M.T.P.; CAMPOS, M.J.F.; D'ANTONA, R.J.G.; DAMIÃO, R.N. 1978. Projeto Molibdênio em Roraima. Relatório Final. DNPM/CPRM. Manaus 6v.

PINHEIRO, S.S.; REIS, N.J.; COSTI, H.T. 1990. Projeto Caburá. Relatório Final. DNPM/CPRM. Manaus.

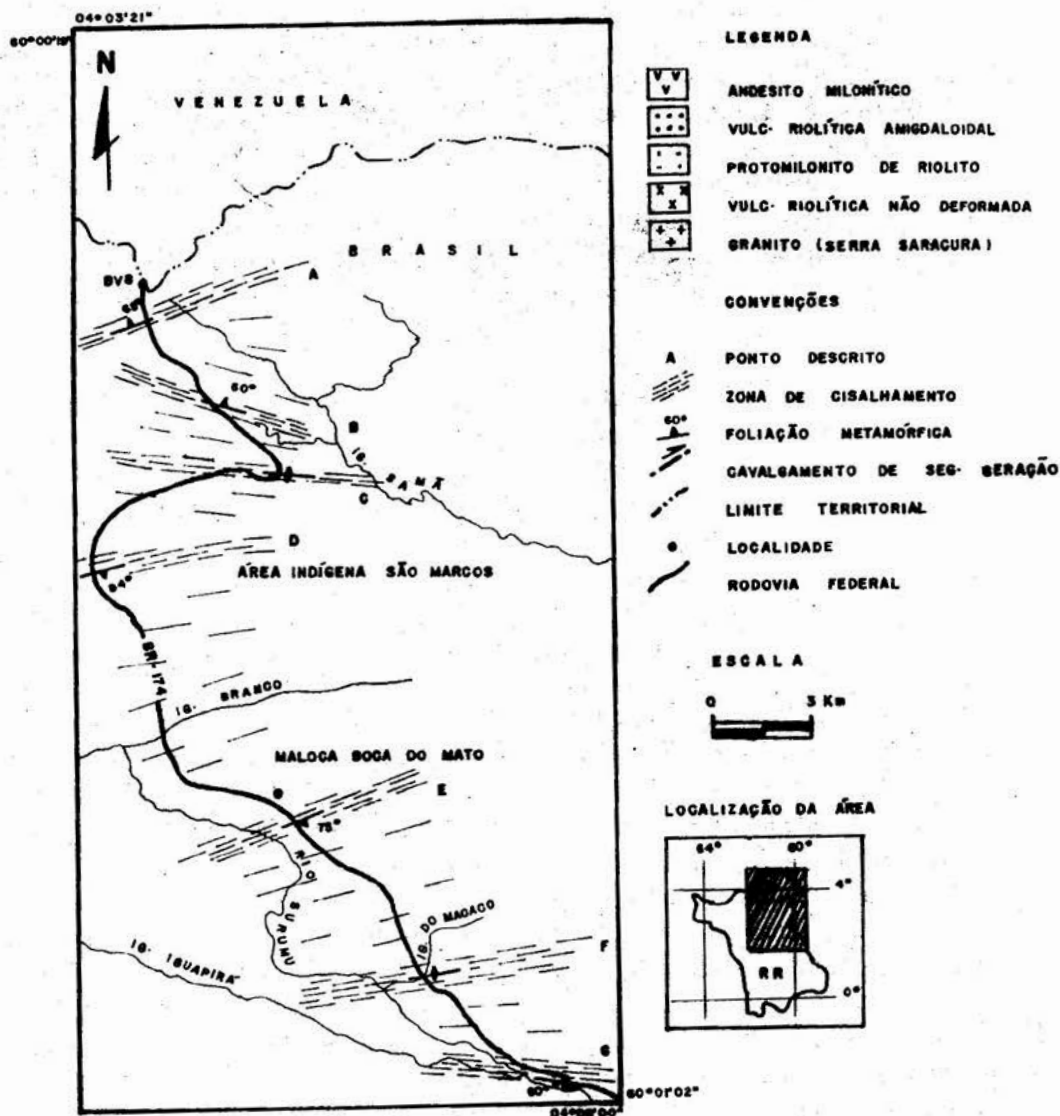


FIGURA 2 - MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DAS PRINCIPAIS ZONAS DE CISALHAMENTO AO LONGO DA BR-174 ENTRE VILA PACARAIMA (SVB) E O RIO SURUMU.

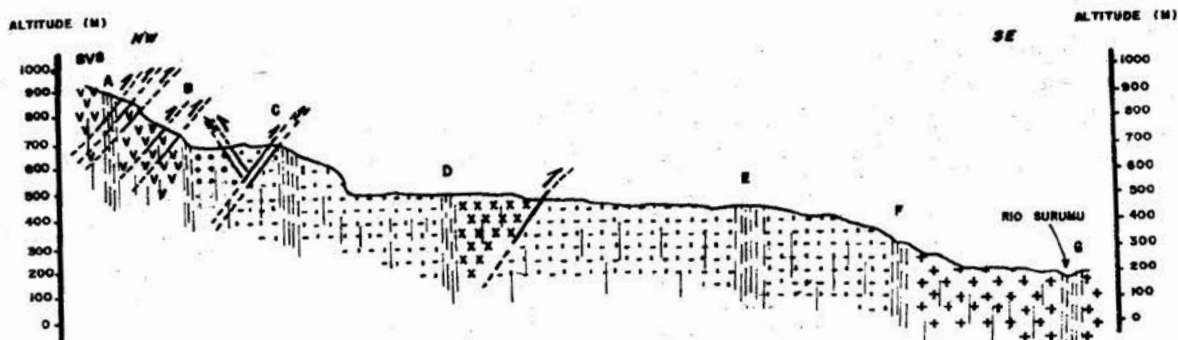


FIGURA 1. SEÇÃO GEOLÓGICA COMPOSTA AO LONGO DA BR-174 ENTRE VILA PACARAIMA (SVB) E O RIO SURUMU.

GEOMORFOLOGIA DA REGIÃO DA BACIA DE SÃO LUÍS

Carlos Roberto Paranhos Ferreira Junior UFPA/CPGG

Ruth Léa Bemerguy UFPA/CG/DGL

João Batista Sena Costa UFPA/CG/DGL

Yociteru Hasui CNPQ/UNESP

INTRODUÇÃO Os estudos neotectônicos desenvolvidos na região noroeste do Estado do Maranhão revelaram a existência de estruturas decorrentes de movimentos do Terciário Superior e do Quaternário, cujos resultados integram a dissertação de mestrado do primeiro autor. Os aspectos geomorfológicos em consonância com as estruturas são apresentados neste artigo.

UNIDADES MORFOESTRUTURAIS Cinco unidades morfoestruturais foram identificadas na região em pauta e para fins de descrição receberam as denominações de I, II, III, IV e V. Tais unidades fazem parte do Litoral de *Rias* e Lençóis Maranhenses e do Planalto Rebaixado da Amazônia (BARBOSA & PINTO, 1973).

A unidade I ocupa a porção norte da área investigada, estende-se por mais de 150 km na direção E-W e apresenta as seguintes características: disposição alongada das formas de relevo e padrão paralelo da rede de drenagem, além de bruscas inflexões e anomalias de drenagem controladas pelas falhas transcorrentes de direção E-W. Na parte centro-leste dessa unidade ocorrem colinas médias, colinas amplas e colinas médias alongadas, as colinas médias têm altitudes variando entre as cotas de 35 e 45 m e são sustentadas pelos sedimentos da Formação Itapecuru e do Grupo Barreiras. A rede de drenagem tem angularidade média e anomalias em arcos e cotovelos, sendo o padrão subparalelo e orientado segundo a direção E-W. As colinas amplas constituem interflúvios tabulares com topos extensos e planos situados a uma cota de aproximadamente 65 m, são sustentadas pela crosta laterítica desenvolvida sobre os sedimentos do Grupo Barreiras, acham-se seccionadas por vales encaixados e profundos, e têm padrão de drenagem subparalelo à subdendrítico. As colinas médias alongadas compõem interflúvios com topos

arredondados a angulosos, são sustentadas pelos sedimentos do Grupo Barreiras, podem atingir cotas de 65 a 70 m, e formam falésias ativas. Nessa região os manguezais estendem-se por toda a linha de costa, e adentram no continente margeando as desembocaduras dos principais rios e são fortemente controlados pelas falhas de direção E-W. Na região centro-oeste a esculturação do relevo desenvolveu-se sobre rochas do Complexo Maracaçumé, Formação Tromai e Formação Santa Luzia. Em menor proporção existem modelatos sobre sedimentos da Formação Itapecuru e do Grupo Barreiras. Nas áreas de ocorrência do Complexo Maracaçumé e da Formação Tromai, distinguem-se colinas médias com cotas de 45 a 50m e caracterizadas por um padrão de drenagem dendrítico; morrotes alongados com cotas de até 65 m e orientados nas direções NW-SE e NE-SW, apresentam topos arredondados a subangulosos, têm padrão de drenagem angulado associado e modelam rochas da Formação Gurupi; morrotes alongados e paralelos que ocorrem nas margens do rio Gurupi, orientam-se segundo a direção NNE-SSW e NE-SW, desenvolvem-se sobre rochas do Complexo Maracaçumé e podem atingir cotas de até 80 m.

A unidade II compreende uma faixa de aproximadamente 60 km de largura e orientada segundo a direção E-W, situa-se na porção sul da área e caracteriza-se pela alternância de regiões altas e baixas, com cotas de 85 m na porção oeste, 10 m na porção central e de 45-60 m no extremo leste. Nesta unidade é marcante o forte controle das falhas de direção E-W na orientação da rede de drenagem, com exceção da porção oeste, onde os rios tendem a orientar-se nas direções NNE-SSW e NE-SW. Nessa unidade destacam-se as mesas que formam interflúvios tabulares com cotas em torno de 110 m, sendo sustentadas pela crosta laterítica desenvolvida sobre sedimentos da Formação Itapecuru;

apresentam bordas escarpadas e topos achatados e são seccionadas por vales encaixados e profundos. As planícies aluviais colmatadas que ocorrem ao longo das margens da baía de São Marcos e do rio Mearim podem atingir até 30 km de largura, estão situadas em cotas inferiores a 10 m e são constituídas de areia fina a silte. Os lagos distribuem-se nos arredores dos municípios de Monção, Penalva e Viana, correspondem a áreas inundadas e alongadas e a meandros abandonados adjacentes ao leito dos principais rios e incluem argilas acinzentadas, plásticas, contendo quantidade variável de areia fina a média e matéria orgânica. Na base destes sedimentos é comum a ocorrência de níveis de turfa de espessura variando entre 3-5 cm.

A unidade III situa-se na porção leste da área, estende-se por cerca de 85 km e caracteriza-se pela orientação preferencial das formas de relevo na direção das falhas normais NW-SE. Nesta área há grandes desníveis topográficos e as altitudes podem atingir 130 m. As formas dominantes são colinas amplas, colinas médias e colinas médias alongadas caracterizadas por forte assimetria que se traduz por vertentes de perfil reto e inclinado com valores altos para SW e baixos para NE. Destaca-se ainda a ocorrência de Terraços Marinhos na porção nordeste da Ilha do Cajual, caracterizados por uma superfície situada entre 3 a 5 m e constituída de areia fina, esbranquiçada e intercalada com níveis de pelitos; sobre esta superfície ocorrem feixes de cordões arenosos dispostos segundo a direção NW-SE.

A unidade IV estende-se desde a região a sul da cidade de Pinheiro até os arredores da cidade de Camirangá. Nesta unidade dominam as formas em colinas médias alinhadas e paralelas, as quais apresentam topos arredondados a angulosos, limitados por vertentes de perfil convexo-retilíneo, e estão situadas na cota de 90 m. Constituem interflúvios alongados e paralelos, alinhados segundo a direção NW-SE e seccionados por vales profundos e encaixados. O perfil desta forma de relevo revela uma forte assimetria expressa por vertentes que se voltam para NE e SW com mergulhos altos e baixos, respectivamente, em consequência dos deslocamentos impostos pelas falhas normais de direção NW-SE. Colinas pequenas com morros isolados são frequentes na porção SW da área, ao longo do Rio Turiaçu e tratam-se de interflúvios de forma irregular e esculpido sobre sedimentos da Formação Itapecuru, apresentando

topos arredondados e seccionados por vales profundos. No contexto do cinturão de cisalhamento Gurupi domina o relevo de morrotes alinhados e paralelos, esculpido sobre rochas do Complexo Maracaçumé, do Grupo Gurupi e das formações Santa Luzia, Piriá e Igarapé de Areia; constituem interflúvios alongados na direção NW-SE, têm cristas agudas e vertentes retas, e acham-se intensamente seccionados por vales fechados e profundos, onde domina o padrão em treliça da rede de drenagem. Existem ainda formas em morrotes alongados, modelados sobre rochas indiferenciadas, correspondentes a interflúvios alongados nas direções NW-SE e NE-SW, com topos angulosos a suavemente arredondados e vertentes convexo-retilíneas.

A unidade V corresponde a região rebaixada com cotas entre 2 e 25 m, situa-se na porção central da área, orienta-se na direção NW-SE, e é caracterizada por formas de relevo de agradação associadas com os rios Turiaçu e Pericumã, destacando-se as planícies aluviais colmatadas que compõem regiões baixas, mais ou menos planas, e colonizadas por vegetação de campo; situam-se em cotas inferiores a 10 m e são constituídas de areia fina a silte, intercalada com níveis centimétricos de argilas. Os lagos que ocorrem nos arredores das cidades de Pinheiro e Santa Helena apresentam formas alongadas segundo a direção NE-SW, e são constituídos por sedimentos argilosos e silticos, intercalados com níveis de areia fina a média. Os terraços fluviais, que correspondem a terrenos horizontalizados situados entre as cotas de 6 a 8 m, adjacentes as margens dos rios e lagos, são constituídos de areia fina, por vezes silte, intercalados com níveis de argilas acinzentadas e areia média, sendo comum a ocorrência de lentes e níveis de turfa fibrosa.

REDE DE DRENAGEM Os padrões de drenagem sub-dendrítico, sub-paralelo, treliça direcional e angular, dominam na região.

O padrão sub-dendrítico drena o extremo noroeste da área, tem como rio principal o Gurupi, apresenta densidade média, sinuosidade mista, angularidade alta, assimetria fraca, tropia unidirecional e formas anômalas em meandros isolados, arcos e cotovelo. Este padrão acha-se associado às rochas cristalinas do cráton São Luis e torna-se anguloso devido ao

controle exercido pelas descontinuidades orientadas nas direções NE-SW e NW-SE.

O padrão paralelo ocorre nas porções nordeste e sudeste, e suas principais características são: densidade de drenagem média a alta; sinuosidade baixa; angularidade baixa; por vezes média; assimetria fraca; tropia unidirecional; e formas anômalas em arcos e cotovelo. A orientação dos elementos desse padrão é controlada por falhas dextrais de direção E-W.

O padrão em treliça direcional acha-se presente na parte sudoeste e é fortemente controlado pelas estruturas de orientação NW-SE. Caracteriza-se por apresentar densidade variando de média a alta, segmentos retilíneos, angularidade alta, assimetria forte, tropia bidirecional e formas anômalas em meandros isolados ao longo do curso do rio Gurupi..

O padrão angular ocupa a porção central da área, caracteriza-se pelo fluxo de SW para NE ao longo dos rios Turiaçu e Pericumã, os quais se acham bloqueados por falhas de direção NW-SE, nas adjacências das cidades de Santa Helena e Pinheiro. A densidade de drenagem varia de baixa a média, tendo assimetria fraca, tropia com tendência bidirecional e formas anômalas em meandros abandonados ao longo do rio Turiaçu. O padrão angular da rede de drenagem dá lugar ao padrão multibasinal, como na região dos lagos, entre as cidades de Pinheiro e Santa Helena.

DISCUSSÃO A análise da paleodrenagem sugere que: 1) as principais direções de antigos cursos d'água são NE-SW e E-W e coincidem com as orientações das estruturas do cráton São Luis e do Arco Ferrer-Urbano Santos, respectivamente; 2) existem extensos depósitos fluviais ao longo do rio Turiaçu, depósitos marinhos nas regiões dos lagos e extensas planícies de inundação e; 3) há exumação dos sedimentos da Formação Itapecuru pela ação fluvial. Tais fatos indicam que, possivelmente no

Pleistoceno ou até mesmo no Holoceno Antigo, existia no noroeste do Estado do Maranhão um sistema bem desenvolvido e intrincado de drenagem.. A instalação desse sistema deu-se a partir do soerguimento do continente, implicando no recuo da linha de costa e na superimposição hidrográfica extensiva segundo as principais direções estruturais. Esse sistema, à semelhança do que se observa atualmente, tinha como principais cursos d'água os rios Gurupi, Turiaçu, Pericumã e Mearim, os quais se ligavam ao Oceano Atlântico, constituindo verdadeiras rias que permitiram a entrada do mar, durante a transgressão Flandriana, até as proximidades das cidades de Santa Helena, Pinheiro e Viana.

No Holoceno Antigo, em decorrência de um novo episódio de movimentação transcorrente, os cursos de maior ordem, bem como as baías, sofreram mudanças bruscas em seus leitos originais. Associado a esta movimentação instalaram-se as falhas normais de direção NW-SE rotacionando e desnivelando os blocos, e impondo bloqueios nos cursos dos principais rios, resultando na formação de extensos lagos de barragem fluvial, bem como no abandono das planícies de inundação. Durante os últimos movimentos neotectônicos formaram-se as falhas transcorrentes de direção NE-SW, reativando os antigos cursos d'água na mesma direção.

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

- BARBOSA, G. V. & PINTO, M. N. 1973 . Geomorfologia da Folha SA-23 (Folha São Luis) e parte da Folha SA-24 (Folha Fortaleza). IN: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA-23 (São Luis) e parte da Folha SA-24 (Fortaleza); geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. v. 03, p. 3 - 26. (Levantamento dos Recursos Naturais).

Luis) e parte da Folha SA-24 (Folha Fortaleza). IN: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA-23 (São Luis) e parte da Folha SA-24 (Fortaleza),

geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra Rio de Janeiro v 03, p. 3 - 26 (Levantamento dos Recursos Naturais)

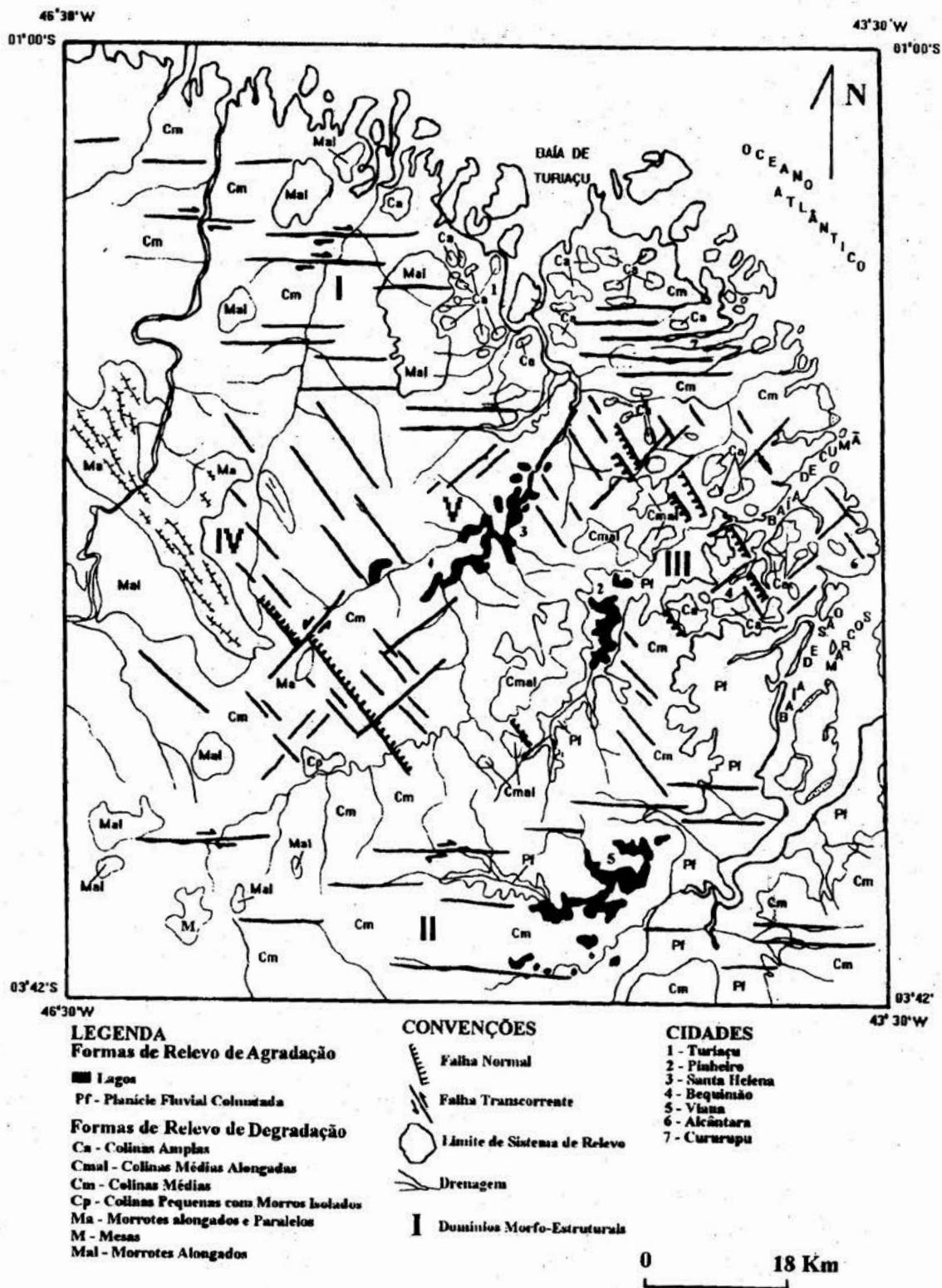


Figura 01 - Mapa Morfo-Estrutural da Bacia de São Luís

COMPARTIMENTAÇÃO ESTRUTURAL NEOTECTÔNICA DA REGIÃO DE CAROLINA (MA, TO), BACIA DO PARNAÍBA

Pedro Edson Leal Bezerra

IBGE-UFPA/CG - Av. Gentil Bittencourt, 418, B. Campos, Belém, PA, CEP.66035-340,

FAX.223-8553

João Batista Sena Costa

UFPA - Centro de Geociências, Caixa Postal 1611, Belém, PA, CEP 66075 -900

INTRODUÇÃO Os principais resultados das investigações estrutural e tectônica realizadas na região do vale do Tocantins entre as cidades de Estreito e Carolina, abrangendo partes aproximadamente iguais dos Estados do Maranhão e Tocantins, são apresentados e discutidos neste trabalho. A área representa uma pequena fração da Bacia do Parnaíba (apenas 2% de sua área total), mas abrange a extremidade sudoeste do *Lineamento Tianguá-Carolina* (Lima, 1992), e, em toda a região oeste, em parte da leste e na porção centro-norte, existem elementos estruturais pertencentes ao denominado *Lineamento Tocantins-Araguaia* (Kegel, 1966). Essas duas estruturas, de acordo com os dados de campo, comportam vários feixes de falhas, as quais impõem movimentações de blocos e isolam áreas ou "fatias" de rochas menos deformadas, enquadrando-se no conceito de *Cinturões de Cisalhamento* (Hasui & Costa, 1990). Nesse sentido definiu-se os cinturões *Tianguá-Carolina e Tocantins-Araguaia*, caracterizados por sistemas transcorrentes, distensivos e zonas de recobrimento transtensivas, cujos aspectos geométricos e cinemáticos inerentes ao quadro neotectônico, constituem o escopo do presente trabalho. A área engloba partes de seqüências paleozóicas e mesozóicas da Bacia Sedimentar do Parnaíba, representadas pelas formações **Pedra de Fogo** (Permiano), **Motuca** (Permo-Triássico), **Sambaíba** (Triássico), as efusões básicas e algumas intercalações sedimentares da **Formação Mosquito** (Juro-Triássico), e rochas Intrusivas Básicas introduzidas no final do Cretáceo. O Cenozóico inicia-se com a **Unidade Rio Farinha** de suposta idade miocênica, seguida por **Coberturas Sedimentares Arenosas Neogênicas e Pleistocênicas**. Nos vales ocorrem os sedimentos aluvionares atuais.

CINTURÃO TRANSCORRENTE TIANGUÁ-CAROLINA (CTTC) O CTTC compreende descontinuidades orientadas preferencialmente na direção N70-85E, e, secundariamente, nas direções N40-60W e N50-60E, decorrentes de vários episódios de movimentação por cisalhamento simples e caráter rúptil ao longo da zona axial do Arco de Xambioá, conforme interpretação de Hasui et al. (1991). Para o quadro neotectônico, as falhas de direção N70-85E são essencialmente transcorrentes dextrais, com componente extensional pouco expressivo; as de direção N40-60W são normais com alguma movimentação oblíqua dextral e aquelas orientadas segundo N50-60E são transcorrentes, ora dextrais, ora sinistras, principalmente as primeiras. O CTTC compõe-se de várias zonas de falhas transcorrentes que interagem através de áreas transtensivas, e que serão enfocadas a seguir.

Sistema Transcorrente Mosquito-Curicaca - Localiza-se no quadrante nordeste da área onde desponta exercendo forte controle sobre o traçado dos principais rios da região. A dissecação do relevo atuou preferencialmente ao longo das linhas de fraqueza do sistema e responde pela disposição alinhada das formas com altimetria mais proeminente, como a serra Vão da Mangaba, bem como pelo alinhamento em torno da direção E-W das áreas interfluviais. Os dados de campo confirmam a movimentação essencialmente dextral admitida para esse sistema.

Sistema Transcorrente Rio Feio - Localiza-se na porção central do quadrante NE da área, e ocupa toda a extensão do vale do rio Feio. As transcorrências afetam as formações Sambaíba e Mosquito, e sua interação com o Sistema Mosquito-Curicaca resulta no desenvolvimento de bacias transtensivas (rombograbs) que acolhem os sedimentos da Unidade Rio Farinha. A oeste, predominam feixes de falhas com direção ENE-WSW, dextrais e planos verticais, que se

ramificam e se ligam com falhas extensionais secundárias, configurando romboedros e sigmóides transtensivos. A leste, as descontinuidades predominantes têm direção N50-60E, com movimentação transcorrente sinistral.

Sistema Transcorrente Carolina - Pedra Caída - dispõe-se segundo uma faixa de direção geral ENE-WSW, na porção central da área, entre a cidade de Carolina e o balneário da Pedra Caída, na rodovia BR-230, onde responde por um padrão essencialmente retangular da rede drenagem, pelo trecho meandrante do rio Tocantins nas proximidades de Carolina, e, principalmente, pelo alinhamento preferencial dos elementos morfológicos, em particular das chamadas "Mesas de Carolina". Os elementos estruturais são falhas transcorrentes de direção ENE-WSW e movimentação dextral, e falhas de direção N50-60E, e movimentação tanto dextral quanto sinistral. É seccionado por falhas normais, ou algumas vezes oblíquas dexas, de direção N40-60W.

Sistema Transcorrente Alto Arraias-Itapecuru - Projeta-se no extremo sul da área em ambas as margens do Tocantins e apresenta direção em torno de ENE-WSW. Seus elementos são deduzidos a partir do controle exercido sobre a morfologia e sobre a rede de drenagem, a exemplo do baixo curso do rio Manoel Alves Grande, e praticamente toda a extensão do rio Itapecuru. Em ambos os casos, esses rios têm seus cursos subseqüentes, alinhados e controlados por prováveis descontinuidades de direção ENE-WSW, que se ligam a outras em torno de N40-60W com movimentação normal.

Zona Transtensiva Farinha - Campo Alegre - Compreende a região drenada pelo rios Campo Alegre e Farinha, posicionada entre os sistemas transcorrentes Mosquito-Curicaca e Rio Feio, ao norte, e o Sistema Transcorrente Carolina-Pedra Caída, ao sul. O relacionamento entre esses sistemas evidencia um recobrimento a esquerda (*left stepping*) de sistemas transcorrentes paralelos ou aproximadamente paralelos, com movimentação dextral e direção sublatitudinal, decorrendo a geração de transtensão com o eixo extensional orientado N50-60E, e desenvolvimento de falhas normais em torno de N45-50W. Na bacia do rio Farinha, as estruturas transtensivas controlam todo o seu curso, sendo que a progressão da deformação foi acompanhada pelo desenvolvimento de rombograbs e flores negativas, onde se depositou a seqüência da Unidade Rio Farinha, proveniente da rápida erosão dos blocos soerguidos.

Zona Transtensiva Alto Itapecuru - Carolina - Corresponde a região posicionada entre os Sistemas Transcorrentes Alto Arraias - Itapecuru e Carolina - Pedra Caída, e de configuração geométrica semelhante a da Zona Transtensiva Farinha-Campo Alegre, cujas estruturas estão impressas nas rochas das Formações Motuca, Pedra de Fogo e Sambaíba.

CINTURÃO DISTENSIVO TOCANTINS-ARAGUAIA (CDTA)

O CDTA inclui os conjuntos de falhas orientadas em direção submeridiana, produtos da reativação de zonas de fraqueza muito antigas provavelmente relacionadas a evolução da Faixa Araguaia. No contexto evolutivo da área enfocada, o CDTA apresenta deformação por cisalhamento simples e em nível crustal superior, caracterizando-se estruturas essencialmente do domínio rúptil, decorrentes de vários eventos cinemáticos em regime tectônico distensivo. Sua principal representação se faz através do Sistema Distensivo Vanderlândia, por todo o bordo leste da área pesquisada, e pelos Sistemas Distensivos Estreito-São José e Itaeiras Rejeitado

Sistema Distensivo Vanderlândia - Este sistema engloba o feixe de falhas orientadas em torno da direção N-S no limite ocidental da área. As descontinuidades são do tipo normal com planos mergulhando principalmente para oeste onde se posicionam os blocos abatidos e se situam as vertentes do rio Araguaia. O bloco soerguido, nesse caso, conforma, a leste, o divisor Tocantins-Araguaia, cujo topo apresenta desnivelamentos que chegam a ultrapassar os 150m em relação ao nível altimétrico da cidade de Vanderlândia. Em vários afloramentos, os moderados mergulhos das estrias de falha indicam uma movimentação oblíqua, que tanto pode ser dextral quanto sinistral, em face da posição do CDTA em relação ao eixos de tensão.

Sistema Distensivo Estreito-São José - Constitui um feixe de falhas orientadas em direção submeridiana que controla o curso do rio Tocantins a partir do paralelo da ilha de São José (paralelo 7^o S) estendendo-se em direção ao limite norte da área. Para o quadro neotectônico essas falhas apresentam cinemática normal, com planos mergulhando para oeste, mesmo sentido do abatimento da capa, estando o bloco soerguido a leste.

Sistema Distensivo Itaeiras-Rejeitado - Trata-se de um Feixe de falhas com direção geral N-S que se estende desde o alto curso do rio Itapecuru,

na extremidade sudeste da área, até o vale do Itauaí no quadrante nordeste. Também compreende falhas com movimentação predominantemente normal, com bloco soerguido a leste.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O quadro neotectônico admitido para a região, analisado com base nas estruturas do CTTC, pode ser deduzido a partir da atuação de um binário orientado em torno de E-W a ENE-WSW (N85E-S85W) com movimentação dextral, e desenvolvimento de um elipsóide de deformação com eixo X em torno de N45E, direção esta coincidente com a do tensor extensional σ_3 , e eixo Z, em torno de N45W, definindo a orientação do tensor compressivo σ_1 . Nesse contexto, adotando-se o modelo de Riedel para a deformação não-coaxial, as falhas normais com direção N40-60W corresponderiam as fraturas do tipo T, cuja inclinação, que chega a atingir 15° em relação à ortogonal do eixo extensional (posição de T no modelo), justificaria a movimentação oblíqua dextral identificada em vários elementos. As transcorrências direcionadas para N70-85E com cinemática dextral, as quais compõem o principal feixe de falhas do CTTC, são interpretadas dentro desse modelo como fraturas sintéticas do tipo Y, paralelas ao binário externo, enquanto que aquelas segundo N50-60E, estariam em posição aproximadamente coincidente com as fraturas do tipo P, cuja cinemática é a mesma do binário externo, e portanto predominantemente dextral, embora movimentações sinistrais também apareçam com alguma frequência. A ocorrência comum de figuras geométricas desenhadas por

flores negativas, bem como das bacias que acolheram os sedimentos da Unidade Rio Farinha, uma seqüência de leques aluviais presentes nas áreas de recobrimento das zonas ou sistemas de cisalhamento que compõem o CTTC (prováveis rombograbs), evidenciam o seu caráter essencialmente transtensivo. A evolução do CDTA no quadro neotectônico envolveu movimentação normal, mas suas estruturas analisadas em relação ao modelo de Riedel, posicionam-se em correspondência às fraturas tanto do tipo R' como do tipo X, justificando movimentação oblíqua que tanto pode ser sinistral quanto dextral. Tais falhas oblíquas confundem-se com aquelas relacionadas a movimentações mais antigas, dificultando, nesse caso, a identificação e caracterização da estruturação oblíqua neotectônica do CDTA.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- HASUI, Y & COSTA, J.B.S. 1991. Zonas e Cinturões de Cisalhamento. Belém, Ed. Universitária, 144p
- HASUI, Y; COSTA, J.B.S; BORGES, M da S; ASSIS, J.F.P; PINHEIRO, R.V.L; BARTORELLI, A; PIRES NETO, A.G.; MIOTO, J.A. 1991. A borda sul da bacia do Parnaíba no Mesozóico. In: SIMP.NAC. EST. TECTÔNICOS, 3^o, Rio Claro, p.93-95.
- KEGEL, W. 1966. A estrutura geológica do nordeste do Brasil. B. Div. Geol. Mineral., Rio de Janeiro, (227).
- LIMA, M.I.C. de 1992. Análise morfoestrutural da borda sul da bacia do Parnaíba CONGR. BRAS. GEOL., 37^o, V.1.

AS CONDICIONANTES ESTRUTURAIS NA MORFOGÊNESE DA REGIÃO DE CAROLINA (MA, TO), BACIA DO PARNAÍBA

Pedro Edson Leal Bezerra

IBGE-UFPa/CG - Av. Gentil Bittencourt, 418, B. Campos, Belém, PA, CEP.66035-340,
FAX.223-8553

João Batista Sena Costa

UFPa - Centro de Geociências, Caixa Postal 1611, Belém, PA, CEP 66075 -900

INTRODUÇÃO Para quem percorre a rodovia Transamazônica no trecho entre as cidades de Carolina e Estreito no Estado do Maranhão, não pode deixar de perceber, seja pela beleza intrínseca, seja pelo evidente contraste morfológico, a existência de uma paisagem caracterizada por agrupamentos de mesas e chapadas modeladas em rochas areníticas, onde despontam escarpas com até 200 m de desnível em relação ao caudal do Tocantins, nível de base local. Paisagem semelhante também se verifica ao longo da rodovia Belém-Brasília, entre Estreito e Vanderlândia, já no trecho Tocantinense da rodovia, que serpenteia e secciona, imponentes mesas e chapadas.

A observação de imagens de satélite e radar de pequena escala (1:250.000 ou menor) fornece uma excelente visualização da distribuição dessas feições que, em verdade, representam os registros de uma morfogênese onde se combinam eventos de aplanamento com a evolução paleo e neotectônica de dois imponentes lineamentos estruturais orientados nas direções ENE-WSW e N-S.

O entendimento dessa evolução tectônica, a sua influência na morfogênese e as relações com os eventos morfoclimáticos na elaboração do relevo, constituem os objetivos fundamentais do presente trabalho.

ÁREA DE PESQUISA Situa-se sobre a Bacia Sedimentar do Parnaíba, e conforma um polígono que envolve parte dos municípios de Carolina, Estreito e Riachão, no Estado do Maranhão, e Araguaína, Babaçulândia,

Filadélfia e Vanderlândia, no Estado do Tocantins, mais precisamente entre os paralelos 6^o30' e 7^o30' Wgr. e os Meridianos 47^o00' e 48^o00'S, correspondente às Folhas SB.23-Y-A-III, SB.23-Y-A-IV, SB.23-Y-C-I e SB.23-Y-C-II do Corte Cartográfico Internacional, para a escala 1:100.000, perfazendo aproximadamente 12.000 km² (Figura 1). Engloba partes de seqüências paleozóicas e mesozóicas da Bacia Sedimentar do Parnaíba, representadas pelas formações **Pedra de Fogo** (Permiano), **Motuca** (Permo-Triássico), **Sambaíba** (Triássico), as efusões básicas e algumas intercalações sedimentares da **Formação Mosquito** (Juro-Triássico), e rochas Intrusas Básicas introduzidas no final do Cretáceo. O Cenozóico inicia-se com a **Unidade Rio Farinha** de suposta idade miocênica, seguida por **Coberturas Sedimentares Arenosas Neogênicas e Pleistocênicas**. Nos vales ocorrem os sedimentos aluvionares atuais.

COMPARTIMENTAÇÃO ESTRUTURAL

As estruturas arranjam-se em termos de dois Cinturões de Cisalhamento (veja Bezerra & Costa, neste Simpósio): O Cinturão Transcorrente Tianguá-Carolina (CTTC) de caráter neotectônico transcorrente e o Cinturão Distensivo Tocantins-Araguaia (CDTA), extensional. O CTTC compreende falhas transcorrentes dextrais, orientadas preferencialmente na direção N70-85E, e, secundariamente, nas direções N40-60W, normais com alguma movimentação oblíqua, e N50-60E, transcorrentes sinistrais e dextrais. O

CDTA representa os feixes de falhas normais orientados em direção submeridiana, produtos da reativação de zonas de fraqueza muito antigas admitidas como relacionadas a evolução do Cinturão Araguaia.

AS SUPERFÍCIES DE APLANAMENTO

A análise da altimetria relativa e das formações superficiais evidencia a existência de duas superfícies de aplanamento na área investigada. A mais antiga constitui o topo das mesas e chapadas residuais da região de Carolina, trunca litologias das formações Sambaíba e Mosquito, e desenvolveu-se no final do Terciário, provavelmente no Mioceno (Barbosa et al. 1973). A mais nova, evoluída no Pleistoceno, faz-se representar por uma superfície arenosa, proveniente do desgaste das escarpas areníticas, ou, ao sul da área investigada, por rampas, suavemente inclinadas em direção ao Tocantins, truncando as formações Motuca e Pedra de Fogo.

ELABORAÇÃO DO RELEVO

A elaboração do relevo da região de Carolina vincula-se à combinação de eventos morfoclimáticos com zonas de fraqueza crustal. Os cinturões de cisalhamento (CTTC e CDTA) constituem os testemunhos de um processo evolutivo bastante antigo que pode ter-se iniciado já no Pré-Cambriano, tendo em vista a coincidência dos elementos estruturais do CTTC com as estruturas arqueanas de Carajás, e do CDTA, com os da Faixa Araguaia.

A reativação dessas zonas de fraqueza no final do Triássico e início do Jurássico, é evidenciada pelas manifestações de vulcânicas básicas, com essa idade, pertencentes à Formação Mosquito, ocorridas através das fissuras geradas pela distensão decorrente da abertura do Oceano Atlântico Equatorial, com o progressivo afastamento entre as placas Sul-Americana e Africana, e desenvolvimento de um campo de tensões com eixo extensional orientado para o quadrante NE, que se mantém até os dias atuais, embora o regime tectônico tenha mudado de extensional para transcorrente a partir do Mioceno. Para o Juro-Triássico, no entanto,

admite-se que o eixo extensional orientava-se em torno de N45E decorrendo movimentação oblíqua tanto no CDTA quanto no CTTC, e geração de áreas elevadas ao longo dessas zonas de fraqueza. O magmatismo foi particularmente importante ao longo do CTTC, a julgar pela distribuição dessas efusivas básicas na direção E-W.

No final do Cretáceo, o campo de tensões sofreu rotação horária, posicionando-se em torno da direção ENE-WSW, promovendo movimentação essencialmente transcorrente dextral ao longo do CTTC, de disposição paralela predominante, e extensional em CDTA, disposto transversalmente, com as falhas normais mergulhando em geral para leste. Este processo resultou na abertura de fissuras orientadas na direção N-S, coincidente com a de CDTA, e magmatismo plutônico, materializado por diversos corpos de rochas intrusivas básicas com esta idade, e bem evidenciado pelo acentuado soergimento do setor oeste da área pesquisada. Este evento cinemático no contexto evolutivo da bacia do Parnaíba, responde pelo desenvolvimento de uma ampla área subsidente, onde se depositaram os sedimentos cretácicos das formações Corda, Grajaú e Itapecuru, limitada a sul pelo CDTA e a oeste pelo CTTC, configurando assim a bacia cretácica do Parnaíba, mas fora dos limites da área aqui enfocada. Ressalte-se que ao sul do CTTC não ocorrem sedimentos cretácicos, aventando-se a possibilidade desse cinturão ter-se comportado como uma zona compartimental, com soergimento ao sul, e rebaixamento ao norte. No Terciário, mudanças climáticas de expressão global criaram as condições para o desenvolvimento do Aplanamento Miocênico, tido por muitos autores como relacionado a processos de pediplanação, mas os dados ainda são insuficientes para comprovar tal conjectura. Se assim ocorreu, a evolução da paisagem dava-se por degradação lateral, com erosão remontante e geração de superfícies planas, elaboradas sobre os basaltos Mosquito e sobre os arenitos eólicos Sambaíba, configurando-se a pediplanação miocênica conforme admissão de Barbosa et al. (1973). A

topossequência, decorrente, em face do clima úmido holocênico, caracteriza-se pela presença de latossolos roxos, latossolos vermelhos ou terra roxa estruturada, todos eutróficos, sobre os basaltos Mosquito, e, geração de amplas áreas de coberturas arenosas sobre a Formação Sambaíba, caracterizando as Coberturas Sedimentares Neogênicas. Concomitantemente o eixo extensional retoma a posição em torno de N45E, possibilitando a definição de um quadro geométrico de falhas transcorrentes, orientadas preferencialmente na direção ENE-WSW, e de falhas normais em posição N-S desta feita com os planos mergulhando principalmente para oeste, aproveitando-se, em ambos os casos, de fraquezas reológicas originadas em eventos cinemáticos pretéritos. A interação entre os feixes de falhas do CTTC responde pela geração de áreas onde o recobrimento de sistemas transcorrentes gera transtensão com o eixo extensional orientado N50-60E, e desenvolvimento de falhas normais em torno de N45-50W. Na região drenada pelo rio Farinha, as estruturas transtensivas controlam todo o seu curso, sendo que a progressão da deformação foi acompanhada pelo desenvolvimento de rombograben e flores negativas, onde se depositou a seqüência de leques aluviais da Unidade Rio Farinha, proveniente da rápida erosão dos blocos soerguidos (ver Bezerra & Costa, neste Simpósio). O soerguimento associado às falhas normais foi particularmente importante ao longo da borda ocidental da área, e responde pelo deslocamento para leste do curso do rio Tocantins, e formação do divisor elevado com rio Araguaia. O rio Tocantins penetra na região segundo uma direção geral SW-NE, mas torna-se meandrante na altura do paralelo de Carolina, em face do soerguimento associado a evolução estrutural cenozóica das falhas transcorrentes dextrais com alguma movimentação oblíqua e direção N75-80E, e, principalmente, às falhas normais direcionadas

N40-50W. O aplanamento pleistocênico rebaixou a superfície miocênica, ao nível altimétrico de Carolina, desenvolvendo ampla superfície arenosa que constitui as Coberturas Detriticas Pleistocênicas, bem como vertentes rampeadas para o Tocantins, truncando as formações Motuca e Pedra de Fogo. O entalhamento da drenagem holocênica ocorreu preferencialmente ao longo das falhas e fraturas geradas nos diversos eventos cinemáticos, estabelecendo um padrão de drenagem tipicamente retangular ao longo do CTTC, evidenciando um forte controle estrutural, e dissecando a superfície miocênica ainda soerguida, que foi assim segmentada nas diversas mesas e chapadas residuais que conformam a paisagem que hoje se vislumbra.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARBOSA, G.V.; BOAVENTURA, R.S., PINTO, M.N. 1973. Geomorfologia. In: Projeto RADAM. Folha SB.23 Terezina e parte da Folha SB.24-Jaguaribe. Rio de Janeiro, (Levantamento de Recursos Naturais, 2)
- COSTA, J.B.S.; BORGES, M.da S.; IGREJA, H.L.S da; HASUI, Y. 1991. Aspectos da evolução tectônica da bacia do Parnaíba e sua relação com o arcabouço Precambriano. B. Simp.Est. Tectônicos. Rio Claro, 1991, p. 96-98.
- DEL'ARCO, J.O. & MAMEDE, L. 1985. As formações edafoestratigráficas de Mato Grosso e Goiás. In: 2^o Simp.de Geol. Amazônia, Belém, 1985. *Anais*. Belém, Soc. Bras. Geologia Núcleo Norte, v.1. P376-396.
- HASUI, Y; COSTA, J.B.S; BORGES, M da S; ASSIS, J.F.P; PINHEIRO, R.V.L; BARTORELLI, A; PIRES NETO, A.G.; MIOTO, J.A. 1991. A borda sul da bacia do Parnaíba no Mesozóico. In: SIMP.NAC. EST. TECTÔNICOS, 3^o, Rio Claro, 1991. p.93-95.

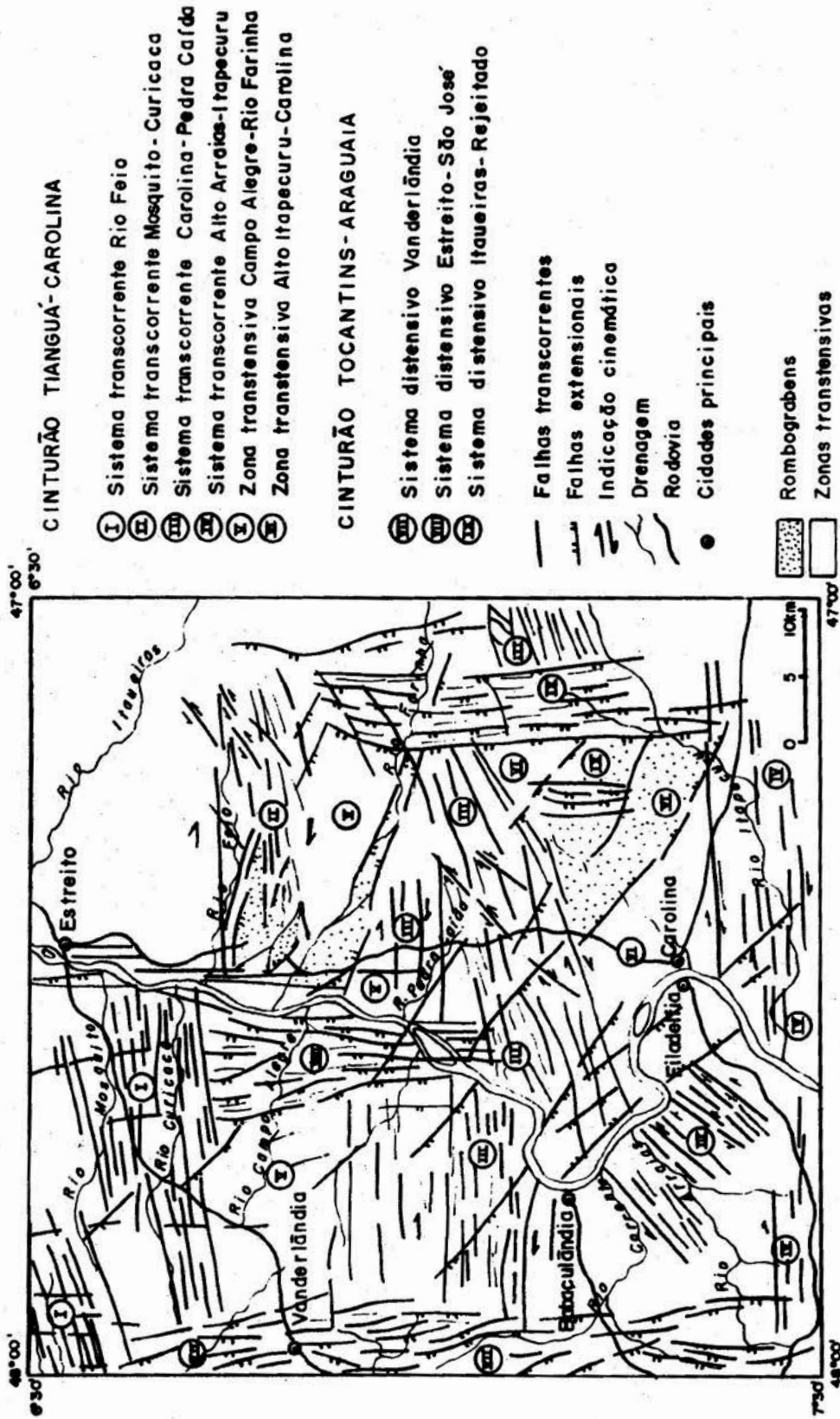


Figura 1 - Compartimentação estrutural neotectônica da região de Carolina.

INTERPRETAÇÃO MORFOESTRUTURAL DA REGIÃO LESTE DA ILHA DE MARAJÓ (PA)

Geól. Mário Ivan Cardoso de Lima *

Geól. Francisco Armando de Jesus da Fonseca Coelho*

Geól. Garrone Hugo Silva*

Geól. Pedro Edson Leal Bezerra*

Eng. Agr. Manoel Faustino Neto*

Eng. Flor. Carlos Alberto Miranda*

Eng. Flor. Joana D'Arc Arouck Ferreira*

* IBGE - Divisão de Geociências do Norte - Belém - PA

CARACTERIZAÇÃO GERAL DA ÁREA

Como parte integrante do Programa de Sistematização Sobre Recursos Naturais que o IBGE executa em todo o território nacional, a equipe técnica da Divisão de Geociências do Norte, procedeu no decurso do 2^o semestre de 1995, a atualização e sistematização das informações sobre a Geologia, Geomorfologia, Solos e Vegetação das folhas SA.22 -X-B e SA.22-X-D.

Estas folhas abrangem a região oriental da Ilha do Marajó cuja paisagem, analisada à luz destas informações temáticas, revela-se como produto de uma morfogenese onde se combinam fatores de ordem climática, com outros relacionados a litologia, a geologia estrutural e a neotectônica. No presente trabalho são apresentadas alguns aspectos físicos e bióticos e discutidas as influências litoestruturais no desenvolvimento dessa paisagem, que em linhas gerais pode ser visualizada no esboço morfoestrutural apresentado na Figura 1. Além das informações obtidas no campo, foram importantes àquelas de escritório, auferidas através da interpretação de imagens TM do satélite LANDSAT-5 na escala 1:250 000, bandas 3 e 4 dos WRS 224/60 e 224/61, referentes a julho de 1986, bem como Radar de Visada Lateral, SAR-X, com polarização HH, na mesma escala.

A região objeto desta pesquisa dispõe-se na região leste da Ilha de Marajó, mais precisamente a oriente do meridiano 49^o 30'

WGr, envolvendo uma área de cerca 20 000 km², tendo como localidades principais as sedes dos municípios de Soure, Salvaterra, Cachoeira do Arari, Santa Cruz do Arari, Ponta de Pedras e Muaná no Estado do Pará (Figura 1). Esta pesquisa visa contribuir com a geologia marajoara, em especial no que tange as suas morfoestruturas, as quais foram desenvolvidas no período Quaternário, constituindo, deste modo, subsídios para melhor compreensão de movimentos neotectônicos.

A ilha de Marajó localiza-se na porção nordeste do Estado do Pará e apresenta uma área de cerca 50 000 km², constituindo a maior ilha do Brasil. Os indígenas a chamavam de *Mbarayó*, de onde provém o termo *Marajó*, que significa "*anteparo do mar*". Sua parte oriental é constituída de campos alagáveis no inverno (fevereiro a julho), que se tornam parcialmente alagados entre o meses de agosto a outubro, e secos de novembro a janeiro, com exceção de algumas áreas, que permanecem inundadas, denominadas localmente de "*mondongos*". O lado ocidental da ilha, por sua vez, é dominada por floresta ombrófila, com grande incidência de várzeas.

Distingue-se na Ilha do Marajó duas importantes unidades de paisagem, que refletem variados fatores ambientais inter-relacionados de maneira sistêmica. A Terra Firme, que representa as áreas emersas em processo de degradação ou configurando áreas

morfodinamicamente estáveis, e os Campos Alagáveis, que são áreas em processo de agradação.

Na Terra Firme, as exposições rochosas mais significativas observadas na área investigada constituem falésias, entre 8 até 10 metros de altura, dispostas na região estuarina dos municípios de Ponta de Pedras e Soure/Salvaterra, modeladas em sedimentos do Grupo Barreiras cuja idade remonta ao Mioceno. Nestas exposições, restritas às paredes verticais que conformam as falésias, não é possível a representação cartográfica do Grupo Barreiras porquanto é recoberto por um pacote colúvio-aluvial areno-argiloso a argilo-arenoso, de idade pleistocênica, referido genericamente na literatura geológica regional como Unidade *Pós-Barreiras* ou Coberturas Detríticas Pleistocênicas.

As exposições da Unidade *Pós-Barreiras* ocorrem mais para o interior da ilha, sob a forma de superfícies de aplanamento inumada, e faz-se representar por sedimentos argilosos parcialmente oxidados, a que se associam Plintossolos, e constituem áreas alagáveis nas épocas de maior precipitação pluviométrica (fevereiro a julho) em face da impermeabilidade das argilas presentes em sua constituição (*Qsu*); como também por sedimentos areno-argilosos ou argilo-arenosos total ou parcialmente pedogeneizados, apresentando-se transformados em Latossolo Amarelo álico (*Qsi*). Vide Figura 1. Em termos morfológicos, as áreas de exposição das Coberturas *Pós-Barreiras*, configuram áreas emersas, ou alagáveis nas épocas de grandes precipitações pluviométricas, caracterizadas por modelados de aplanamento. No esboço morfoestrutural da Figura 1, estas áreas são identificadas como Superfícies de Aplanamento Inumadas, onde a cobertura vegetal é de Floresta Ombrófila já desfigurada pela ação antrópica originando-se capoeiras (*Qsi*), e onde ocorre vegetação campestre (*Qsu*), evidenciando uma perfeita relação de causa e efeito na evolução dos meios físicos e bióticos.

Bezerra, P. E. L., co-autor deste trabalho, advoga a existência de exposições do Grupo

Barreiras mais para o interior da ilha, principalmente nos vales, onde a cobertura pleistocênica foi removida pela incisão da drenagem holocênica e seria retratada no terreno pela superfície de aplanamento, formada por Plintossolos, onde domina a vegetação campestre, referida como *Qsu* na Figura 1.

No que se refere a paisagem dos Campos Alagáveis, constituem a área de ocorrência de uma variada sorte de depósitos holocênicos de ambientes fluviais (*Qf*), fluviolagunares (*Qfl*), lagunares (*Ql*) e fluviomarinhos (*Qfm*), onde se incluem sedimentos argilosos de mangue (*Qfm₁*) e planícies litorâneas, com cordões arenosos (*Qfm₂*). Vide Figura 1. As planícies fluviais ocorrem ao longo dos vales, bem como configurando uma feição geomorfológica bem realçada, que são os paleovales identificados nas porções central e norte da área, cuja disposição, indicando uma migração do antigo canal para norte, é admitida como relacionada a basculamentos neotectônicos. Os depósitos lagunares e fluviolagunares, por seu turno, constituem feições geológicas e geomorfológicas bem características nos produtos de sensores remotos, ocorrendo na porção centro-norte, e compõem-se essencialmente por material siltico-argiloso, onde se desenvolvem solos hidromórficos e gleissolos, povoados por uma vegetação pioneira de caráter edáfico, com fisionomia arbustiva, densa e cerrada conhecida regionalmente como "*mondongos*". Alguns depósitos indivisos de origem continental constituem zonas constantemente inundáveis, amiúde argilosas, com dominância de solos solonchak, devido a presença de sais, inclusive expondo, no verão, eflorescência salina. Os sedimentos fluviomarinhos ocorrem na zona costeira da ilha e tipificam-se por depósitos de mangue representados por material pelítico, gleizado, associado a matéria orgânica, assim como planícies flúviomarinhas com a presença de cordões arenosos.

Serra & Tancredi (1982) aplicaram o método de resistividade elétrica na porção oriental da ilha de Marajó com vistas a hidrogeologia, obtendo valores de resistividade

que se coadunam com o arcabouço apresentado na Figura 1.

Fundamentado em produtos de sensores remotos (RADAR E LANDSAT-TM) foi possível esboçar os principais "trends" estruturais que assomam na porção oriental da Ilha de Marajó (Figura 1). Observa-se uma dominância de estruturas lineares para NE-SO a ENE-OSO, e secundariamente para N-S e NO-SE. Estas estruturas são interpretadas como reativações de falhas antigas envolvidas na evolução do "rift" assimétrico do Marajó, cujo quadro geométrico envolve a ocorrência de falhas normais e transcorrentes de direções NO-SE e NE-SO, respectivamente (Villegas, 1994). Diante desse quadro, as estruturas lineares orientadas para N-S ou NO-SE, desenvolveram-se em posição ortogonal ou aproximadamente ortogonal ao eixo extensional, sendo interpretadas como do tipo normais, enquanto que aquelas segundo NE-SO ou ENE-OSO, caracterizariam falhas transferentes desenvolvidas para acomodar a movimentação extensional. Nas porções noroeste e central da área estudada, assomam inúmeros paleocanais e lagos, inclusive o lago Arari, denotando um marcante controle tectônico, os quais seriam limitados por falhas transcorrentes de orientação ENE-OSO, e por falhas normais de orientação aproximadamente meridiana, desenhando uma figura típica de romboedro transtensivo, o que implica em se admitir movimentação essencialmente dextral ao longo das falhas transcorrentes. Deste modo, a grande diversidade de paleocanais com distintas orientações, inclusive com truncamentos, estariam relacionados a movimentação de blocos, caracterizando-se a região do lago Arari como uma zona transtensiva, do tipo "pull apart", o mesmo ocorrendo na porção norte, em vista da geometria tipo romboedro. Aliás, esses

basculamentos também são evidentes na fração sul, regiões de Soure/Salvaterra e Ponta de Pedras, porquanto da presença de falésias. Tais movimentações estariam relacionadas ao Holoceno.

A Bacia do Marajó, de idade mesozóica, tem seu limite demarcado por Villegas (1994) a oeste da sede do município de Ponta de Pedras, através de falhas normais de orientação NNO-SSE, o qual é coincidente com um marcante alinhamento do rio Afuá, interpretado como a expressão dos limites do "rift" do Marajó em superfície.

Teixeira & Costa (1992) estudando a região de Soure/Salvaterra (PA), ressaltam que a linha de costa, em escala regional, permite estabelecer direções preferenciais segundo $N20^{\circ}-30^{\circ} O$ e $N50^{\circ}-60^{\circ} E$. Além do mais, tais autores concluem que as falésias da região de Soure/Salvaterra registraram fraturamentos, possivelmente ligados a efeitos neotectônicos, permitindo identificar "sets" de fraturas principais, com as seguintes direções: NO-SE, ENE-OSO e NE-SO.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- SERRA, V. H. & TANCREDI, A. C. F. N. S. 1982. Estudos Hidrogeológicos da Ilha de Marajó. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 1. Belém. 1982. Anais... Belém, SBG. v. 2. p. 333-338.
- TEIXEIRA, J. V. B. & COSTA, L. T. R. - 1992. Estudo Integrado da Região de Soure-Salvaterra - Marajó (PA). Estágio de Campo III. UFPA. Departamento de Geologia. 153 p. ilustr. mapas.
- VILLEGAS, J.M.C. 1994. Geologia Estrutural da Bacia do Marajó. Dissertação de Mestrado. Centro de Geociências da UFPA. Belém, 119 p.

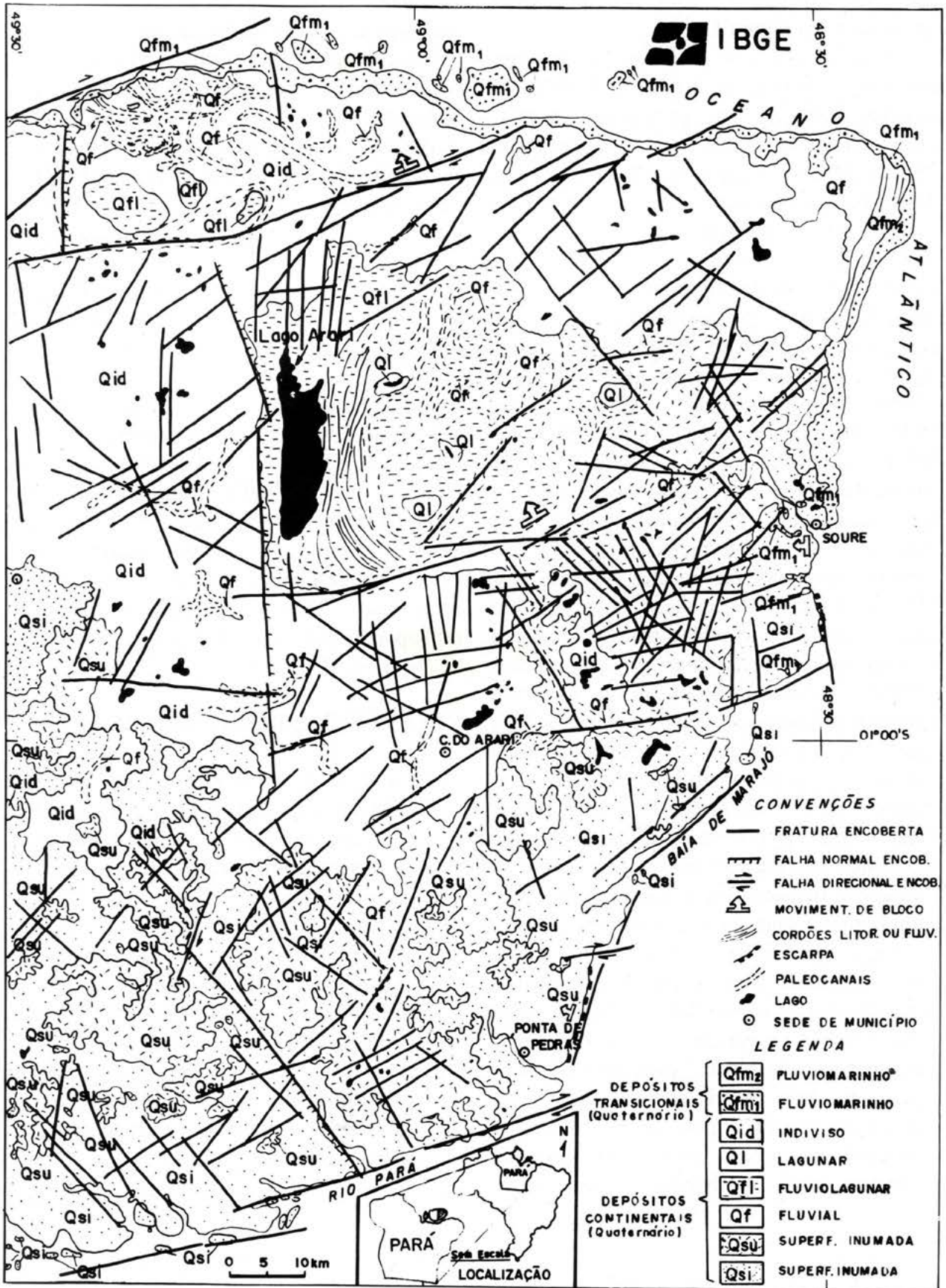


Figura 1 - Esboço morfoestrutural da porção oriental da Ilha de Marajó (PA).

CARACTERIZAÇÃO GEOTECTÔNICA DAS ASSINATURAS SÍSMICAS CRUSTAIS NO INTRAEMBASAMENTO DA SUB-BACIA DO JANDIATUBA (BACIA DO SOLIMÕES).

Roberto Vega Sacasa - CPGf - UFPa

João Batista Sena Costa - CG - UFPa

INTRODUÇÃO A Bacia do Solimões é uma estrutura paleozóica intracratônica situada entre os escudos das Guianas e Brasileiro. Está separada das bacias do Acre, a oeste, pelo arco de Iquitos, e do Amazonas, a leste, pelo Arco de Purus. Os resultados das investigações geológico-geofísicas nesta região revelaram que a Bacia do Solimões compreende as sub-bacias do Jandiatuba e Juruá, separadas pelo Arco de Carauari, uma feição regional positiva norte-sul que exerceu forte controle sobre a sedimentação paleozóica (Fig. 1) (CAPUTO & SILVA, 1990).

Através deste trabalho buscou-se o entendimento do arcabouço estrutural da crosta continental da porção ocidental da Bacia do Solimões, denominada de sub-bacia do Jandiatuba. Com esse enfoque, caracterizou-se a natureza dos sistemas estruturais do embasamento e do intraembasamento com base na geometria e profundidade de refletores sísmicos.

A análise das informações de subsuperfície representadas por dados de sísmica profunda e consultas do acervo de resultados dos diferentes programas existentes nos vários continentes sobre esse aspecto (COCORP, BIRPS, DEKORP, ECORS), foram relevantes para fins de comparação e correlação, objetivando contribuir para o entendimento geotectônico da refletividade desse segmento crustal da Amazônia (Fig. 2).

A complexidade do quadro de assinaturas sísmicas dessa porção crustal da sub-bacia do Jandiatuba foi relacionado principalmente com a geometria de sistemas estruturais de cinturões de cavalgamento e transcorrentes, assim como de bacias extensionais.

SIGNIFICADO DOS PADRÕES DE REFLETORES

Através da análise dos padrões de refletores sísmicos chegou-se a definição dos seguintes elementos estruturais:

- (a) falhas inversas no pacote sedimentar da sub-bacia do Jandiatuba;
- (b) zonas de falhas divergentes que mergulham seguindo um padrão na forma de rampas, podem ser relacionadas a cavalgamentos e retrocavalgamentos, sobretudo na crosta superior-média;
- (c) imbricações nos intervalos médio a inferior da crosta dúctil expressos através de assinatura fortemente anastomótica;
- (d) "transparência" sísmica da crosta superior rúptil evidenciada pela ausência de refletores, além de lentes "transparentes" nos níveis crustais mais profundos;
- (e) a descontinuidade de Moho caracterizada por vários feixes anastomóticos de refletores, pela diferenciação de refletividade e pelo decréscimo de amplitude e frequência no intervalo de 38 a 45 km.

ASPECTOS TECTONO-SÍSMICOS

Conforme discutido por HASUI et al. (1984), a área estudada está circundada por vários cinturões de alto grau metamórfico caracterizados por anomalias gravimétricas alinhadas e definidas como faixas de crosta adelgada. Outra interpretação do quadro estrutural envolve esforços transpressivos do Neojurássico-Eocretáceo, que geraram uma zona de falhas transcorrentes e escalonadas denominada de Megacisalramento do Solimões (CAPUTO & SILVA, 1990). Portanto, os registros sísmicos na área apresentam geometrias caracterizadas como

imbricações antigas; zonas de cisalhamento crustais; complexos de zonas de cavalgamentos com características de rampas e patamares, ou rampas anticlinais e descolamentos a níveis crustais, além da atividade magmática anorogênica; intrusões do manto durante um provável rifteamento paleozóico; falhas inversas no pacote sedimentar; e intrusões máficas mesozóicas na forma de sills de diabásio.

Comparando-se as assinaturas sísmicas com as de outras regiões do mundo, é importante ressaltar que alguns tipos de arranjos são semelhantes aos de terrenos afetados por movimentos distensivos, compressivos e direcionais. Os refletores sub-horizontais com mergulhos suaves na crosta média / inferior, assim como a forma laminada e continua do limite crosta / manto são proeminentes em regiões que experimentaram regime extensional, a exemplo da Província Basin and Range nos E.U.A e da parte noroeste da Europa. Por outro lado, reflexões de amplitudes variáveis em arranjos anastomóticos, na forma de duplex ou leques imbricados, são característicos dos movimentos compressivos, similares as assinaturas da sub-bacia do Jandiatuba, das regiões central e nordeste do território americano, a região central da Europa (Alemanha), da parte norte da Espanha, na porção meridional dos Pirineos, dentre outras.

Considerando as informações geológicas disponíveis para a região Amazônica somadas às informações geofísicas disponíveis para este trabalho, podemos propor a seguinte seqüência de eventos responsáveis pela edificação da estrutura crustal da área descrita (Fig.3).

(1). Compressão regional gerando a propagação de zonas de cisalhamento tangencial em direção a sul, e impondo espessamento na crosta em decorrência do soerguimento de várias frações da crosta inferior ao longo de planos de descolamento. As zonas discretas abaixo da descontinuidade de Moho sugerem que porções do manto litosférico podem ter sido envolvidas nesta movimentação. Na crosta superior, algumas zonas de cisalhamento propagaram-se para

norte e proporcionaram a formação de uma estrutura tipo "Pop up". No âmbito desta movimentação regional é previsível a geração de corpos graníticos que, durante a propagação da deformação compressiva, adquiriram geometria lenticular ou estratóide. Nesse caso, tais corpos poderiam explicar parte das assinaturas transparentes lenticulares;

(2). Distensão regional impondo reativação nas zonas de cisalhamento antigas e inclinadas para sul, propiciando a formação de uma zona de cisalhamento normal que secciona as zonas de cisalhamento da crosta inferior e se projeta na interface crosta-manto. No teto desse descolamento extensional as zonas de cisalhamento antigas foram basculadas e passaram a integrar uma ampla estrutura "roll over" nas partes intermediária e inferior da crosta. Entende-se que este evento gerou a instalação da Bacia do Solimões no início do Paleozóico;

(3). Transpressão regional no limiar do Mesozóico impondo a formação da estrutura em flor positiva na parte norte da sub-bacia do Jandiatuba a partir da reativação, em grande parte, das zonas de cisalhamento antigas que compõem a estrutura "pop up." Admite-se que a raiz dessa estrutura ajusta-se ao descolamento extensional nas partes intermediária e inferior da crosta.

CONCLUSÕES As principais conclusões alcançadas neste trabalho de pesquisa são resumidas, a seguir:

1º A complexidade e a geometria do quadro de assinaturas sísmicas sugerem enormes similaridades com as geometrias de cinturões de cavalgamentos e de cinturões transcorrentes descritos na literatura geológica, bem como áreas que experimentaram deformação extensional.

2º. A dominância da assinatura sísmica transparente na crosta superior poderia ser decorrente dos seguintes aspectos: incidência de ruídos e sinais variáveis; homogeneidade geológica; importante atividade plutônica num ambiente rígido e de alta viscosidade; e grande incidência de rochas de composição gnáissico-granítica. Os poucos refletores identificados

nesta porção da crosta representam cavalgamentos que compõem uma estrutura em flor positiva. No âmbito desta estrutura houve soerguimento expressivo do embasamento, resultando na formação do alto do Jutai e erosão da pilha sedimentar paleozóica.

3°. A alta densidade de refletores nas partes intermediária e inferior da crosta deve ter relação direta com o comportamento dúctil das rochas, facilitando o desenvolvimento de zonas de cisalhamento em decorrência da atuação dos vários movimentos tectônicos. Os refletores definem feixes anastomóticos interpretados como duplexes e zonas de descolamento. Algumas áreas transparentes com geometrias lenticulares ou estratóides poderiam corresponder a corpos ígneos gerados nos eventos extensional e compressivo que afetaram a região.

4°. A descontinuidade de Mohorovicic foi estabelecida a uma profundidade de aproximadamente 45 Km onde há forte diferenciação de refletividade, além da coincidência na diminuição acentuada na amplitude e na frequência dos registros. A geometria sub-horizontal e o forte padrão anastomótico dos refletores foram interpretados como expressões de concentração de movimentação, significando que a interface crosta-manto funcionou como uma zona de descolamento, sobretudo durante o evento compressivo antigo.

5°. A transparência acústica da parte superior do manto litosférico, de forma semelhante à crosta superior, pode ser decorrente da homogeneidade geológica; bem como devido ao decréscimo de energia do sinal sísmico nesse intervalo. Os poucos

refletores detectados nesta profundidade são interpretados como zonas de paleosuturas relacionadas ao evento compressivo antigo.

6°. A integração dos dados geofísicos e geológicos permite deduzir que as principais estruturas deste segmento crosta foram geradas a partir da atuação de um evento compressivo antigo seguido por um evento extensional, que poderia ter edificado a bacia do Solimões, e por um evento transpressivo, ligado a uma movimentação dextral no início do Mesozóico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- CAPUTO, M.V & SILVA, O.B. 1990. Sedimentação e tectônica da Bacia do Solimões. In: De RAJA GABAGLIA, G. P & MILANI, E.J., coord. Origem e evolução de bacias sedimentares. Rio de Janeiro. PETROBRÁS. p. 169-193.
- HASUI, Y. ; HARALYI, N.L.E. ; SCHOBENHAUS, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2., Manaus, 1984. Anais. Manaus, DNPM. v.1, p. 129-147.
- MATOS, R.M.D & BROWN, L.D. 1992. Deep seismic profile of the Amazonian Craton (Northern Brazil). *Tectonics*, 11(3): 621-633.
- SACASA, R.J.V. 1995. Investigações tectônicas no embasamento da sub-bacia do Jandiatuba (Bacia do Solimões). Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 123 p. Tese (mestrado em Geologia). Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1995.

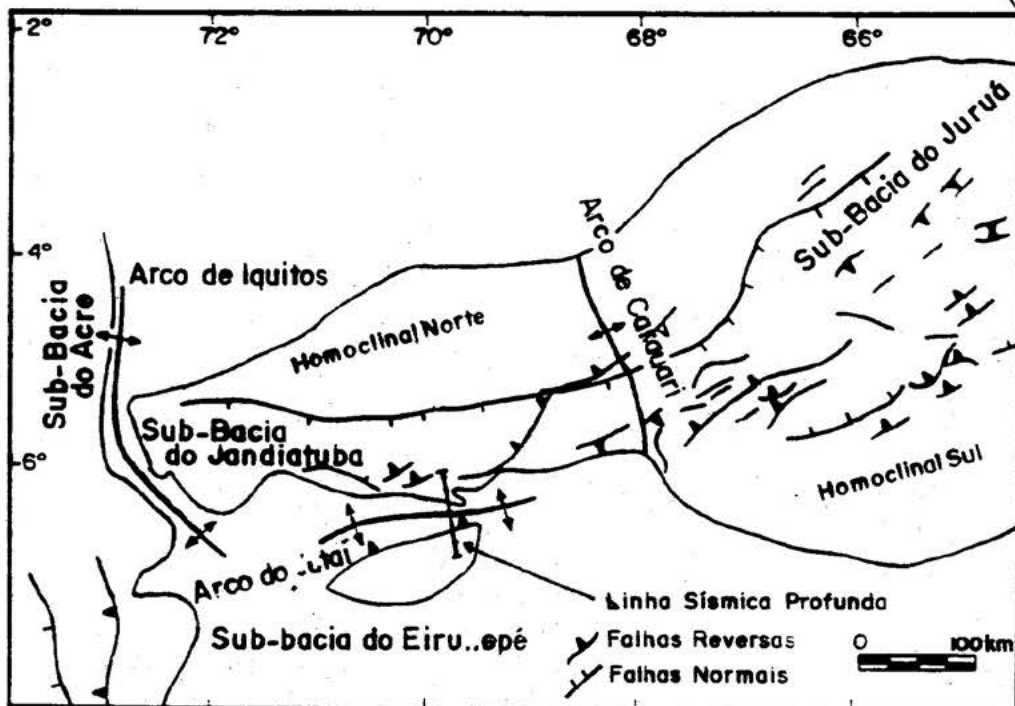
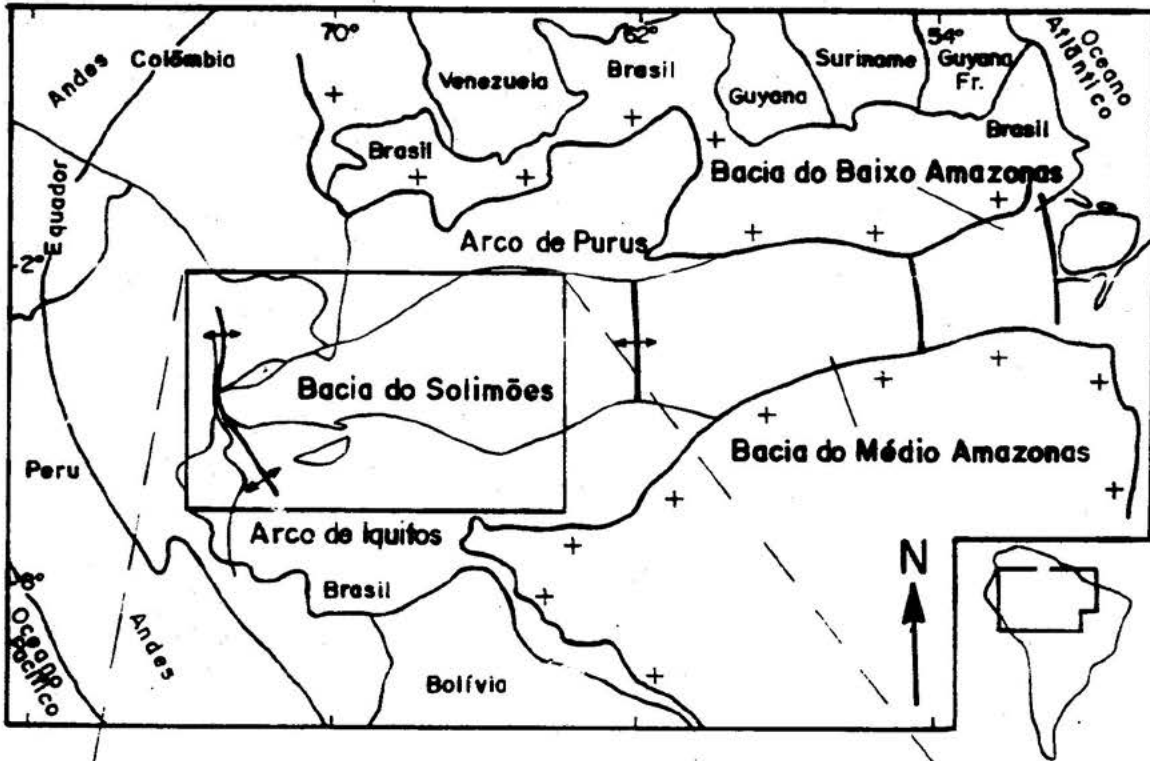


Figura 1. Mapa de localização da área da sub-bacia do Jandiutuba.

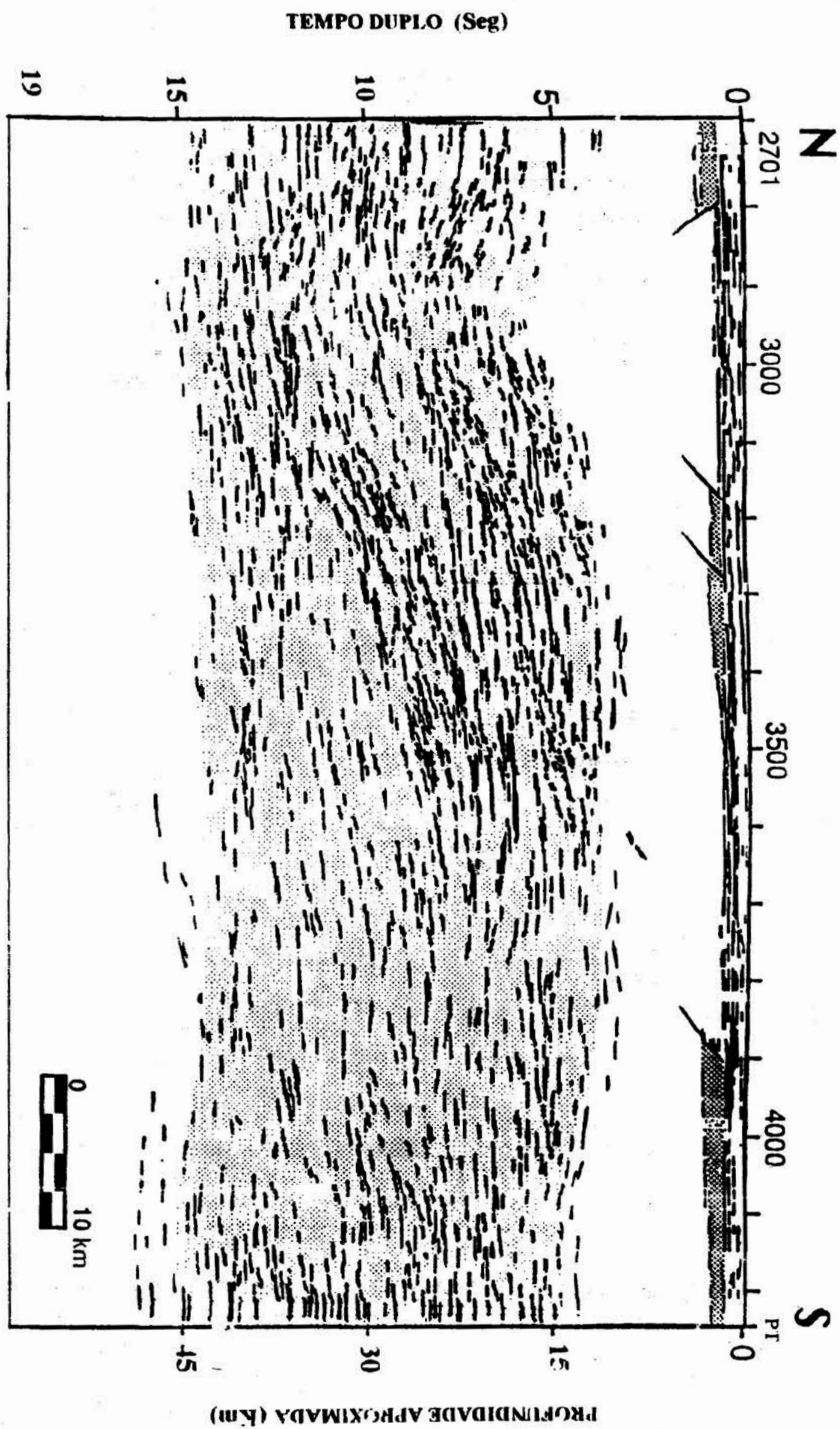


Figura 2. Caráter refletivo da seção sísmica profunda mostrando diferentes tipos de refletores crustais.

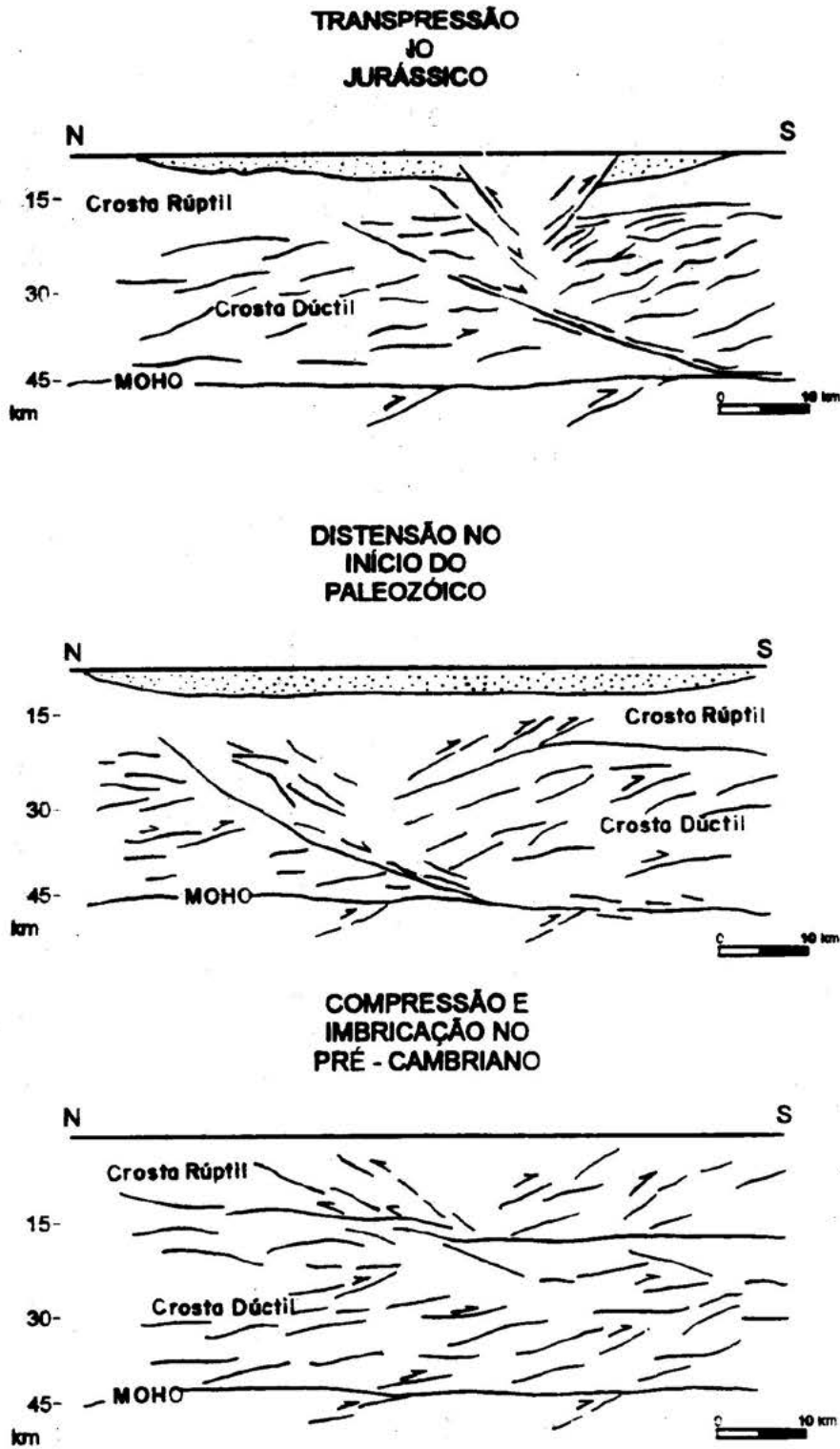


Figura 3. Evolução geotectônica provável para o segmento crustal da sub-bacia do Jandiátuba

GEOLOGIA APLICADA

RESISTIVIDADE APARENTE DE LITOTIPOS SUPERFICIAIS DA REGIÃO DE PARINTINS (AM)

João da Silva Carvalho*

Ana Cristina Nogueira Portilho* *

José Maria dos Santos Silva**

Rutenio Luis Castro de Araujo*

* Departamento de Geociências - ICE/UA

** Núcleo de Parintins - UA

CONSIDERAÇÕES GERAIS A cidade de Parintins, sede do município homônimo, está localizada na margem direita do Rio Amazonas, porção oriental do Estado do Amazonas, próximo à divisa com o Estado do Pará (Fig. 1). Por localizar-se na porção axial da Sinéclise do Amazonas, compreende, em sua porção superficial, sedimentos arenosos a argilosos, de idades cretácea a recente (Daemon & Contreiras, 1971 e Daemon, 1975), relacionadas às unidades denominadas Formação Alter do Chão (Caputo et al., 1972) e Aluviões Antigas e Aluviões Recentes (Araujo et al., 1976).

Devido a evolução urbana experimentada nos últimos anos, ocasionada principalmente pelo crescente interesse turístico e econômico (ramo agropecuário, pesqueiro e madeireiro), tem sido grande a procura de material litológico, notadamente para fins de construção civil (areia, pedra e argila), sendo que as jazidas existentes nas proximidades encontram-se em fase de esgotamento, com exploração de forma inadequada e descriteriosa, colocando em risco o planejamento urbano e o controle dos aspectos ambientais. Foi com o propósito de fornecer subsídios básicos para os interessados na pesquisa desses materiais, que a Universidade do Amazonas, através do Laboratório de Geofísica do Departamento de Geociências, com apoio do Departamento de Apoio à Pesquisa e do Núcleo Avançado de Parintins (UA), vem desenvolvendo, desde agosto de 1995, um programa de pesquisa sistemática, na forma de determinação das características geoeletricas

(resistividade) desses materiais, com a participação efetiva de alunos (lotados no Núcleo de Parintins) dentro do programa de Iniciação Científica (CNPq/UA).

LEVANTAMENTO GEOFÍSICO O método empregado neste trabalho é o da Resistividade Elétrica, quer utilizando a técnica da perfilagem elétrica horizontal como da sondagem elétrica vertical, conforme metodologias tradicionais (Dobrin & Savit, 1988 e Telford et al., 1990). Foram desenvolvidos, até o presente momento, 08 (oito) perfilagens elétricas, utilizando as configurações Wenner e Schlumberger, além de 14 (catorze) sondagens elétricas verticais, da mesma forma com ambas as configurações. Para tal, foram selecionadas inicialmente 04 (quatro) áreas distintas, sendo uma constituída de sedimentos eminentemente arenoso (areial), uma predominantemente sedimentos argiloso e duas caracteristicamente de natureza mista. Utilizou-se de um resistivímetro portátil (marca Megger), com capacidade de alcance em profundidade da ordem de 25m.

Os resultados até então obtidos permitem estabelecer parâmetros suficientes para proceder a distinção entre as características de cada material investigado (areia, argila e material areno-argiloso).

CONCLUSÕES De um modo geral os resultados de resistividade elétrica obtidos demonstram serem os mesmos coerentes para se poder estabelecer uma correlação com as

características físicas e mineralógicas desses materiais, e assim proceder um mapeamento de ocorrência dos mesmos, quer em sua distribuição lateral como em profundidade.

Os valores de resistividade aparente superiores a 3.000 Ω .m estão sendo, a princípio, relacionados a solos arenosos, enquanto que aqueles na faixa de 3.000 a 2.000 Ω .m, e abaixo deste valor, estão sendo correlacionados, respectivamente, com material areno-argiloso (ou arenoso saturado) e argiloso (figuras 2 e 3). Estão sendo estudados, também, a influência da matéria orgânica e de eletrólitos (óxidos de ferro, principalmente) dentro desses materiais, sendo que, até o momento, não se dispõe ainda de resultados conclusivos nesse sentido.

Esse trabalho faz parte de um projeto maior, que visa promover uma correlação objetiva dessas características com os aspectos físicos desses materiais, facilitando assim a prospecção dos mesmos, uma vez que apresentam baixo custo operacional, fácil aplicação e sem nenhuma consequência ao ambiente natural.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAUJO, J. F. V.; MONTALVÃO, R. M. G.; LIMA, M. I. C.; FERNANDES, P. E. C. A.; CUNHA, F. M. B.; FERNANDES, C. A. C. & BASEI, M. A. S. 1976. Geologia da Folha SA.21-Santarém. In: Levantamento de Recursos Naturais, DNPM/Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, v.10, p.17-130.
- CAPUTO, M.V.; RODRIGUES, R. & VASCONCELOS, D. N. N. 1972. Nomenclatura Estratigráfica da Bacia do Amazonas - Histórico e Atualização. In: Anais do XXVI Congr. Bras. Geol., SBG, Belém, v.3, p.35-46.
- DAEMON, R. F. 1975. Contribuição à datação da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. In: Rev. Bras. Geociências, SBG, Rio de Janeiro, 5(2):78-84.
- DAEMON, R. F. & CONTREIRAS, C. J. A. - 1971 - Zoneamento Palinológico da Bacia do Amazonas. In: Anais do XXV Congr. Bras. Geol., SBG, São Paulo, v.3, p.79-88.
- DOBRIN, M. B. & SAVIT, C. H. 1988. Geophysical Prospecting. Mc Graw-Hill, Fourth Edition, Singapore, 867p.
- TELFORD, W. M.; GELDART, L. P. & SHERIFF, R. E. 1990. Applied Geophysics. Second Edition, Cambridge University, Cambridge, 770p.

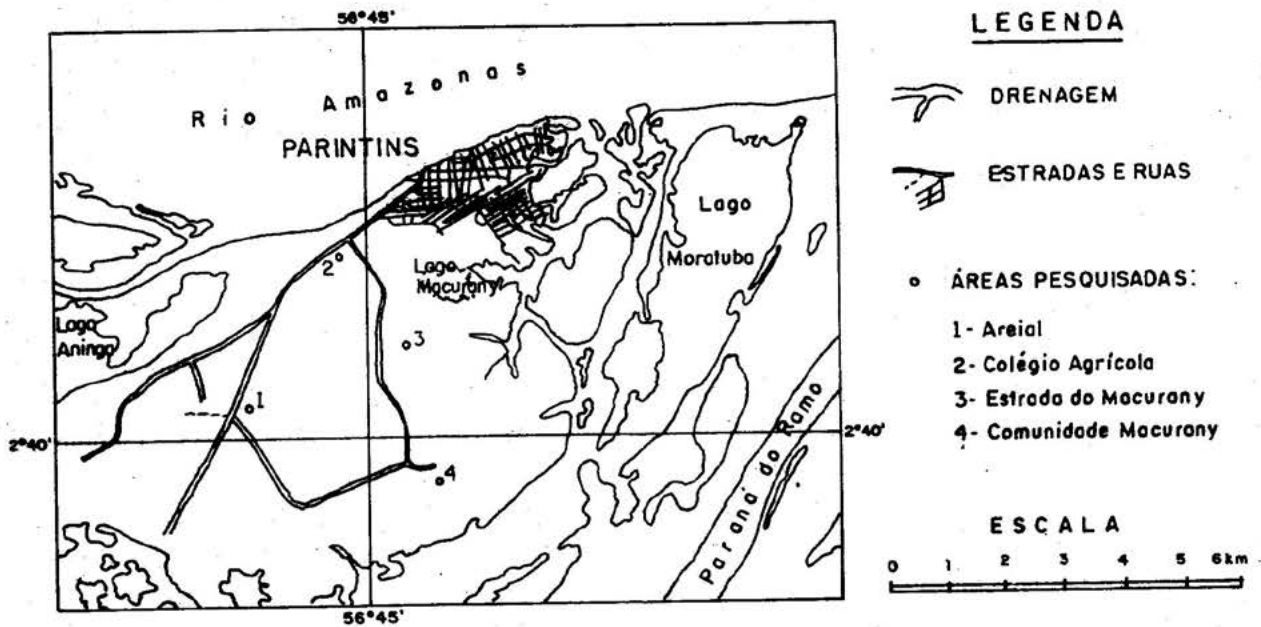


Fig. 1 - Mapa de localização da áreas pesquisadas

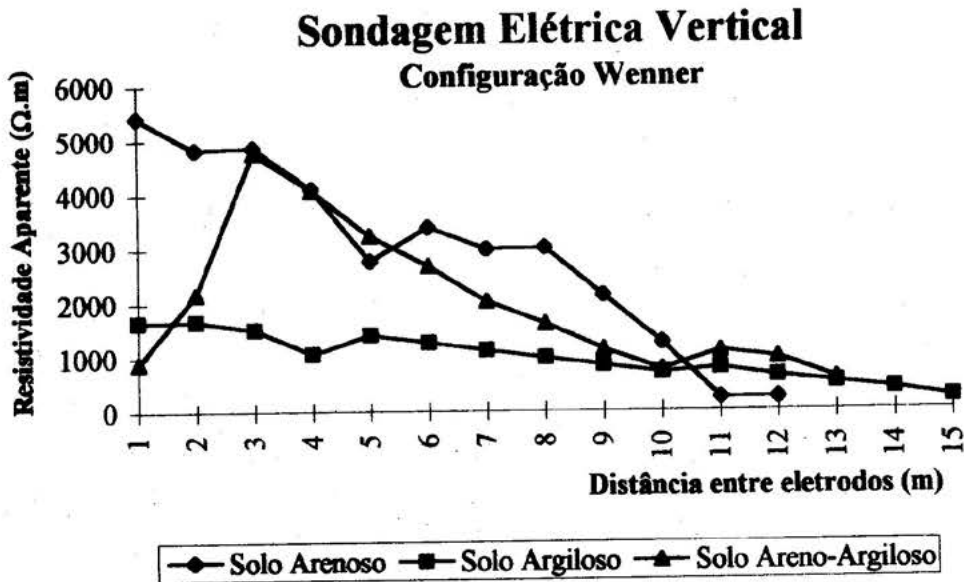


Fig. 2 - Perfis de Sondagem Elétrica Vertical

Perfilagem Elétrica Horizontal Configuração Wenner

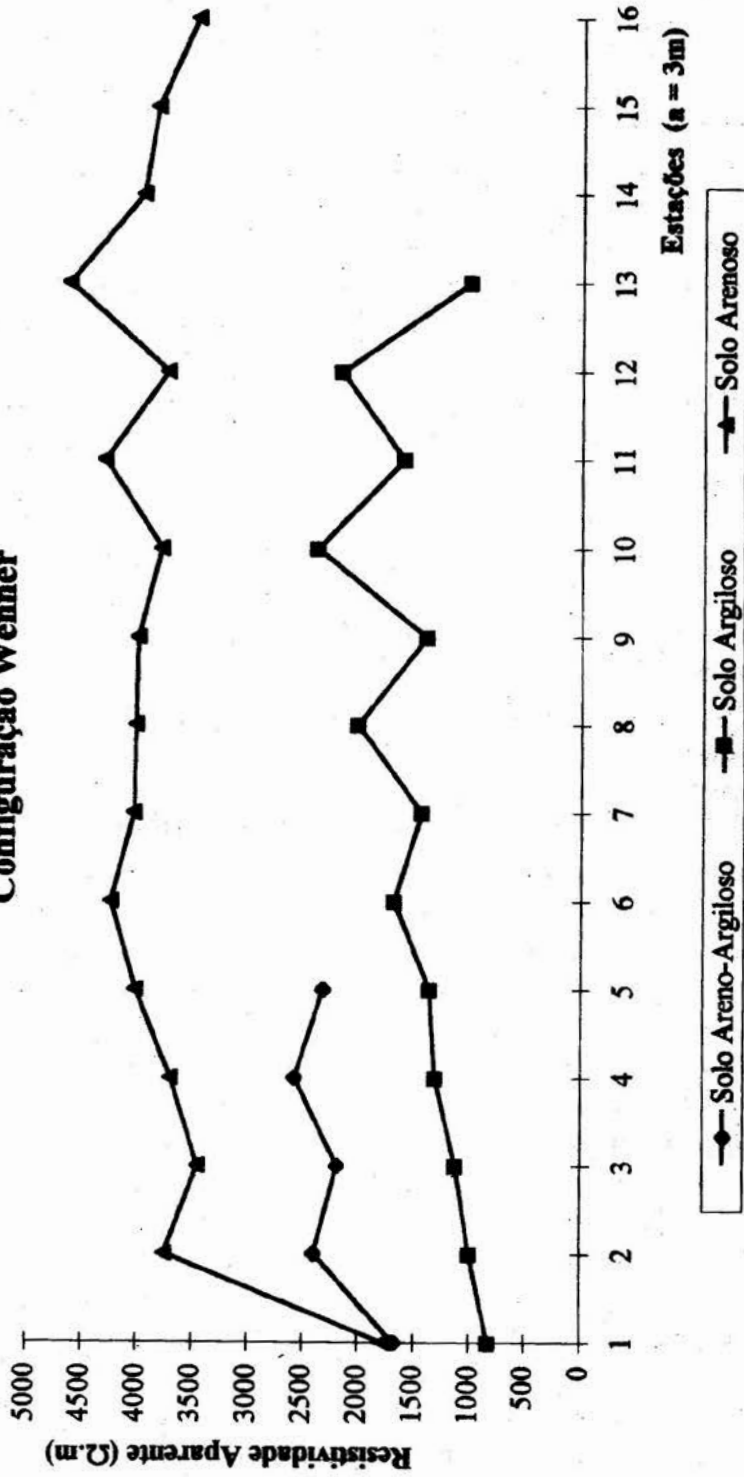


Fig. 3 - Perfilagem Elétrica Horizontal (perfis)

REBAIXAMENTO DO LENÇOL FREÁTICO DA MINA DE N4E - SERRA DOS CARAJÁS - PARÁ

Raimundo Gonçalves F. Júnior - Companhia Vale do Rio Doce - CVRD

INTRODUÇÃO O rebaixamento do lençol freático a partir de bombeamento em poços profundos já é uma prática comum empregada na estabilização de taludes na mineração, em obras subterrâneas e na construção de túneis.

Na Mina de N4E de propriedade da CVRD situada no distrito ferrífero de Carajás, o processo foi aplicado de forma a permitir a exploração de grandes massas de minério de ferro sem interferir nas atividades normais de operação dos equipamentos de escavação.

A Mina é lavrada visando atender um controle de qualidade rigoroso dos produtos que são comercializados nos mercados interno e externo. A partir de 1990, o aumento da produção ficava dependente de um bom sistema de rebaixamento dos níveis d'água e de um também eficiente sistema de escoamento da cava. A lavra que se encontrava no nível 625 em meados de 1990, deveria prosseguir até atingir o nível 340 (Pit final) em aproximadamente em 22 anos. O sistema de rebaixamento deveria garantir a liberação de no mínimo 30 metros de profundidade, a partir do ultimo banco em lavra. Sendo assim, a lavra poderia prosseguir operando sempre um banco de 15 metros de altura e preservando ainda 15 metros rebaixados, garantindo o bom estado para operação de máquinas e equipamentos de lavra no piso do ultimo banco.

Ao longo do desenvolvimento da lavra e da operação do sistema de rebaixamento, está sendo possível adaptar e incorporar variações no planejamento concebido, em função da performance do rebaixamento e do avanço da lavra.

GEOLOGIA LOCAL O corpo de minério da Mina de N4E, posiciona-se na porção norte da Província Mineral de Carajás, faz parte do

complexo de Jazidas de Serra Norte. Os litotipos ocorrentes constituem a Formação Carajás pertencente ao Grupo Grão Pará. A formação Carajás, localmente compreende uma formação ferrífera bandada à qual se associam os corpos de minério de ferro, posicionada regionalmente entre duas sequências paleovulcânicas superior e inferior. A formação ferrífera é um jaspilito, que quando fresco constitui-se de bandas avermelhadas, hematítico - quartzosas, que alternam-se com bandas claras, metacherticas. Os corpos de minério teriam se derivado por processos de intemperismo tropical a partir das camadas de jaspilito, a partir da lixiviação da sílica das bandas claras e enriquecimento residual das bandas hematíticas (Door & Miranda Barbosa 1969, in Ladeira & Cordeiro 1988).

PARÂMETROS HIDRODINÂMICOS - Os parâmetros hidrodinâmicos do aquífero foram determinados inicialmente em 1991, após a perfuração e testes de 4 poços pilotos ao longo da cava, e construção de 31 piezômetros que nos permitiram monitorar a evolução dos níveis do aquífero. Os poços foram dispostos de acordo com a geometria do minério em forma de J, em locais onde a lavra não seria imediata. Os piezômetros foram projetados em duas linhas segundo as direções paralelas e perpendiculares a foliação. O tratamento analítico dos dados foi feito através de métodos clássicos de Theiss e Jacob ajustados aos dados dos problemas apresentados pela JOHNSON DIVISION (1974), utilizando o modelo de regime não permanente ou transitório, permitindo-nos desta forma, determinar valores médios para a Transmissividade na ordem de

700m²/dia e Coeficiente de Armazenamento de 0,15 correspondendo a uma porosidade eficaz de 15%.

A partir da interpretação dos parâmetros, entre Abril de 1991 e Janeiro de 1994 foi dimensionada uma bateria de mais 16 poços, afim de atender as diretrizes do planejamento de lavra.

MODELAMENTO HIDROGEOLÓGICO

Os dados geológicos compilados aos ensaios de bombeamento e piezometria proporcionaram-nos elaborar o modelo hidrogeológico para a Mina de N4E a partir de 1995 (Fig.01). O aquífero está confinado no minério de ferro, pelas sequências paleovulcânicas superior e inferior e na base pelo jaspilito (proto-minério). sendo este do tipo livre e semi-confinado, com drenagem diferida, heterogêneo, anisotrópico de espessura variável. A ocorrência, recarga e descarga da água subterrânea estão restritas ao minério de ferro, sendo que toda a recarga é feita exclusivamente por infiltração de águas pluviais. O comportamento do aquífero assemelha-se a um "aquário cheio de areia", sendo portanto necessário um sistema de desaguamento para esvasia-lo e/ou baixar seus níveis d'água que precipitam na bacia de drenagem da Mina. O fluxo preferencial da água subterrânea ocorre no sentido de Sul para Norte em direção ao córrego do Gelado.

MODELAMENTO MATEMÁTICO Foram utilizados dois modelos matemáticos de simulação do fluxo d'água subterrânea o GW1 (1991) desenvolvido pela Rheinbraun Engineering e o MODFLOW (1995) desenvolvido pela Waterloo Hydrogeologic. O modelo matemático GW1 representava uma malha losangular, cujo os nós poderiam ser imposto cargas hidráulicas, capacidade de armazenamento e transmissividade. A malha foi definida por 438 losângulos limitados entre as coordenadas 00E à 2000E e 00N à 3300N. As simulações resultavam em rebaixamentos homogêneos de aproximadamente 30 metros em toda a mina, para uma etapa inicialmente de 365 dias a partir da entrada em operação

dos poços, onde os resultados obtidos nas análises atenderiam plenamente as necessidades do planejamento de lavra. Em função das divergências dos rebaixamentos simulados e observados, bem como, pela reavaliação geológica da Mina utilizamos posteriormente o modelo MODFLOW, estabelecendo zonas de iguais características hidrogeológicas discretizadas, onde a estas zonas foram atribuídos valores de transmissividade entre 200 m²/dia e 1500 m²/dia e coeficiente de armazenamento entre 0,04 e 0,15 (Tabela 01). Sendo que estes valores e as condições de contorno do modelo, foram definidos tomando como base as características geológicas da Mina e os ensaios de bombeamento. A malha do modelo foi representada por 14 colunas e 21 linhas subdivididas em 294 células. A maior parte das células são congruentes à malha de coordenadas da Mina, havendo um maior detalhe na área correspondente aos poços que conectam o fundo da cava com a galeria de drenagem (Fig. 01).

CALIBRAÇÃO DO MODELO

Baseados nos dados de bombeamento do sistema de 1991, foram lançados os dados de bombeamento dos poços, subdivididos em períodos de tempo em que cada poço foi bombeado com uma mesma vazão. Processado o modelo, os resultados obtidos foram comparados com os dados reais de cada setor de monitoramento da piezometria. Nos setores em que havia divergência entre o simulado e o observado, foram revalorados os parâmetros e simulados novamente até obter-se a convergência entre as cargas hidráulicas simuladas e os observadas. A calibração do modelo matemático possibilitou a retroanálise dos dados do zoneamento hidrogeológico até o ano de 1995. Sendo que das sete zonas definidas para o modelo, apenas uma, a de número 5, necessitou mudanças durante as calibrações. A área correspondente à zona 5 teve o valor do coeficiente de armazenamento alterado sucessivamente até atingir o valor de 0,08, equivalente a .8% de porosidade eficaz .

CONCLUSÕES - Decorridos seis anos de atividades hidrogeológicas, onde foram implantados dois modelos matemáticos podemos tirar algumas conclusões que servirão de base para o planejamento futuro do desaguamento da Mina de N4E:

O comportamento hidráulico do aquífero caracteriza-se por um meio poroso atípico, ou seja, sua porosidade é intersticial desenvolvida a partir de processos secundários de intemperismo, fato este constatado no comportamento dubio das curvas de rebaixamento, expressando valores distintos para os coeficientes de armazenamento e transmissividade, gerando particularidades nos setores hidrodinâmicos.

O número de poços concebidos para o sistema no modelo GW1 não atendeu as premissas básicas do projeto, onde tornou-se imprescindível a reavaliação do modelo hidrogeológico implantando-se posteriormente o modelo MODFLOW (Fig.02).

O refinamento da malha de sondagem nos possibilitou mapear diques básicos que interceptam o minério, que por sua vez funcionam como verdadeiras barreiras negativas impedindo o fluxo d'água.

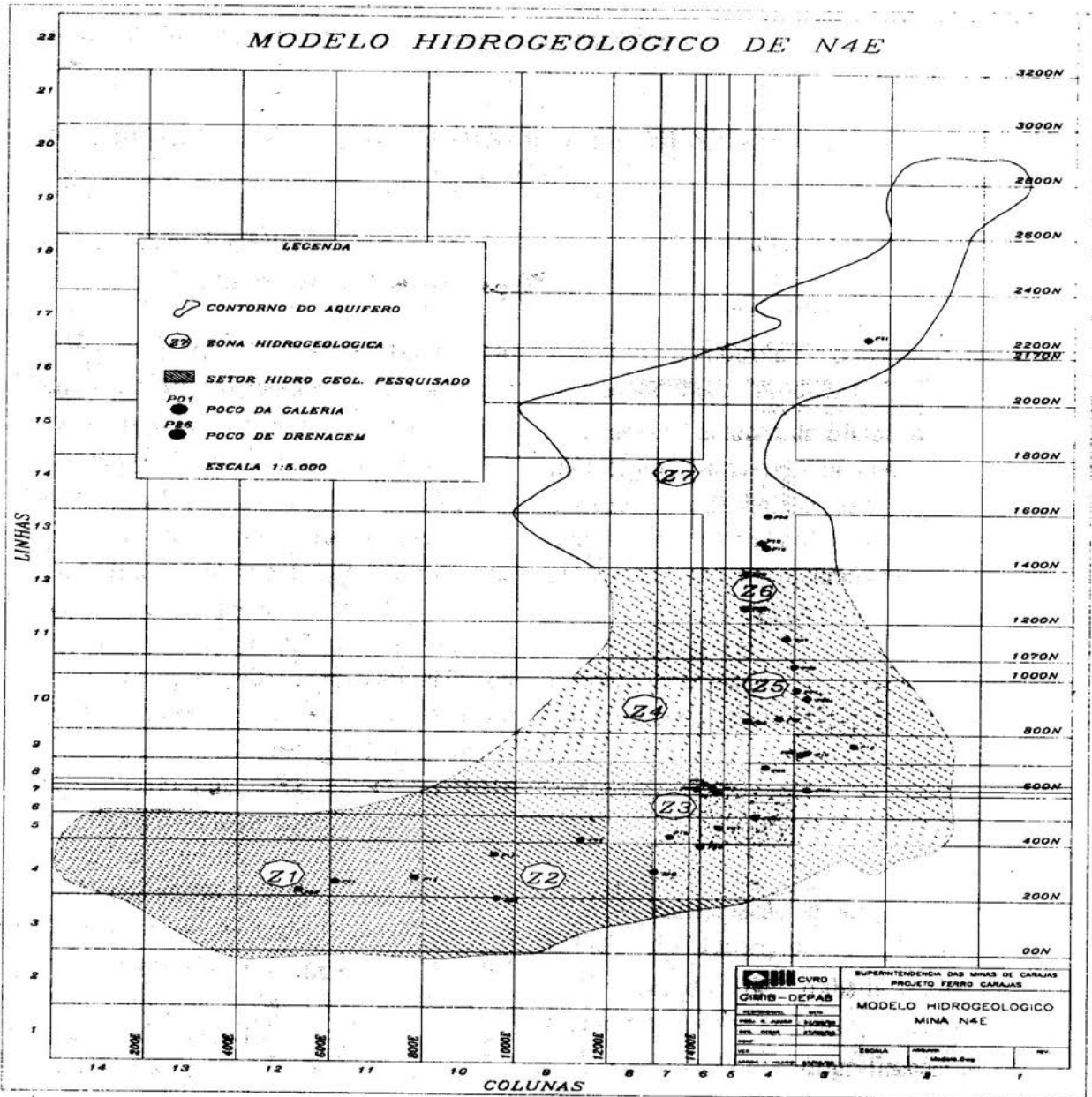
Com a entrada em operação dos poços da galeria de drenagem o sistema de bombeamento deverá ter respostas mais efetivas no rebaixamento, onde torna-se necessário refazer a calibração para os anos seguintes afim de, obtermos uma comprovação ou melhoria da sensibilidade do modelo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- JOHNSON DIVISION.1974. Águas Subterrâneas e Poços Tubulares. 2. ed. São Paulo, CETESB ,428p.
- LADEIRA, E. A. & CORDEIRO, J. R. C. 1988. Jazida de N4E : Reavaliação dos Corpos de Hematita dura e Jaspilitos. In : CONG. BRAS. DE GEOL.,35, Belém,1988. Anais...Belém.
- RHEINBRAUN ENGINEERING. 1991. Carajás Iron Ore Mine N4E, Basic Engineering Geomechanical Investigations and Water Management / v.4.
- WATERLOO HYDROGEOLOGIC. 1995. Three Dimensional Groundwater Flow Modeling. United States Geological Survey. Canada (N2L3L3).

TABELA 1- PARÂMETROS HIDRODINÂMICOS

| ZONA | TRANSMISSIVIDADE m ² /dia | | COEFICIENTE DE ARMAZENAMENTO | |
|------|---|-----------|---------------------------------|-----------|
| | CALCULADO | CALIBRADO | CALCULADO | CALIBRADO |
| 1 | 200 | 200 | 0.08 | 0.08 |
| 2 | 1500 | 1500 | 0.06 | 0.06 |
| 3 | 850 | 850 | 0.04 | 0.04 |
| 4 | 700 | 700 | 0.08 | 0.08 |
| 5 | 550 | 550 | 0.15 | 0.08 |
| 6 | 800 | 800 | 0.15 | 0.15 |
| 7 | 1000 | 1000 | 0.15 | 0.15 |



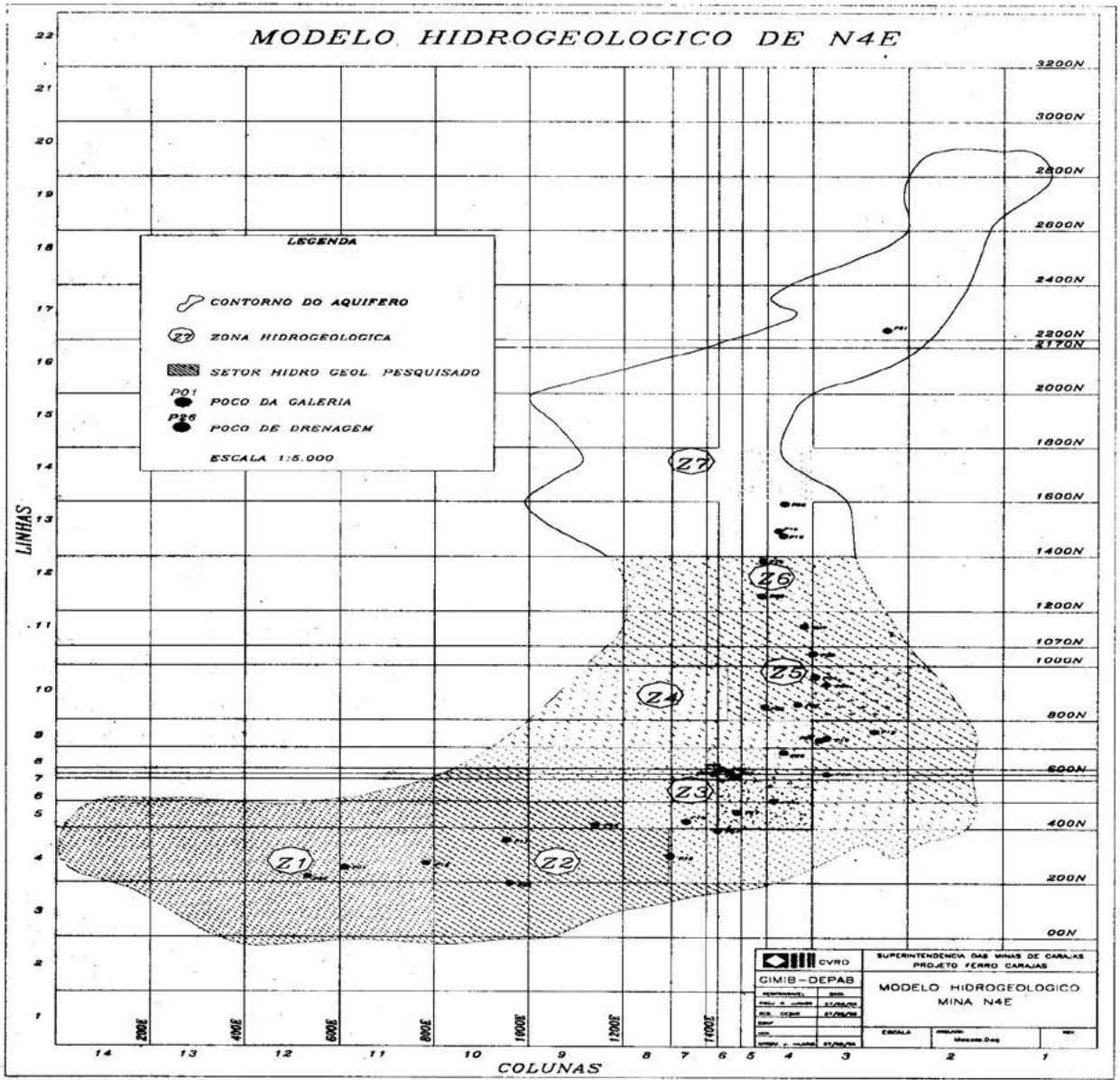


Figura 1 - Modelo Hidrogeológico de N4E

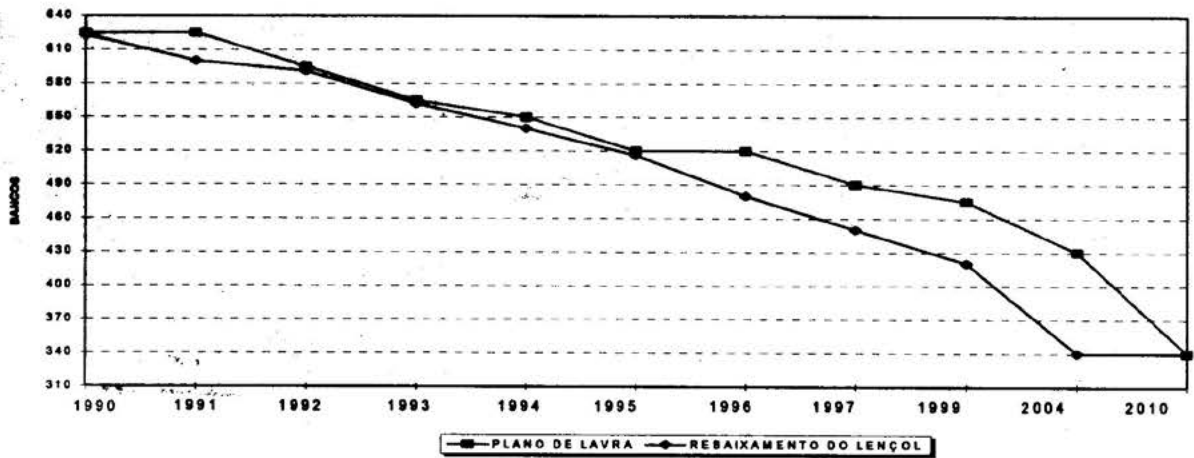


Figura2 - Gráfico da Evolução do Rebaixamento do Lençol Freático e da Evolução da Lavra.

PROGRAMA DE INTEGRAÇÃO MINERAL EM MUNICÍPIOS DA AMAZÔNIA - PRIMAZ

Manoel da Redenção e Silva
CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Brasília

O Programa de Integração Mineral em Municípios da Amazônia - PRIMAZ, tal como foi concebido, é ao mesmo tempo instrumento de divulgação e de gestão municipal.

Seu principal objetivo é o de atender aos anseios dos municípios, notadamente no aproveitamento dos recursos minerais, na formulação de projetos de abastecimentos d'água, no uso e ocupação do espaço municipal, na orientação à regularização da exploração mineral e no levantamento de dados referentes as atividades sociais, de infraestrutura e econômicas, dentre outras, para apoio ao planejamento de ações municipais.

Sob o aspecto político, o programa propicia a interação das várias esferas governamentais - federal, estaduais e municipais - possibilitando um contato mais estreito entre a equipe técnica da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM com as autoridades.

Permitirá, ainda, o que é de suma importância, que a Companhia preste serviços em colaboração com as administrações municipais e estaduais.

É inegável que o maior ou menor sucesso do programa estará ligado a mais íntima ou mais remota participação dos órgãos regionais, estaduais e municipais, notadamente a administração municipal. O importante a salientar é que, assim procedendo, estaremos observando vários dispositivos constitucionais onde está prevista a competência concorrente ou complementar das várias esferas de poder.

Os municípios da Amazônia, com raras exceções, não possuem o devido conhecimento da ocupação do seu espaço municipal, de suas riquezas naturais e de suas oportunidades de investimentos. Soma-se a isso, também, a inexistência de política ambiental local que

assegure o controle à pobreza e às formas degradadoras de produção.

A área de atuação do PRIMAZ abrange os municípios situados na Amazônia Legal Brasileira com ênfase aos municípios com maior envolvimento na exploração e aproveitamento dos recursos minerais.

Ao longo dos dois últimos anos a equipe do PRIMAZ juntamente com as administrações municipais e estaduais, por onde executou o seu programa, formulou uma sistemática de trabalho resultante dos anseios municipais.

Como instrumento de execução do PRIMAZ ressaltamos os seguintes apoios:

1. - Convênio CPRM/Secretarias Estaduais; e,
2. - Participação efetiva de pessoal do Estado e do Município.

O método de trabalho adotado por município envolve os seguintes temas:

1. Elaboração da cartografia básica;
2. Levantamento dos recursos minerais e hídricos;
3. Levantamento dos dados de infraestrutura, social e econômico;
4. Formação do banco de dados das informações;
5. Análise da situação dos direitos minerais e mapa;
6. Elaboração de síntese geológica e mapa geológico;
7. Elaboração do mapa político;
8. Identificação de favorabilidade para tipos de jazimentos minerais e elaboração de mapa;
9. Interpretação de imagens de satélites com ênfase ao uso e ocupação do espaço municipal;
10. Levantamento do solo e da vegetação;

11. Amostragem de rochas, solos, areias, cascalhos, argilas e água, dentre outras;

12. Levantamento dos empreendimentos mineiros;

13. Planta urbana elaborada a partir de imagens de satélite;

14. Elaboração de mapa fundiário municipal;

15. Projeto de abastecimento d'água a partir de trabalhos hidrogeológicos;

16. Legislação pertinente à competência municipal para controle dos recursos minerais; e,

17. Proposições.

No Estado do Pará foram executados os trabalhos nos municípios de Conceição do Araguaia, Redenção, Santa Maria das Barreiras, Pau d'Arco, Itaituba, Santana do Araguaia e Jacareacanga. Com efeito, é

importante destacar que os resultados desses trabalhos legaram à administração municipal um excelente levantamento da situação atual de uso e da ocupação do espaço municipal, de suas riquezas, de suas oportunidades de investimentos e de suas deficiências de infraestrutura e de atividades sociais e econômicas.

Por outro lado, a CPRM intensifica na Amazônia a aplicação de sua capacitação técnica no ramo da geologia social e no relacionamento estreito com as comunidades municipais carentes de informações e de conhecimentos dos seus recursos naturais.

Em 1996 a Companhia programou a execução conjunta dos municípios de: Marabá, Curionópolis, Parauapebas, Viseu, Bragança, Santarém e Monte Alegre no Estado do Pará; Laranjal do Jari e Serra do Navio no Amapá; e, Nova Brasilândia D'Oeste em Rondônia.

MEU BEM MEU MAL: UMA ÁREA INADEQUADA À OCUPAÇÃO URBANA – RESULTADOS PRELIMINARES

J. D. Alecrim*; Jackson Douglas*; Jannife Araújo⁺ & Mauro Bechmam[#]

*Departamento de Geociências – UA.

+Departamento de Estatística – UA.

#Departamento de Geografia – UA.

INTRODUÇÃO/OBJETIVOS A cidade de Manaus a partir do advento da Zona Franca de Manaus vem sofrendo uma expansão de sua população acima das médias verificadas nas décadas anteriores. Essa pressão ocasionou um crescimento desordenado em várias regiões nas áreas expandidas. Para uma compreensão melhor desse fenômeno e sua correlação com o espaço urbano foi estabelecido um programa de estudos multidisciplinar visando: (I) Identificar, localizar e discriminar áreas, qualificando-as como próprias ou impróprias à ocupação urbana ou de risco geológico, segundo seus aspectos físico-geológicos; (II) Levantamento e análise das diversas variáveis etnogeológicas relacionadas à essas áreas; (III) Elaboração de um banco de dados, contendo as informações obtidas no decorrer dos estudos realizados. Nesse trabalhos são apresentados os resultados obtidos para a primeira área estudada.

DADOS SOBRE A ÁREA A favela “Meu Bem Meu Mal” situa-se no Bairro da Compensa, cerca de 200 a montante da captação de água da COSAMA, na ponta do Ismael à margem esquerda do rio Negro. Topograficamente a área encontra-se na encosta de um platô, na qual a declividade varia entre 40 e 60 graus, favorecendo os escorregamentos de material do manto de alteração. A geologia é representada pelo arenito Manaus, cuja granulometria predominante na região enfocada é a média seguindo-se a grosseira e fina; a argila ocorre localmente. O intemperismo está em estágio avançado e parte substancial do cimento foi lixiviado. Entre novembro de 1995 e janeiro de

1996 houve uma redução do número de moradias em conseqüências dos deslizamentos ocorridos no início do mês, em função de uma precipitação pluviométrica anormal (570 mm, quando a média é da ordem de 260 mm)

METODOLOGIA E COLETA DE INFORMAÇÕES A região estudada se insere no projeto “Estudo de Áreas Inadequadas à Ocupação Urbana na Cidade de Manaus” No início foi realizado um reconhecimento na cidade visando identificar as áreas que pudessem servir para os estudos propostos. Nesta ocasião cadastrou-se as seguintes áreas: Favela Meu Bem Meu Mal (Compensa), Porto de São Raimundo, Igarapé de São Raimundo, Igarapé do Franco (São Jorge), Igarapé do Educandos, Feira da Panair, Igarapé do Quarenta (Distrito Industrial), Invasão da Grande Circular e Voçoroca do Conjunto Canarana. A partir deste cadastramento selecionou-se para análise e pesquisa de campo as áreas localizadas próximas à margem esquerda do rio Negro (Favela Meu Bem Meu Mal, Porto de São Raimundo, foz do Igarapé do Educandos e Feira da Panair, devido ao aparente risco geológico (deslizamento e desmoronamento) em maior grau que nas outras áreas.

As informações foram coletadas no campo através de um questionário sócio ambiental aplicado aos moradores nessa área e levantamento geológico-geográfico expedito, acompanhado de documentação fotográfica (ARAÚJO, 1996 e BECHMAM, 1996)

APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS Os dados obtidos para essa

área permitem constatar que a maioria dos migrantes nela residentes são originários de outras regiões do estado, sendo que apenas 8% não são amazonenses (gráfico 01). O nível de instrução é extremamente baixo, apenas 5% da população pesquisada possui o primeiro grau completo (gráfico 02). No que concerne a renda familiar, há uma predominância absoluta da renda inferior a dois salários mínimos (gráfico 03)

As informações obtidas quanto ao ordenamento do território mostram que a ocupação na cidade de Manaus não foi diferente das demais cidades do país, pois deu-se de forma desordenada. Assim, esta desordem é visualizada não apenas na própria malha urbana da cidade, mas sobretudo, na ocupação indiscriminada de áreas onde as condições geológicas oferecem sérias limitações à fixação de determinados contingentes humanos. Assim, "...a ocupação do território era feita de forma desordenada, tendo como principal critério de ocupação a disponibilidade de terras da União ou aquelas de mais fácil desapropriação." (CORREA, 1978).

CONCLUSÕES A partir das informações obtidas e das inferências realizadas pode-se concluir preliminarmente que as condições

geológicas associadas à topografia e à etnogeologia transformam essa área inadequada à ocupação urbana. Os fatores étnicos mencionados quanto a origem da população mostram que possivelmente originariamente os habitantes dessa área tenham sido ribeirinhos no interior do estado e que ao deslocarem-se para Manaus procuraram fixarem-se às margens do rio para manter um elo "nostálgico" com as suas origens.

AGRADECIMENTOS Os autores agradecem o apoio recebido da Universidade do Amazonas através do Programa PBIC

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAÚJO, J. 1996.. Estudo de áreas inadequadas à ocupação urbana na cidade de Manaus, levantamento sócio-ambiental. Relatório de progresso. UA, Manaus, 25 p.
- BECHMAM, M. Estudo de áreas inadequadas à ocupação urbana na cidade de Manaus, levantamento geológico-geográfico. Relatório de progresso. UA, Manaus, 22 p.
- CORRÊA, R. L. 1978. A Rede Urbana. São Paulo. Ed. Ática. Série Princípios.

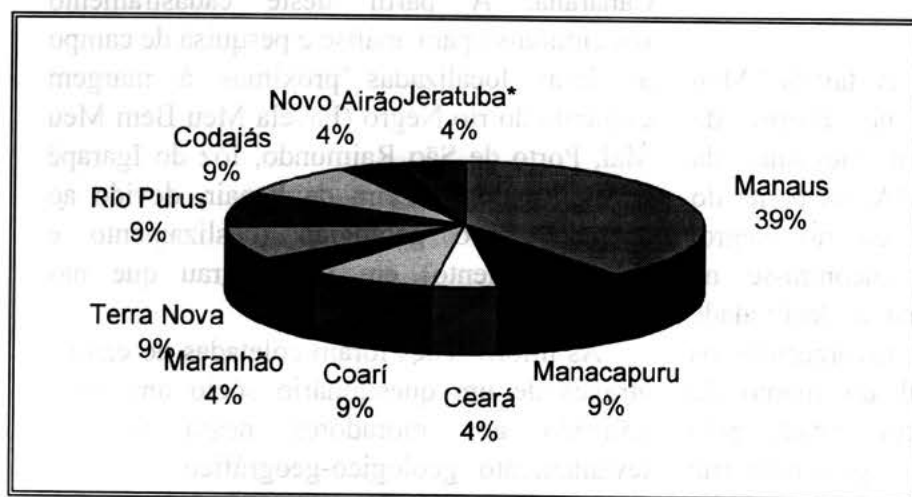


Gráfico 01
Distribuição do local de origem da população da favela Meu Bem Meu Mal

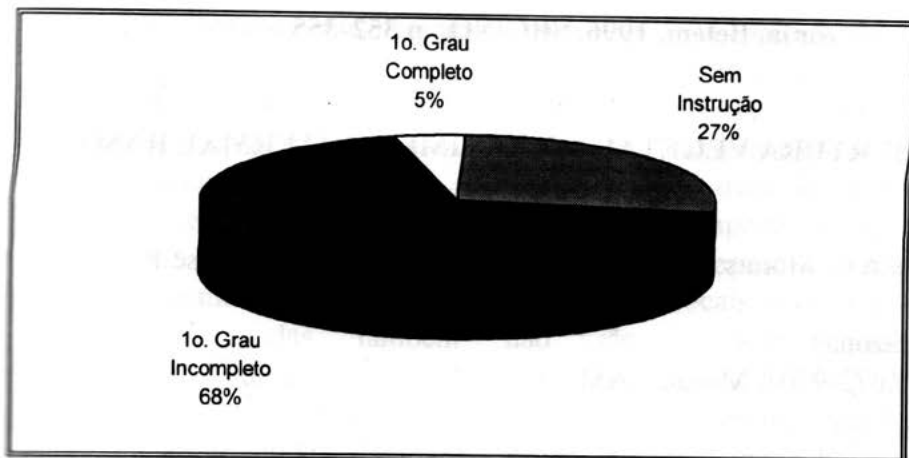


Gráfico 02
Distribuição da população da favela Meu Bem Meu Mal segundo o grau de instrução

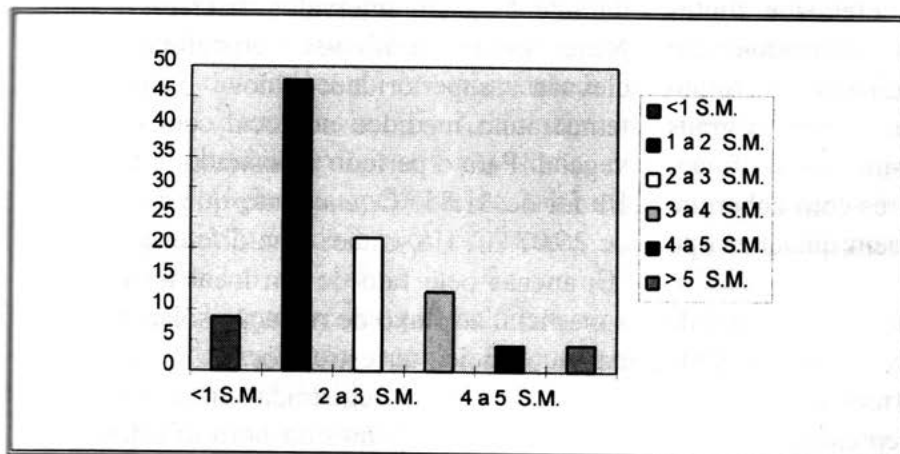


Gráfico 03
Distribuição da renda familiar dos habitantes da favela Meu Bem Meu Mal.

INFLUÊNCIA DA COBERTURA VEGETAL NO REGIME GEOTERMAL RASO

Rutenio L.C. Araujo; Francisca C. Moraes; Edilene S. Vieira; João S. Carvalho; José R. S. Silva & Solange S. Costa.

Universidade Federal do Amazonas

Caixa Postal: 2032 CEP: 69.072-970 Manaus -AM

INTRODUÇÃO A fim de melhor entendermos o regime geotermal raso, ou seja, suas magnitudes, variações, efeitos e fontes termiais, os estudos cujos resultados são apresentados neste trabalho foram desenvolvidos em locais com diferentes graus de proteção superficial. Assim sendo, foram realizadas pesquisas em lugares com cobertura vegetal e em outros lugares sem qualquer tipo de cobertura vegetal.

Para fins de análise, consideramos o mês de março como representativo do período "chuvoso", enquanto que o mês de setembro foi considerado como representativo do período "seco".

As medidas de temperatura foram realizadas utilizando-se um termômetro de termistor, acoplado a uma ponte resistiva. A precisão destas medidas foi da ordem de $\pm 0,01^\circ\text{C}$.

RESULTADOS E DISCUSSÃO Para se ter o conhecimento detalhado acerca da estrutura geotermal rasa, torna-se de fundamental importância, a realização de estudos referentes a influência da cobertura vegetal sobre os valores da temperatura superficial.

Neste trabalho serão apresentados, fundamentalmente, os resultados de medidas de temperatura superficial registrados em dois locais distintos, um sem cobertura vegetal, F1, e outro com boa cobertura vegetal, F2. Ambos os locais estão situados na área do campus da Universidade Federal do Amazonas, na cidade de Manaus, e distam em torno de 30m entre si.

A fig.1 mostra a variação dos valores horários da temperatura superficial, atinente aos locais F1 e F2, no período das 07h do dia

02 às 18h do dia 04/08/95; portanto, foram registrados valores da temperatura superficial durante 59h, em intervalos discretos de 01h. Nesta figura verifica-se, cristalina, a elevada superioridade dos valores da temperatura medidos no local sem cobertura vegetal. Para o período amostrado, a média de F1 foi de $31,85^\circ\text{C}$, enquanto que a de F2 foi de $26,07^\circ\text{C}$. Há, então, uma diferença de $5,78^\circ\text{C}$, apenas pelo fato de um local ter proteção superficial ao fluxo de radiação solar incidente na superfície terrestre local. A diferença térmica máxima registrada entre os locais estudados, em um mesmo horário referencial, foi de $16,60^\circ\text{C}$, em 04/08/95, às 13h.

Foram efetuadas medidas diárias da temperatura superficial durante todo o mês de março/95, às 18h, nos locais F1 e F2. Estes resultados mostraram que, para todo o período estudado, há nítida superioridade relativa dos valores da temperatura superficial atinentes ao local F1. A fig.2 mostra a variação das medidas diárias da temperatura superficial referentes ao mês de setembro/95, às 13h, ou seja, medidas realizadas em horário e mês caracterizados por maiores índices de fluxo de radiação solar incidente na superfície terrestre local. É similar o comportamento variacional dos valores da temperatura superficial obtidos nos dois meses em pauta, porém, com magnitudes diferentes. No mês de março/95, a temperatura média mensal foi de $27,56^\circ\text{C}$ no F1 e de $25,90^\circ\text{C}$ no F2; portanto, registrando-se uma diferença de $1,66^\circ\text{C}$. No mês de setembro/95, a temperatura média mensal foi de $38,42^\circ\text{C}$ no F1 e de $28,75^\circ\text{C}$ no F2; consequentemente, verificou-se uma diferença de $9,67^\circ\text{C}$. Para um mesmo dia em referência,

a maior diferença nos valores diários da temperatura, nos dois locais em pauta, foi de 3,5 °C (dia 16), no mês de março/95 e de 16,9 °C (dia 12), no mês de setembro/95. Verificase, portanto, a mensurável influência da cobertura vegetal nos valores da temperatura superficial.

A fim de mostrar que as mudanças térmicas supra mencionadas também não são características apenas dos meses citados, apresentamos a fig. 3a, a qual mostra os valores médios mensais da temperatura superficial referentes ao período de abril/92 a março/93, às 08h, atinentes aos locais F1 e F2. Nesta figura observa-se que o comportamento variacional dos valores da temperatura é similar aos observados na fig.2, ou seja, as diferenças térmicas persistem por todo um ciclo climatológico de período de um ano. Vale ressaltar que os dados constantes na fig.3a concernem ao horário das 08h, ou seja, este horário é caracterizado por valores baixos do fluxo de radiação solar incidente na superfície terrestre local, em relação ao dia. Portanto, em horário caracterizado por valores relativamente mais elevados do fluxo de radiação solar incidente, dever-se-á registrar uma diferença térmica mais acentuada. Isto é nitidamente observado na fig.3b, a qual apresenta os valores médios mensais da temperatura superficial para o mesmo período mostrado na fig.3a, porém, relativo ao horário das 13h. A temperatura média superficial do período de abril/92 a março/93 foi, às 08h, de 27,65 °C no F1 e de 25,76 °C no F2, portanto, há uma diferença de 1,89 °C. Para o mesmo período, porém, às 13h, o valor da temperatura média superficial foi de 35,14 °C no F1 e de 27,04 °C no F2, havendo uma diferença de 8,10 °C. Ainda no período em pauta, as maiores diferenças mensais entre os valores apresentados nas figs. 3a e 3b ocorreram no mês de setembro, sendo de 3,70 °C, no horário das 08h, e de 11,98 °C, às 13h.

Consideramos que as variações térmicas apresentadas neste trabalho, não são características dos locais estudados. Tais

variações foram observadas em diversos outros locais (Souza et al., 1989; Araujo et al., 1991). Apenas para exemplificação, é apresentada a fig.4a, a qual mostra a distribuição dos valores médios mensais da temperatura superficial referentes ao período de agosto a dezembro/95, às 13h, atinentes aos locais sem e com cobertura vegetal, na cidade de Parintins (AM). Os dois locais distam de cerca de dez metros entre si. O local com cobertura vegetal é caracterizado pela presença de algumas árvores de porte baixo, o que possibilita, inclusive, a penetração direta dos raios solares em algumas horas do dia. Portanto, não trata-se de uma eficiente cobertura vegetal. O local sem cobertura vegetal dista em apenas 1,30m de uma pequena edificação, estando assim, durante algumas horas do dia, sob área de sombra. No entanto, mesmo nestas condições observa-se a nítida superioridade dos valores da temperatura superficial do local sem cobertura vegetal. Para o período amostrado, a média dos valores da temperatura superficial foi de 36,85 °C para o local sem cobertura vegetal e de 30,29 °C para o local com cobertura vegetal. Há, portanto, uma diferença de 6,56 °C. Para os dois locais, no período estudado, a maior diferença diária dos valores da temperatura superficial foi de 16,9 °C, ocorrida no dia 12/09/95.

Os valores da temperatura a 1,0m de profundidade são diretamente influenciados pelas mudanças térmicas ocorridas na superfície terrestre. Consequentemente, deverá também existir diferença termal a 1,0m de profundidade, entre os dois locais estudados, ou sejam, um com e o outro sem cobertura vegetal. A fig. 4b corrobora tal parecer. Esta figura mostra a variação dos valores médios mensais da temperatura a 1,0m de profundidade, referentes ao período e locais pertinentes à fig 4a. A 1,0m de profundidade a média dos valores mensais da temperatura foi de 34,92 °C para o local sem cobertura vegetal e de 30,62 °C para o local com cobertura vegetal; registrou-se, portanto, uma diferença de 4,30 °C; a maior diferença entre essas

médias mensais ocorreu no mês de outubro/95, a qual foi de 4,81 °C.

CONCLUSÕES Em relação as medidas de temperatura superficial há nítida superioridade dos valores referentes ao local sem cobertura vegetal, em relação a outro local, contíguo, porém, com cobertura vegetal. Em um ciclo de duração de um ano, no período chuvoso, a temperatura média mensal na superfície foi de 27,56 °C para o local sem cobertura vegetal e de 25,90 °C para o local com cobertura vegetal; registrando-se uma diferença de 1,66 °C. Para o mesmo intervalo de tempo, porém, referente ao período seco, a temperatura média mensal superficial foi de 38,42 °C no local sem cobertura vegetal e de 28,75 °C no local com cobertura vegetal; ocorreu uma diferença de 9,67 °C. Para os dois locais estudados, a maior diferença diária nos valores da temperatura foi de 3,5 °C, no período chuvoso, e de 16,9 °C, no período seco. Quantifica-se, assim, a

relevante influência da cobertura vegetal sobre os valores da temperatura superficial.

A diferença entre os valores médios mensais dos locais sem e com cobertura vegetal é mensurável à profundidade de 1,0m. A diferença térmica observada foi de até 4,81 °C.

Consideramos que os resultados acima apresentados são perfeitamente normais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAUJO, R.L.C.; SOUZA, J.R.S. & MAKINO, M. 1991. Análise de Perfis Geotérmicos Rasos em Poços Sujitos a Aquecimento Superficial e Bombeamento de Água. *Revista Brasileira de Gofísica*. 9:47-53.
- SOUZA, J.R.S.; ARAUJO, R.L.C. & MAKINO, M. 1989. Heat Transfer and Thermal Properties of the Subsoil in Belém. *Revista Brasileira de Geofísica*. 7:19-28.

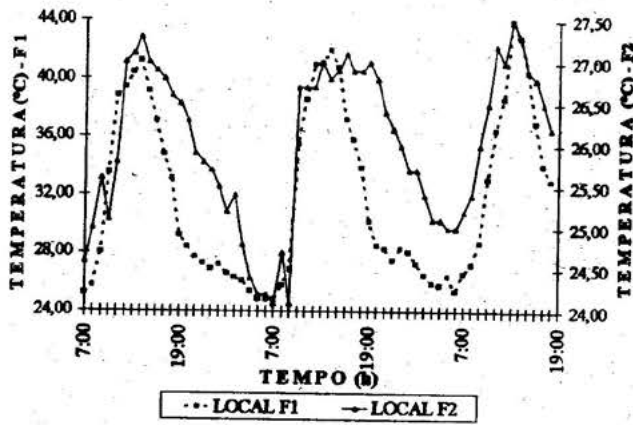


Figura1 - Valores horários da temperatura superficial, no período de 02 a 04/08/95

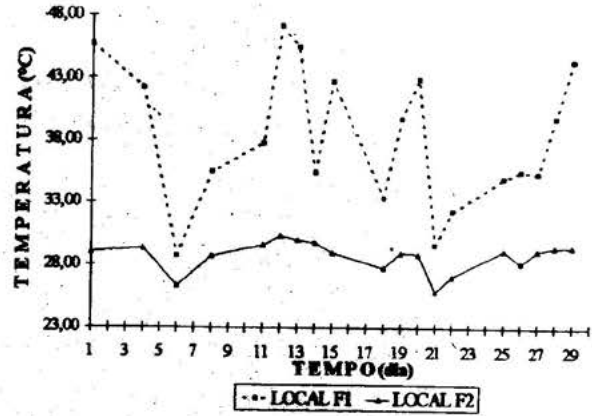
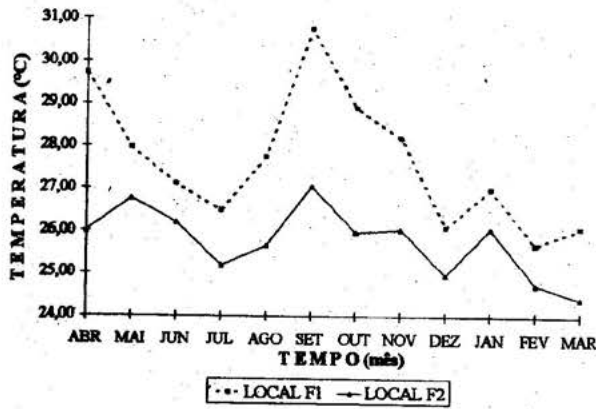


Figura2 - Valores diários da temperatura superficial no mês de setembro/95.

(3a)



(3b)

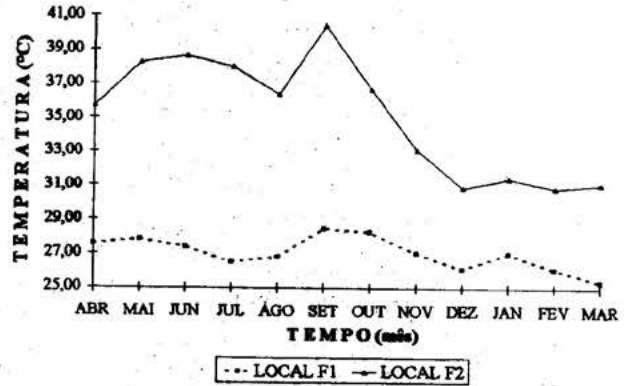
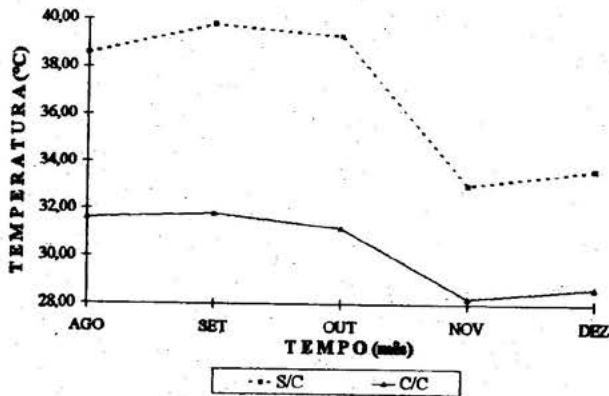


Figura 3 - Valores mensais da temperatura superficial, às 8 h (3a) e 13 h (3b).

(4a)



(4b)

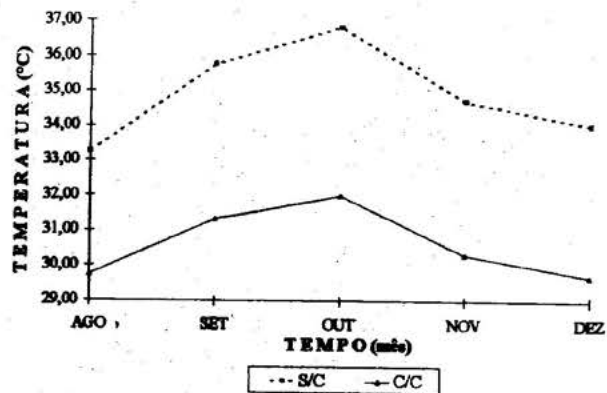


Figura 4 - Valores médios mensais da temperatura superficial (4a) e a 1,0 m de profundidade (4b).

CONTRASTES GEOQUÍMICOS NAS BACIAS DE REJEITOS DA MINA DE OURO SUPERGÊNICO DO IGARAPÉ BAHIA (CARAJÁS-PA)

Marcondes Lima da Costa¹

Elias Leão Moraes¹

Rômulo Simões Angélica^{1,2}

Herbert Pöllmann³

¹Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, C.P.1611, 66075-110, Belém-PA
Tel. (091)211 1428 Fax (091) 211 1609 e-mail: mlc@marajo.ufpa.br

²CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Av. Dr. Freitas 3645 66095-110 Belém-PA
Tel. (091) 226-6066 Fax: (091) 246-4020 e-mail angelica@marajo.ufpa.br

³Institut für Geologische Wissenschaften, M.L. Universität Halle-Wittenberg - Domstr.5,
061058

Halle, Alemanha - Fax +49 345 552-7180 e-mail: gaojd@cluster1.urz.uni-halle.de

INTRODUÇÃO Em Carajás, no sul do Estado do Pará, encontra-se a mais importante mina de ouro da Amazônia, e mesmo do País, cuja produção iniciou-se ainda em 1990 como planta-piloto, e já em 1991 como planta definitiva. Trata-se da mina Igarapé Bahia, pertencente a Companhia Vale do Rio Doce, que atualmente está produzindo cerca de 10 t/ano de ouro. O ouro é extraído de minério supergênico, tipo laterito-gossânico, com teor médio de 4,7 g/t e reservas da ordem de 12 milhões de toneladas. A espessura da zona supergênica mineralizada é da ordem de 50 m, sendo formada predominantemente de hematita, goethita e maghemita, seguidos por çaulinita e gibbsita, sendo que anatásio e fosfatos de alumínio (membros do grupo da crandalita) são apenas acessórios. O minério apresenta-se em cor marrom avermelhada, desde pulverulento até rochoso, na forma de relictos ou mesmo blocos métricos de gossans e crostas lateríticas ferruginosas, por vezes seccionadas por vênulas de até 10 cm de espessura de goethita marrom esverdeada, coloriforme. O corpo mineralizado faz parte do platô do Igarapé Bahia, uma superfície de continuidade quilométrica, com cerca de 660 m de altitude média, esculpida geralmente sobre latossolos amarelos, que sobre a zona mineralizada tem cor avermelhada. Toda área é coberta por floresta tropical densa desde a

superfície do platô até as suas encostas.

O minério aurífero rico em minerais de ferro e de alumínio, em cor marrom avermelhada, após passar por todo um processo físico e químico para extração do ouro (moagem, cianetação e carvão ativado), se transforma em rejeito e é depositado em tanques (bacias), denominadas de módulos, especialmente preparados para esse fim, no topo do platô Igarapé Bahia. O módulo 1 tem forma quase quadrada, com cerca de 225 m x 250 m, e 10 m de profundidade paredes inclinadas para o interior, e revestimento de manta plástica PAD (polietirano de alta densidade), com 10 a 15 anos de vida-útil. As bacias foram dimensionadas para que cada uma comportasse a produção de um ano de rejeito. Dessa forma cinco bacias (módulos) já estão completadas, além daquela referente a planta piloto, formada em 1990. Assim que, a bacia da planta piloto é a mais antiga, atualmente com 6 anos de vida, enquanto as demais são, progressivamente, mais novas. A área da bacia da planta piloto já está revegetada e parcialmente gramada (campo de futebol) enquanto as demais (março de 1995), incluindo o módulo 1, mais antigo, ainda estão descobertos e úmidos.

Essas bacias são constituídas por material fino, composto, principalmente, de óxido-hidróxidos de ferro e de alumínio e caolinita,

com modificação predominantemente física (moagem) e química apenas parcial (adição de cal e cianeto) durante o processo industrial, e depositado na forma de lama fina (polpa, com 40% de sólidos). As bacias são praticamente fechadas, expostas a intensa insolação e precipitação pluviométrica tropical, onde o fator tempo está bem delimitado, apresentam-se como excelentes laboratórios para investigar a cinética químico-mineralógica a partir desses materiais e sob as condições tropicais. Sabe-se que a Amazônia é rica em coberturas lateríticas formadas ainda no Eoceno-Oligoceno, de igual composição, e que vem sendo modificadas ao longo do tempo por diferentes ambientes, inclusive aqueles relativos a bacias lacustres fechadas mesmo pantanosas em condições tropicais. Certamente os exemplos atuais do Igarapé Bahia poderão subsidiar o entendimento das transformações que ocorreram sobre os lateritos e solos lateríticos do passado. Esses estudos também poderão dar idéias sobre a mobilidade e imobilidade dos elementos e complexos químicos dentro de bacias fechadas. São esses então os objetivos da presente pesquisa, cujos primeiros dados são apresentados neste trabalho. Uma outra linha de pesquisa consiste na aplicação desses materiais de rejeitos como cimento especial e na produção de minerais receptores de metais pesados.

METODOLOGIA A primeira fase de amostragem, objeto deste trabalho, foi realizada em março de 1995 pelos autores, acompanhados pelo Sr. Padilha da CVRD. As amostras foram tomadas a um metro de profundidade no **módulo 1**, em sete pontos distintos, com auxílio de trado manual. No rejeito da **planta piloto** foram coletadas 4 amostras num perfil de um metro, constituído de material coerente e semi-seco, além de uma amostra de **ROM** e outra do **EFLUENTE**. Em todas as amostras foram feitas medidas de pH, Eh, determinações mineralógicas por difração de raios-x, análises químicas para os elementos maiores e traços. Os resultados físico-químicos, mineralógicos e químicos são

reportados às 13 amostras e foram tratados estatisticamente.

RESULTADOS PARCIAIS E DISCUSSÕES

pH e Eh - Os resultados médios de pH mostram que o rejeito do módulo 1 (material de até 1m de profundidade, mais novo) é ainda alcalino (pH=8,23) refletindo ainda a alcalinização do minério, uma exigência do processo, comparável ao do efluente (pH=8,65), enquanto que o pH médio da planta piloto (5,60) é semelhante ao do ROM (5,64), indicando que o pH do rejeito, com o tempo (máximo de 6 anos) atinge o patamar natural original, onde a mesma conclusão foi obtida para os resultados de Eh. Portanto, é provável que os sedimentos das bacias de rejeitos, com o tempo, retomem suas condições de Eh-pH, ou quiçá estejam ultrapassando essas fronteiras, gerando ambiente ácido e oxidante.

Composição Mineralógica - Os materiais constituintes das bacias de rejeitos, segundo as amostras estudadas, são formados pelos mesmos minerais do ROM, ou seja o processo, ainda não proporcionou a formação de nenhuma espécie mineral, com base nos limites de identificação do método utilizado. São eles: a hematita, o mais abundante (40 a 73%), seguida de caolinita (12,8 a 41%), gibbsita (4 a 25%), goethita (0 a 13,3%), anatásio (0,7 a 1,6%) e Al-fosfato (0,6 a 1,6%). Mineralogicamente, os materiais das bacias de rejeito estudadas não são iguais. A planta piloto não contém goethita e nem Al-fosfatos, e as concentrações médias de caolinita (36%) e de gibbsita (22,7%) são muito superiores às do módulo 1, respectivamente, 17,6% e 6,4%. Por sua vez, hematita+magemita são muito mais abundantes no módulo 1 (66% contra 40%, em média). Já o conteúdo médio de anatásio é similar para as duas bacias. A composição mineralógica do rejeito do módulo 1 pode ser comparada com a do ROM (minério proveniente do corpo 30, porção sul do minério, em março de 1995) e parcialmente

com a do efluente. Os dados sugerem, em primeira mão, que em relação ao ROM (1 amostra) o rejeito enriquece-se em hematita+maghemita e goethita, muito densos, enquanto se empobrece em caolinita, gibbsita, anatásio e fosfato de alumínio, pouco densos, exceto anatásio.

Esses dados sugerem que a planta piloto e o módulo 1 foram em sua época alimentados com minérios de composição mineralógica diferente (roms diferentes), no primeiro caso dominavam os minerais de alumínio (caolinita e gibbsita) e no segundo os de ferro (hematita, maghemita e goethita), ou seja, domínio de solos na planta piloto e de crostas lateríticas e gossans para o módulo 1. É pouco provável que essas marcantes diferenças mineralógicas sejam fruto apenas de modificações intrabacia de rejeito.

Por outro lado, os padrões de difração de raios-x mostram que o anatásio, embora em quantidades idênticas em ambas bacias, desenvolveu, aparente melhora na sua cristalinidade no rejeito da planta piloto, relativamente muito mais antigo, ou seja, fruto do envelhecimento. É provável que também a goethita, ausente nesta planta, tenha sido decomposta dentro da bacia, já que é improvável a ausência de goethita no ROM. Já os fosfatos de alumínio, nesse ambiente, seriam aparentemente estáveis e herdados do minério.

Aspectos Geoquímicos - O rejeito das plantas piloto e do módulo 1, bem como o ROM e o efluente, são formados, basicamente, de Fe_2O_3 , Al_2O_3 , SiO_2 e PF. Suas concentrações médias, entretanto, não são equivalentes entre si. A planta piloto, como era de se esperar, contém as maiores concentrações de Al_2O_3 (29,9%), SiO_2 (15,8%) e PF (15,0%), e mais baixas de Fe_2O_3 (39,3%) e P_2O_5 (0,06%), enquanto no módulo 1 estão as mais altas de Fe_2O_3 (71,5%) e P_2O_5 (0,4%) e as mais baixas de Al_2O_3 (11,3%), SiO_2 (7,9%) e PF (8,0%), compatíveis com a mineralogia deles. A composição do rejeito do módulo 1 se deixa comparar apenas com a do ROM e em parte com a do efluente (Fig.1). Em relação ao

ROM, o rejeito do módulo 1 perdeu SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 e P_2O_5 (constituintes dos minerais leves), enquanto ganhou Fe_2O_3 e FeO (constituintes dos minerais pesados), em harmonia com as conclusões mineralógicas. Na, K e Mg, abaixo de 500 ppm, não são formadores de minerais e estão igualmente distribuídos em todos os materiais analisados, a exceção do Na, mais concentrado nos rejeitos, quiza em parte proveniente dos cianetos.

Em relação a concentração dos elementos traços, o rejeito do módulo 1 é também muito diferente do da planta piloto, mas similar a do ROM e do efluente (Fig.1). Apenas Cr e U estão mais elevados e F, Cl, B, Ga, Mo, Zr e Y mais baixos. A diferença entre os dois rejeitos é ressaltada por Ni, Co, Zn, Mn, Cu, Pb, U, Mo, e Ag, mas principalmente, por Cu, Ag, U e Mn muito concentrados no módulo 1 (fator > 5) e Cr, As, Cl, B, e Zr, concentrados na planta piloto. Em primeiro momento, essas diferenças devem ser creditadas a diferentes roms, tanto na sua natureza supergênica, em tendo o primeiro (planta piloto) domínio de solos e o segundo (módulo 1) de crostas e gossans, quanto a natureza distinta do minério primário ou mesmo protominério. Em pesquisas de Horbe (1995), Costa & Costa (1996) e Angélica (1996) para os solos e crostas ferruginosas do Igarapé Bahia e Águas Claras, semelhantes assinaturas geoquímicas foram encontradas, onde no domínio de solos atenuam-se as concentrações de Ni, Co, Zn, Mn, Cu, Pb, Mo, Ag e aumentam as de As, B e Zr. Os altos teores de Cu, U, Mo e Y sugerem ainda uma ambiência primária particular para o ROM do módulo 1. É muito improvável que as grandes diferenças nas concentrações dos elementos traços, entre os dois módulos, seja derivada de mobilidades diferentes dentro das bacias por conta do envelhecimento diferenciado.

CONCLUSÕES Os primeiros resultados obtidos para as duas bacias de rejeitos, de idades diferentes, hoje em condições reológicas distintas, mostram que os rejeitos nelas depositados são bastante diferentes entre

si. Essas diferenças são tanto nos parâmetros físico-químicos, como nos mineralógicos, cristaloquímicos e nos químicos. Os valores de pH e Eh do ROM modificados artificialmente no processo, nas bacias, atingem os valores originais do minério na frente de lavra, após no máximo 5 anos, e caminham talvez para valores mais ácidos e oxidantes. A mineralogia e a composição química (elementos principais e traços) indicam que os materiais das duas bacias, provieram de minério com composição mineralógica e química diferente, sugerindo o domínio de solos para a planta piloto e de crostas e gossans para o módulo 1. O minério que alimentou a planta piloto se situava ao norte da zona mineralizada e a do módulo 1 (topo) corpo 30 a sul da zona mineralizada. E de fato a zona norte era mais terrosa enquanto a sul continha mais crostas e gossans. Entretanto os dados sugerem que além dessas diferenças o minério da zona norte derivou de protominério com assinatura geoquímica distinta da zona sul, que se caracteriza pelas concentrações muito altas de Cu, U, Mo e Y e a presença de fosfatos.

A aparente alta cristalinidade do anatásio sugere, entretanto, que o envelhecimento do rejeito recristaliza minerais como anatásio e também decompõe hidróxidos como goethita.

Portanto, o estudo de materiais contidos nas bacias de rejeitos pode proporcionar condições para o entendimento da cinética químico-mineralógica como também permite identificar as

diferentes naturezas do minério que alimenta a planta.

AGRADECIMENTOS Somos muito gratos à atenção e ao apoio dispensados pela CVRD - Companhia Vale do Rio Doce, durante os trabalhos de campo, especialmente na pessoa do Dr. Paulo Eduardo Antunes Libânio bem como do Dr. Paulo Sérgio Machado Ribeiro e Geol. José Luzimar do Rego, da Mina Igarapé Bahia. As pesquisas contaram com o apoio do programa PROBRAL (Brasil e Alemanha) via DAAD/CAPES, do convênio 0065.92.0025.00 PADCT/FINEP/FADESP e do CNPq, na forma de bolsa de pesquisa do primeiro autor.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANGÉLICA, R.S. 1996. Mineralogia e geoquímica de gossans e lateritos auríferos na região de Carajás: depósitos de Igarapé Bahia e Águas Claras. Tese de Doutorado, CG/UFPa, 115 p.
- COSTA, N, C. & COSTA, M.L. 1996. Geoquímica de crostas lateríticas, solos e colúvios do depósito aurífero do Águas Claras (Carajás-Brasil). V SIMP. GEOL. AMAZ, 4p.
- HORBE, A.M.C.1995. Evolução mineralógica e geoquímica multi-elementar de perfis de solos sobre lateritos e gossans na Amazônia. Tese de Doutorado, CG/UFPa, 213p.

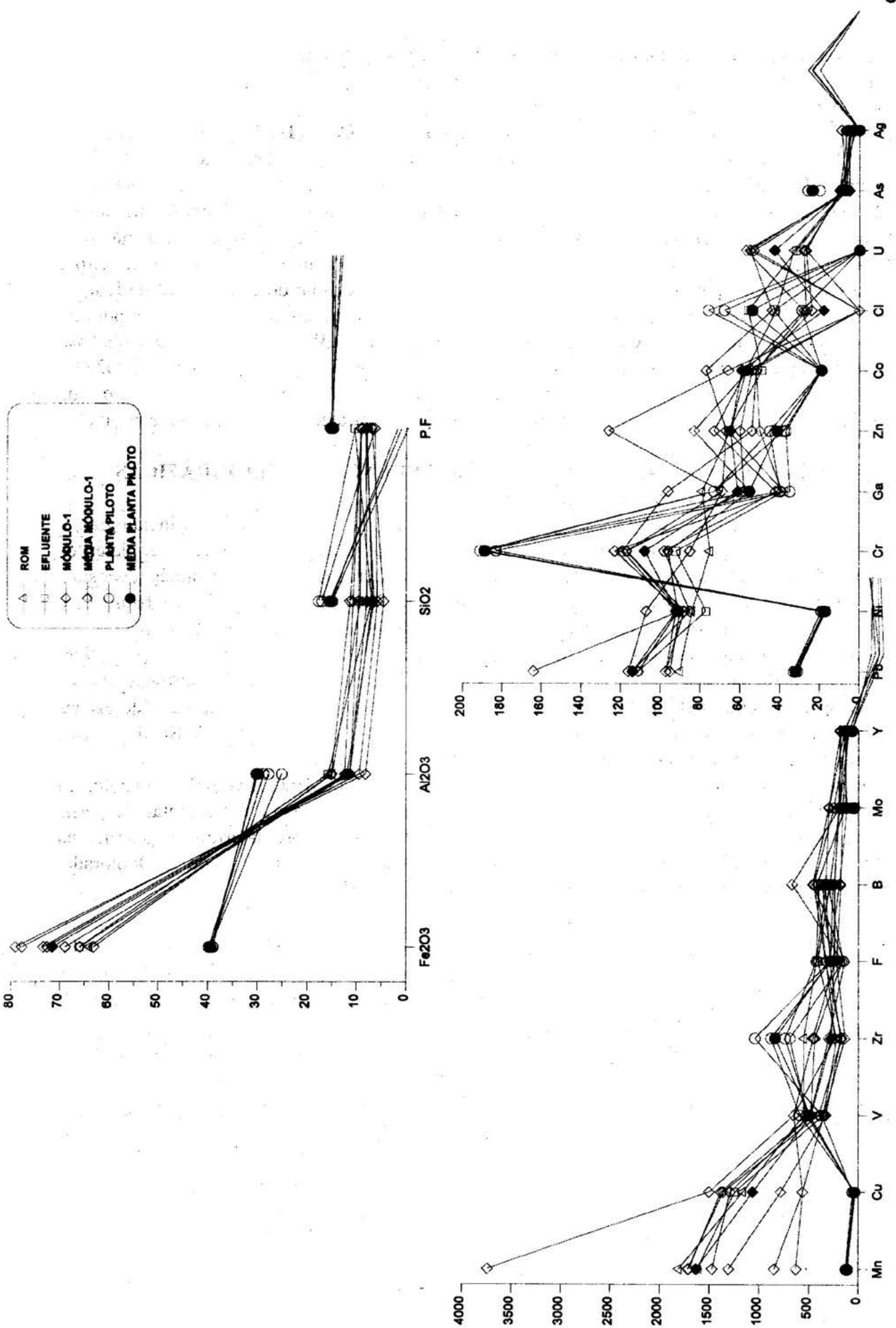


Figura 1 - Distribuição das concentrações químicas no rejeito da planta piloto, módulo-1, rom e efluente, na mina Igarapé Bahia.

O PROGRAMA PRIMAZ - UM EXEMPLO DE ATUAÇÃO NO MUNICÍPIO DE SANTANA DO ARAGUAIA

Damasceno, B. C.

CPRM - Serviço Geológico do Brasil, SUREG-BE

A Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais- CPRM, através da Diretoria de Recursos Minerais e da Superintendência Regional de Belém, a Secretaria de Indústria, Comércio e Mineração- SEICOM e a Prefeitura Municipal de Santana do Araguaia, executaram no Município de Santana do Araguaia os trabalhos da primeira fase de Programa de Integração Mineral em Municípios da Amazônia- PRIMAZ.

A metodologia de trabalho prevê a explanação de cada fase da execução aos órgãos públicos federais, municipais e à população em geral. Em decorrência dessas explorações ficam identificados os anseios da administração municipal, dentro do programa em questão.

A abrangência do PRIMAZ permite uma análise sobre os vários segmentos da economia, aspectos sociais e de infraestrutura, proposições de ações destinados ao desenvolvimento municipal, seja na agropecuária, no turismo, reflorestamento e na preservas do meio ambiente. A ênfase maior dessas proposições se fez no setor mineral, nos seus aspectos de conhecimentos das concessões minerais, sua favorabilidade e oportunidades de investimentos na mineração.

Fazem parte desse modelamento temático, dependendo das necessidades e vontade da administração municipal um estado completo da definição e classificação dos solos, seguido da sua aptidão agrícola, assim como, um estudo de quantificação florestal.

Numa sequência lógica de abordagem sobre o município, itemiza-se a Caracterização Municipal, abordando a localização, área e população, histórico da fundação e evolução político-administrativa, a divisão distrital com

a descrição sumária sobre cada distrito municipal, incluindo o distrito sede, em seguida os Aspectos Fisiogáficos do Município onde aborda-se sucintamente o clima, relevo, vegetação, hidrografia e solos.

No item Atividades que capacitam a Gestão Territorial a análise é feita de conformidade com os dados coletados nos formulários próprios referentes as Atividades Sociais nesse caso, análise sobre a população, educação, assistência hospitalar, esportes, cultura e lazer, turismo, comunicações, segurança pública e justiça, estrutura fundiária. Na Infra-estrutura, análise é feita sobre o abastecimento de água, saneamento básico, energia, edificações, transportes, rede rodoviária, espaço municipal. Nas Atividades Econômicas da-se ênfase a atividade agrícola, pecuária, extrativismo vegetal, indústria madeireira, reflorestamento, indústria cerâmica, combustíveis e comércio em geral.

Na sequência da profusão de dados temáticos, são apresentados como produtos finais o Mapa Urbano de Santana do Araguaia, Mapa Político, Mapa Fundiário, Situação do Espaço Municipal, Interpretação radiométrica, Interpretação Magnetométrica, Concessões e Autorizações, Qualidade das Águas Superficiais, Síntese Geológica e Mapa de Favorabilidade para Tipos de Jazimentos Minerais.

Enfatiza-se as potencialidades minerais, destacando-se todas as ocorrências conhecidas, sua localização, estimativa de reserva e fase de exploração.

São objetivos do programa PRIMAZ, assim como anseios da comunidade municipal a realização do levantamento de solos e aptidão agrícola, e o levantamento do potencial

madeireiro, e a vocação do município para objetivos econômicos e de desenvolvimento futuro.

E como resultado final do diagnóstico do município, no que tange ao seu crescente desenvolvimento notabiliza-se as propostas de grande relevância, que poderão alavancar o desenvolvimento municipal, caso venham a ser aplicadas pela administração vigente.

Para o Município de Santana do Araguaia, propõe-se as seguintes alternativas de desenvolvimento:

- Energia de geração hidrelétrica
- Reativação do empreendimento frigorífico
- Adução de água para a cidade
- Programas de agricultura para pequenos produtores
 - Programa de produção de arroz irrigado
 - Produção de frutas tropicais
 - Diversificação da pecuária bovina
 - Participação efetiva dos grandes pecuaristas no desenvolvimento sócio-econômico do município
 - Programas de atração turística no município

PROPOSIÇÕES

- Energia de geração hidrelétrica-
60 km de linha de alta tensão com torres de transmissão dentro do município.
- Adução de água para a cidade
Aduzir do Ribeirão Acampamento, acima

dos balneários da cidade- Programas de agricultura para pequenos produtores

Localizados nas áreas de assentamentos destinadas pelo INCRA a pequenos produtores. Atualmente somam 21.400 ha.

- Programa de Produção de arroz irrigado
Área inundáveis da margem do rio Araguaia, somando 9.600 ha.

- Programa de incentivo a cultura de frutos tropicais

Pequenos produtores aos arredores da Vila Mandi.

- Diversificação da pecuária bovina

Considerando a pecuária o principal suporte econômico do município, propõe aos pecuaristas a montagem de agroindústrias para beneficiamento de produtos pecuários como curtição de couros, artigos artesanais de couro passando por movelarias e indústrias laticíneas, na forma de queijos, manteiga, iogurtes, produtos derivados da carne.

- Participação dos grandes produtores de bovinos no desenvolvimento municipal

• Agricultura de porte para repositar a mineralogia dos solos.

• Melhoramentos genéticos dos rebanhos, com introdução de espécies adaptadas à região.

• Construção e manutenção de escolas e postos de saúde para atendimento de crianças e adultos empregados nas grandes fazendas.

EXPANSÃO URBANA E SEUS EFEITOS DANOSOS AO MEIO AMBIENTE DA ILHA DO ATALAIA - SALINÓPOLIS/PA

Amilcar Carvalho Mendes - Departamento de Ecologia / Museu Paraense Emílio Goeldi.

Marcio Sousa Silva - Programa de Pesquisa e Ensino em Ciências do Mar / Universidade Federal do Pará.

Luís Ercílio do C. Faria Jr. - Departamento de Meio Ambiente / Secretaria de Ciência, Tecnologia e Meio Ambiente do Estado do Pará.

CONSIDERAÇÕES INICIAIS O objetivo fundamental deste trabalho é apresentar o diagnóstico técnico sobre as condições geoambientais da Ilha do Atalaia, ressaltando o atual estágio de ocupação do solo e a interferência humana nos ecossistemas envolvidos. Para isso, fez-se a delimitação de áreas de preservação permanente, zonas degradadas e espaços adequados à ocupação urbana. Ao final de tudo, sugerimos um conjunto de propostas que visam minimizar a degradação ambiental propiciada pelas modificações do meio físico e ação antrópica danosa naquela ilha.

HIDRODINÂMICA MARINHA E MOVIMENTAÇÃO ATMOSFÉRICA A Ilha do Atalaia está localizada no litoral NE do Estado do Pará, sendo parte integrante do Município de Salinópolis. Possui cerca de 7,5 Km de extensão e sua linha de costa está sujeita a uma amplitude de maré média de 4.5m (macromaré semidiurna) e à ação contínua de ventos alíseos de NE, responsáveis pelo mecanismo de transporte litorâneo de grandes volumes de sedimentos de leste para oeste. Outra ação marcante dos ventos é o transporte das areias da face praial para a formação de dunas que migram para o interior da ilha na direção SW.

DIAGNÓSTICO GEOAMBIENTAL DA ILHA DO ATALAIA A Ilha do Atalaia sofre constantes modificações na sua fisiografia

devido a interação de processos marinhos e atmosféricos atuantes. Não obstante essa ação, nos últimos 15 anos essas transformações tem sido aceleradas pela ação antrópica e profundas agressões ambientais.

Na realidade, toda a problemática ambiental hoje observada decorreu da falta de informações sobre as características físicas e geológica-geomorfológicas dessa área e de um estudo ambiental prévio que fornecesse subsídios para ação de um planejamento de ocupação urbana e gestão territorial. O atual estágio dos impactos ambientais da Ilha do Atalaia está representado no Mapa Geoambiental elaborado, o qual permite constatar até que ponto a ação antrópica interviu no meio ambiente natural dessa ilha.

As várias intervenções e/ou ações antrópicas observadas na Ilha do Atalaia são:

* **Construção da estrada Salinópolis-Atalaia** - Funcionou como agente principal que iniciou todo o processo errôneo de ocupação urbana e seus efeitos deletérios hoje observados na ilha. A referida estrada corta áreas de mangue e de cordões de dunas.

* **Implantação de loteamentos em áreas protegidas por lei federal e/ou municipal** - Na Ilha do Atalaia foram implantados três grandes loteamentos denominados Atalaia I, II e III, todos licenciados pela Prefeitura Municipal de Salinópolis. As fotografias aéreas da década de 70 mostram que as áreas onde estão implantados o Loteamento Atalaia I e parte do Loteamento Atalaia II anteriormente eram ocupadas por paleodunas e dunas móveis, as

quais foram terraplenadas para implantação desses empreendimentos imobiliários, como demonstram as significantes superfícies eólicas arrasadas, facilmente identificadas nas áreas loteadas. Segundo a Resolução 004/85 do CONAMA, as áreas de ocorrência de dunas são consideradas como Reservas Ecológicas e, portanto, nenhuma obra de engenharia pode ser edificada sobre as mesmas, a não ser em casos extremamente excepcionais e, assim mesmo, após minuciosos estudos de impactos ambientais e a devida aprovação dos órgãos ambientais.

* **Construção de prédios em desacordo com a lei orgânica do Município** - A Lei Orgânica do Município de Salinópolis proíbe as edificações com mais de 4 (quatro) pavimentos, porém prédios com até 9 (nove) pavimentos foram construídos e alguns outros ainda estão em fase inicial de construção.

* **Retirada da vegetação nativa de mangue** - Nos limites da área de implantação do Loteamento Atalaia III, às margens do rio Sampaio, houve destruição da franja de manguezal com o objetivo de liberar a área para a construção de pequenos trapiches.

* **Acumulação de lixo em lugar impróprio** - Problema patrocinado, em grande parte, pela própria prefeitura municipal que utiliza uma área próxima às dunas e sistemas de lagos para depositá-lo, poluindo as águas superficiais e subterrâneas devido a alta porosidade e permeabilidade do terreno.

* **Contaminação do lençol freático** - Um grande problema que tende a agravar-se ainda mais devido a ilha não dispor de rede de abastecimento e saneamento. Além disso, a grande maioria das residências instaladas na ilha e, sobretudo, as barracas da Praia do Atalaia utilizam sistemas de esgotos por fossas e sumidouros que se localizam, quase sempre, às proximidades dos poços artesianos; estes, por sua vez, estão situados em locais de migração das águas subterrâneas contaminadas.

* **Vias de acesso à praia através do cordão de dunas e sistema de lagos** - No setor leste da

ilha observa-se uma via de acesso à praia com cerca de 1Km de extensão, partindo do Loteamento Atalaia II. Esta pequena estrada foi construída seccionando o sistema de lagos e algumas dunas. Perpendicular à esta, existe uma outra, de direção E-W, com cerca de 350m, conduzindo até o extremo leste da ilha.

* **Áreas de invasão** - Na porção oeste da Ilha do Atalaia, em áreas tidas como terrenos da União, existe uma série de residências construídas sem qualquer critério de preservação dos ambientes naturais, muitas delas, inclusive, causando a devastação e aterramento de manguezais.

* **Erosão costeira** - Apesar de ser um dos processos naturais mais comuns em todo o litoral paraense, a erosão costeira é bastante acelerada pelas intervenções antrópicas nos elementos que regulam este processo. Na Ilha do Atalaia, no setor esquerdo, a ação erosiva das ondas foi bastante ampliada a partir da remoção dos cordões dunares que situavam-se acima dos limites das preamares. Este processo é muito evidente na Ponta do Farol Velho, onde o efeito erosivo de ondas e marés se faz sentir nas residências construídas à beira-mar, sobre a falésia, onde algumas delas já apresentam muros de arrimos desabados e paredes comprometidas.

UNIDADES GEOAMBIENTAIS E URBANIZAÇÃO NA ILHA DO ATALAIÁ

O Mapa Geoambiental elaborado retrata a distribuição espacial das Unidades, assim como as áreas já degradadas na Ilha do Atalaia. Nesse contexto, foram definidas as seguintes zonas:

* **Áreas de Preservação Permanente** - Áreas consideradas como Reservas Ecológicas segundo a resolução 004/85 do CONAMA. São as áreas ocupadas por manguezais, lagos interdunas e campos de dunas fixas (paleodunas) e móveis. Além dos aspectos ecológicos já discutidos anteriormente, deve ser destacado ainda que tais áreas são inadequadas à urbanização por estarem sujeitas a riscos geológicos devido a ação de processos naturais (erosão costeira, transporte eólico, etc).

* **Áreas Adequadas à Urbanização** - Esta unidade pode ser subdividida em duas subunidades:

A) **Áreas sem Restrições** - Cujas características do meio físico possibilitam a ocupação urbana. São áreas que correspondem aos sedimentos do Grupo Barreiras.

B) **Áreas com Restrições** - Apresentam condições parciais de suporte à urbanização, sendo necessários cuidados especiais para evitar problemas ambientais, geológicos e geotécnicos. Correspondem às faixas marginais das falésias da Ilha do Atalaia onde o risco geológico de erosão e/ou escorregamento do solo é mais pronunciado.

CONSIDERAÇÕES FINAIS E AÇÕES

PROPOSTAS As degradações ambientais somente serão coibidas se as autoridades constituídas e responsáveis pela preservação do patrimônio público e coletivo adotarem medidas urgentes quanto ao cumprimento das leis vigentes, caso contrário, os ambientes costeiros e ecossistemas envolvidos entrarão em colapso.

As ações e omissões de dirigentes de órgãos públicos, aliadas à uma desenfreada cobiça pela propriedade do solo na Ilha do Atalaia, acompanhada da devida especulação imobiliária, foram, em grande parte, os responsáveis pela situação atual. Um bom número de agressões ambientais teria sido evitado mediante a simples obediência à lei. Mesmo nos casos em que a natureza impôs sua força às modificações causadas pelo homem, uma ação preventiva poderia resguardar ou minimizar seus efeitos deletérios.

É necessário a imediata adoção de medidas técnicas compatíveis com a ocupação antrópica da ilha, em harmonia e respeitando as condições naturais dos ambientes e ecossistemas costeiros. Tais medidas devem ser viabilizadas envolvendo as esferas jurídica, política, econômica, social e educacional do Município de Salinópolis e do Estado do Pará.

Dentro desse contexto, propomos as seguintes ações:

A) **Identificação das atribuições** que cabem aos setores públicos nas diversas instâncias a fim de evitar a omissão e/ou a exorbitância do poder de decisão.

B) Aos setores privados, interessados na exploração econômica dos elementos naturais, cabe seguir as orientações e normas técnicas, assim como as regras jurídicas estabelecidas para a ocupação da ilha.

C) Os licenciamentos para novas obras, empreendimentos de lazer, projetos industriais e outras formas de atividade econômica, devem ser submetidos a análise prévia dos órgãos públicos ambientalistas, quer na esfera estadual como na municipal, conforme previsto em lei.

D) Os empreendimentos que estiverem ilegais ou produzindo danos irreversíveis aos ecossistemas da Ilha do Atalaia devem ser impedidos de prosseguir suas ações depredatórias, sob pena do agravamento da situação atual. Neste caso, enquadra-se a imediata desativação do depósito de lixo localizado próximo ao cordão de dunas e lagos de água doce. A definição sobre os aspectos ilegais dos empreendimentos, óbvio, cabe à justiça; quanto aos aspectos técnicos de dano ao ambiente, devem ser ouvidos a Secretaria de Ciência, Tecnologia e Meio Ambiente do Estado do Pará (SECTAM) e o Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis (IBAMA).

E) Os locais onde foram encontrados vestígios de ocupação humana milenar ("concheiros") na Ilha do Atalaia devem ser estudados em profundidade, quanto seus aspectos antropológicos e arqueológicos por pesquisadores do Museu Paraense Emílio Goeldi. Se forem definidas como "sambaquis", tais áreas deverão ser enquadradas como Sítios Arqueológicos, sendo, portanto, protegidas por lei federal.

F) À Prefeitura de Salinópolis deve ser exigido a implantação de programas de estudo e de educação ambiental em parceria com os órgãos

estaduais, federais e instituições de pesquisa, visando esclarecer a população fixa e móvel do município sobre as vantagens da preservação dos ambientes naturais para o desenvolvimento social e econômico do mesmo.

G) Deve ser exigido da Prefeitura Municipal de Salinópolis a elaboração e implantação de um Plano Diretor para a ocupação territorial da Ilha do Atalaia, o qual deve contemplar diretrizes e

metas para análise, controle e acompanhamento dos atuais e futuros projetos de urbanização dessa ilha. O Mapa Geoambiental da Ilha do Atalaia, elaborado por pesquisadores do Museu Paraense Emílio Goeldi (MPEG / CNPq) e do Programa de Pesquisa e Ensino em Ciências do Mar (PROMAR/UFPa), pode e deve constituir-se em um dos elementos para elaboração do mencionado Plano

DETERMINAÇÃO DA DERIVA DE UM PERFIL GEOTERMAL RASO

Willian S. M. Palha, Rutenio L. C. de Araujo, João C. da Silva, Priscila N. Serra,
Aroldo F. Aragão, Solange dos Santos Costa
Universidade Federal Do Amazonas

INTRODUÇÃO Este trabalho apresenta resultados do monitoramento da temperatura em 5 poços desativados com profundidade variável de 55 a 110m, localizados na região metropolitana de Manaus, durante o período de junho/95 a fevereiro/96, a fim de melhor entender o comportamento e estrutura das camadas mais superficiais. Nas últimas décadas tem sido freqüente o registro na literatura, que as influências termais, devido ao aquecimento solar diário na superfície terrestre, são fortemente atenuadas com o aumento da profundidade e podem ser desprezadas à profundidade da ordem de 1,0m (Kézdi, 1974 ; Sellers, 1974 ; Courtillet & Francheteau, 1976). Estes autores indicam, também, que as variações térmicas sazonais podem atingir profundidades em torno de até 30m. Por sua vez este estudo vem retificar tais conceitos, devido ao fato de que estes estudos não foram conduzidos em áreas de floresta tropical úmida.

Os primeiros estudos detalhados realizados na região Amazônica mostram que as variações da temperatura a 1,0m de profundidade não podem ser negligenciadas (Araujo, 1987; Araujo & Carvalho, 1994; Souza et al. ., 1994; Araujo et al. ., 1993; Araujo et al. ., 1991). Segundo (Araujo, 1987) na região Amazônica as variações sazonais da temperatura podem atingir profundidades de até 200m. Portanto, este estudo visa através da investigação de poços desativados, determinar o grau de influência da perturbação térmica superficial, proveniente do aquecimento solar diário, nas variações diurnas e sazonais da temperatura, definir a faixa de variação temporal dos valores da temperatura e estabelecer o

intervalo de profundidade de maior influência da variação sazonal da temperatura sobre o regime geotermal raso.

METODOLOGIA Na coleta de dados foi utilizado uma sonda térmica de termistor com precisão da ordem de $\pm 0,005$ °C. A leitura da resistência elétrica do termistor é feita com o uso de uma ponte resistiva, tipo wheatstone. Os poços nos quais foram efetuadas as diversas perfilagens de temperatura encontram-se desativados. Tal situação é fundamental, a fim de não haver desequilíbrio térmico no interior destes poços, além do normalmente causado pela variação sazonal da temperatura. Tal preocupação deve-se ao fato de pretendemos atuar na faixa da camada intempérica, a qual sofre influências diversas, que podem influenciar nos resultados obtidos (Araujo, 1987).

No final de cada mês foram realizadas perfilagens mensais de temperatura em uma poço, localizado no Campus da Universidade do Amazonas, denominado poço FUA. As medidas foram realizadas em intervalos discretos de 5 metros. Paralelamente a estas perfilagens foram também efetuados perfilagens anuais em 4 poços localizados nas proximidades do Aeroporto Internacional de Manaus(AM), denominado INFRAERO. (1) (2) (3) e (4)

RESULTADOS Os dados provenientes das perfilagens realizadas no poço FUA são mostrados nas figuras 1A, 1B e 1C. Nota-se, nestas figuras, a deriva termal dos perfis geotérmicos no sentido de crescimento dos valores da temperatura, no período de agosto a

outubro/95, e de decréscimo, nos meses de dezembro/95 a fevereiro/96 Figs (1A) e (1C). Um dos fatos mais interessantes destas figuras, refere-se a inversão dos valores da temperatura, que ocorre no intervalo de 45 a 50 metros de profundidade. Este intervalo de inversão dos valores do gradiente geotérmico é denominado como "ZONA DE COTOVELO", (Araújo, 1987) que caracteriza a equivalência das magnitudes do fluxo termal, oriundo da superfície terrestre, e do fluxo térmico proveniente do interior da Terra. O gradiente geotérmico no intervalo de 35 a 40m de profundidade é sempre negativo, devido ao decréscimo da temperatura com a profundidade.

Conforme mencionado, foram realizadas reperfilagens térmicas anuais nos poços denominados INFRAERO (1), (2), (3) e (4), os quais têm profundidade variável de 50 a 110 metros. Os dados referentes a essas perfilagens são mostrados nas Figs. (2 A) e (2 B)

Os valores da temperatura no poço INFRAERO.(1), crescem sistematicamente até a profundidade de 50 metros. Há uma inversão térmica brusca, no intervalo de profundidade de 50 a 55m; a partir desta profundidade, os valores de temperatura continuam a crescer. Já no INFRAERO.(2), os valores da temperatura decresceram até a profundidade de apenas 15m; a partir dessa profundidade, a configuração mostra que os valores crescem lentamente, onde observa-se uma possível zona de inversão a partir de 50 metros de profundidade Fig.(2 A). Os poços INFRAERO.(3) e (4) apresentam uma variação brusca da temperatura entre o intervalo de 35 a 40 metros de profundidade. Observa-se, nos poços INFRAERO, diferentes profundidades de inversão do sinal do gradiente geotérmico. Esta zona situa-se aproximadamente a 35m nos poços INFRAERO (3) (4).No INFRAERO (1) não foi possível determinar o intervalo de inversão, devido a forte oscilação ocorrida na profundidade de 50 a 55 metros. Para o INFRAERO (2), a inversão acontece possivelmente a partir de 50m., visto que não se

conseguiu alcançar a inversão do gradiente geotermal. Segundo estudos anteriores (Araujo et al., 1991) esses perfis sofrem influências das variações climáticas da região e de perturbações provenientes do aquecimento solar na superfície terrestre.

CONCLUSÕES Resumem-se, a seguir as principais conclusões, referentes aos perfis geotérmicos dos poços FUA e INFRAERO.

- Em todos os poços observou-se que, inicialmente a temperatura diminui com a profundidade. Posteriormente verifica-se uma zona onde o gradiente geotérmico inverte o seu sinal. Só não foi possível localizar a zona de cotovelo para os poços INFRAERO (1) e (2).
- As análises dos perfis de temperatura do poço FUA evidenciam que as flutuações geotérmicas estão plenamente de acordo com os períodos considerados "chuvoso" e "seco", na região em estudo.

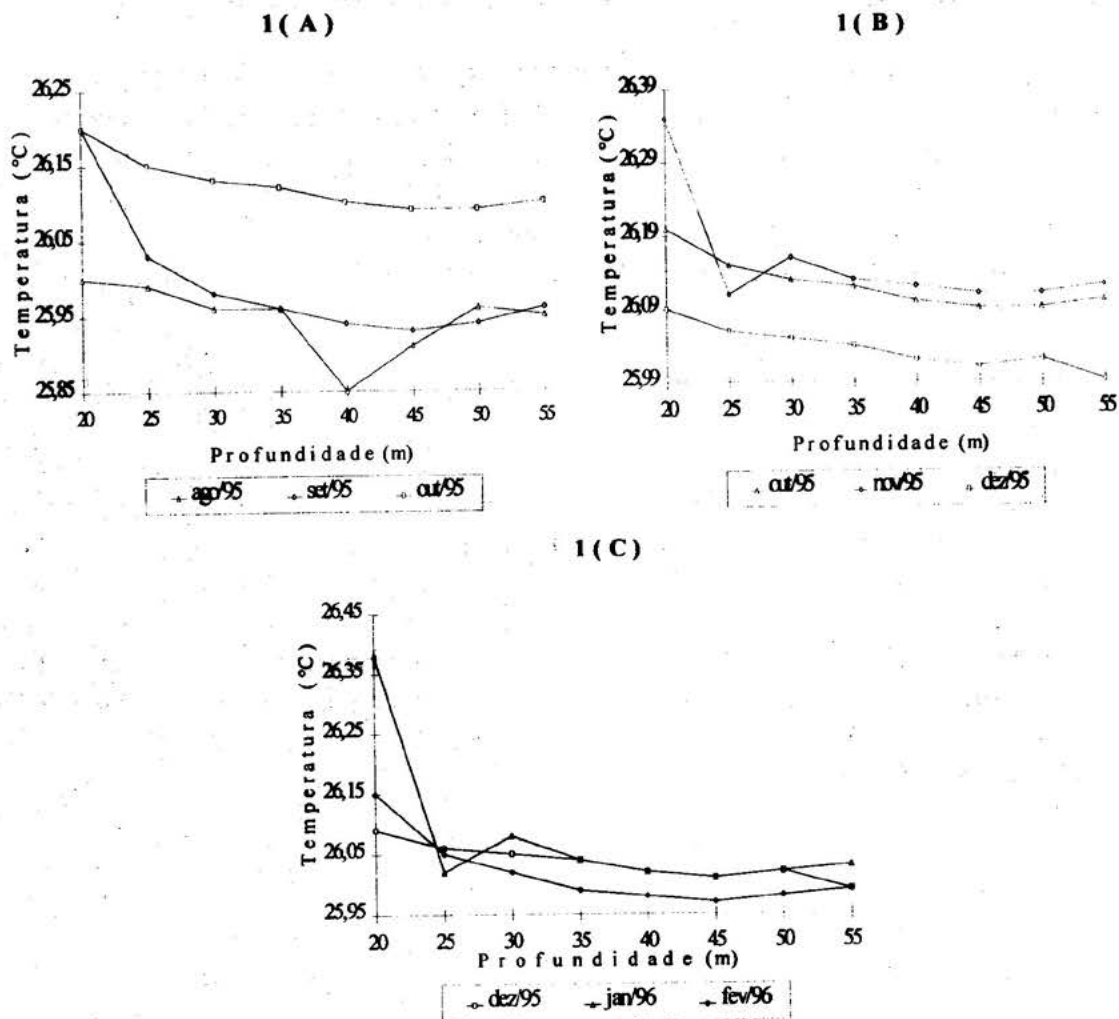
Os poços FUA e INFRAERO (3) e (4) apresentaram o mesmo comportamento geotérmico, ou seja, uma zona de inversão do fluxo, denominada **zona de cotovelo**, as quais encontram-se a profundidades distintas para esses poços. No poço FUA a zona de inversão térmica encontra-se de 40 a 45 metros, enquanto que no INFRAERO (3) e (4) de 35 a 50 metros. Nos poços INFRAERO (1) e (2), não se verificou uma zona específica de inversão.

AGRADECIMENTOS

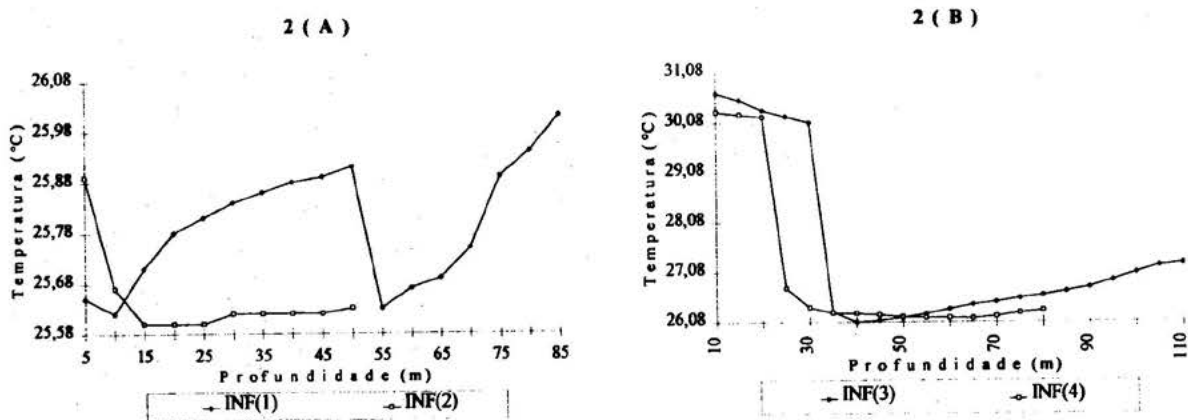
Desejamos externar nossos sinceros agradecimentos a todos que direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho. À Universidade do Amazonas pelo apoio dado na realização deste trabalho, em particular ao Departamento de Pesquisa da Universidade do Amazonas pelo apoio Institucional e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo apoio.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAUJO, R.L.C. 1987. Geotermia rasa em Belém. Tese de Doutorado. Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará. Belém. 149 p
- ARAUJO, R.L.C.; SOUZA, J.R.S. & MAKINO, M. 1991. Análise de perfis geotérmicos rasos na Presença de movimento induzido de água subterrânea. Rev. Bras. Geofísica. 9: 47-53.
- ARAUJO, R.L.C. & CARVALHO, J.S. 1994. Perfis geotérmicos na porção leste no estado do Amazonas. Anais do 38º Congresso Brasileiro de Geologia. Camboriú, Outubro, 2:32-33.
- ARAUJO, R.L.C.; MAKINO, M.; SOUZA, J.R.S. & CARVALHO, J.S. 1993. Configuração normal de um perfil geotermal raso. Anais do 3º. Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica. Rio de Janeiro. novembro. v.2. 978-982.
- COURTILLOT, V. & FRANCHETEAU, J. 1976. Géotermie. in: traité de géophysique interne. Paris, Masson, 2:449-500.
- KEZDI, A. 1974. Handbook of soil mechanics. Amsterdã, Elsevier Scientific Publishing, v. 1, 319p..
- SELLERS, W.D. 1974. Physical climatology. Chicago, The University of. Chicago Press. 272p..
- SOUZA, J.R.S.; PINHEIRO, Jr.,H.; PINHEIRO, F ; ARAÚJO, R.L.C. ; KAUER, A. & HODNETT, M. 1994. Regimes térmico e hídrico no solo sob floresta e pastagem na Amazônia. Anais do IX Congresso Brasileiro de Agrometeorologia. Belo Horizonte, outubro, 122-126.



Figuras (1) - Valores de temperatura do poço FUA referentes ao período de ago./95 a fev./96



Figuras (2) - Perfis de temperatura dos poços INFRAERO

ANÁLISE DE DADOS GEOTÉRMICOS DE SUBSUPERFÍCIE

José Ribamar S. da Silva; Rutenio L. C. Araujo; João S. Carvalho; Willian S. M. Palha; Aroldo F. Aragão & Priscila N. Serra.

Universidade Federal do Amazonas

Caixa Postal: 2032 CEP: 69 072-970 Manaus - AM

INTRODUÇÃO No período de junho/94 a maio/95 foi realizado um estudo detalhado sobre a geotermia rasa na cidade de Manaus.

Estudos geotermiais mais amplos, para a região Amazônica foram realizados por Araujo (1987), Araujo et al. (1994), Araujo et al. (1993), Araujo et al. (1988), Araujo (1982), Carvalho et al. (1986). Todavia, existe ainda imensa lacuna de dados geotérmicos referentes às camadas subsuperficiais, embora dado ao fato de que flutuações geotermiais em tais camadas tenham consequência direta na biosfera terrestre, como ainda ser tal zona de grande interesse na prospecção mineral.

A realização deste estudo é de grande importância para o melhor entendimento acerca da estrutura geotermal rasa na Amazônia, além de retificar "certos conceitos usuais" atualmente pré-estabelecidos como, por exemplo, a profundidade de influência das variações diurna e sazonal da temperatura, influência na configuração de perfis geotérmicos rasos, balanço térmico na superfície.

METODOLOGIA Os trabalhos foram realizados em três etapas sucessivas, utilizando-se dois furos, o primeiro com uma cobertura vegetal eficiente (F1) e o segundo sem cobertura vegetal (F2), ambos localizados na área do Campus da Universidade do Amazonas.

Na primeira etapa foi realizado um monitoramento térmico diário às 08:00 h, 13:00 h e 17:00 h em F1, obtendo-se dessa forma os valores da temperatura a 0,0 m, 0,5 m e 1,0 m de profundidade; e um monitoramento térmico semanal em F2, obtendo-se os valores da temperatura a 11,0 m de profundidade. De

posse dos valores do monitoramento, obtivemos os valores do Gradiente Geotérmico G1 (de 0,0 m a 0,5 m) e G2 (de 0,5 m a 1,0 m).

Para a obtenção dos valores da temperatura a 0,5 e 1,0 m foi utilizada uma ponte do tipo Wheatstone e um termistor com precisão da ordem de $\pm 0,005$ °C, e para a temperatura a 0,0 m de profundidade utilizou-se uma sonda de termopar, com precisão de $\pm 0,1$ °C.

Na segunda etapa foi determinada a Condutividade Térmica de 6 amostras secas representativas da litologia de F1. Para cada medida de condutividade realizada acrescentava-se 20 ml de água à amostra, até que a saturação da mesma fosse atingida. Para a obtenção da condutividade térmica utilizou-se o método transiente de calor, para tanto usamos o aparato tipo agulha que é semelhante ao usado por Araujo (1987).

Na terceira etapa utilizamos os dados das duas primeiras para a obtenção do Fluxo Geotérmico. Isso foi feito para os meses de setembro/94, sendo utilizado o valor da condutividade térmica com a amostra seca devido ao fato deste mês ter sido constatado como o mais seco durante o período dos trabalhos, e janeiro/95, onde foi-se utilizado o valor da condutividade térmica com a amostra saturada devido ao fato deste mês ter sido verificado como o mais chuvoso durante o período dos trabalhos.

RESULTADOS E DISCUSSÃO Os resultados concernentes à primeira etapa deste trabalho são apresentados na figura 1, onde é mostrado a distribuição dos valores médios mensais da temperatura nas profundidades de 0,0 m, 0,5 m e 1,0 m, nos meses de junho/94 a maio/95; e na figura 1d é apresentada a

variação das médias mensais da temperatura na profundidade de 11,0 m.

Observamos uma predominância da maior magnitude nos valores médios da temperatura na superfície estudada e que existem fortes variações dos valores médios da temperatura superficial, da ordem de 3 °C às 8:00 h, 9 °C às 13:00 h e 3 °C às 17:00; a 0,5 m de profundidade pode-se notar ainda uma variação da temperatura média, porém com menor intensidade que aquelas da superfície, da ordem de 2 °C em todos os horários estudados; a 1,0 m de profundidade podemos ainda notar uma pequena variação da temperatura média da ordem de 1,5 °C em todos os horários estudados. Esta variação foi observada durante todo o período de trabalho.

Analisando a figura 1 (a, b e c), observamos que como os valores médios mensais da temperatura do último mês estudado tendem a atingir a mesma ordem de valores do primeiro mês, de modo que se completa o ciclo de um ano.

Os valores médios observados na figura 1d são muito estáveis, da ordem de centésimos de graus Centígrados, isto foi verificado durante todo o período estudado.

Observamos que ao longo de todo o período dos trabalhos o mês de setembro/94 apresentou as maiores médias mensais, e que o mês de abril/95 as menores. Isto é devido ao período de menor e maior índice pluviométrico, respectivamente.

Calculamos os gradientes G1 e G2 para os meses de setembro/94 e abril/95 e notamos que para esses meses nos horários estudados o gradiente é negativo, isto é, o fluxo de calor está dirigido para as camadas mais profundas, sendo que para o mês de setembro/94 os valores do gradiente são maiores em módulo, indicando um maior fluxo de calor nesta época do ano.

Na segunda etapa deste trabalho realizamos medidas de condutividade térmica em amostras representativas do furo 1. Observamos que quando cada amostra coletada continha até 60 ml de água, todos os valores da condutividade térmica ao longo do furo se mantinham praticamente iguais. Porém,

a partir de 60 ml este valor cresce rapidamente e em seguida tende a permanecer constante até atingir o ponto de saturação da amostra com a água.

Observamos que a amostra coletada entre 10 e 20 cm de profundidade atinge a saturação mais rapidamente, em 120 ml, e a sua condutividade cresce mais rapidamente; e que, em média, a condutividade térmica ao longo de todo o furo se comporta da mesma maneira e, devido à litologia de cada amostra algumas atingiram a saturação mais rapidamente que outras.

Na terceira etapa obtivemos os valores do fluxo geotérmico da área estudada dos meses de maior e menor índice pluviométrico. Na figura 2a e 2b mostramos o comportamento do fluxo geotérmico ao longo do furo 1 nos meses de setembro/94 e abril/95.

Observamos nos dois meses estudados que, até 1,0 m de profundidade, em todos os horários estudados, o fluxo geotérmico é negativo; isto ocorre devido ao fato de que os valores do gradiente de temperatura obtidos também serem negativos.

No mês de abril/95 a magnitude do fluxo de calor é bem maior, em módulo, da ordem de -75 W.m⁻², que em setembro/94, cujo valor obtido foi da ordem de -10 W.m⁻². Isto é devido ao fato de que o mês de janeiro/95 é caracterizado por elevado índice de precipitação pluviométrica, conseqüentemente, a existência de maior quantidade de água aumenta a condutividade térmica e conseqüentemente aumenta o fluxo de calor. O mês de setembro/94 é caracterizado por baixo índice pluviométrico, portanto, apresenta pequena quantidade de água, conseqüentemente caracteriza-se por valores baixos de fluxo geotérmico.

Até a profundidade de 0,5 m, há variações elevadas do fluxo de calor ao longo do dia, ou seja: os valores máximos de fluxo geotermal foram registrados no horário das 13:00 h; os valores intermediários foram obtidos no horário das 17:00 h, enquanto que os valores mais baixos desse parâmetro geofísico foram registrados às 8:00 h. No intervalo de profundidade de 0,5 m a 1,0 m, a magnitude da

variação do fluxo geotermal é pequena, porém ainda nitidamente mensurável.

Segundo Araujo (1987), os fluxos de calor são fortemente atenuados com a profundidade. Isto explica também o fato de que no intervalo de 0,5 a 1,0 m de profundidade a variação do fluxo geotérmico ser menor, se comparada com a camada compreendida de 0,1 a 0,5 m.

CONCLUSÕES Na área em pauta, durante todos os meses estudados, houve variações nos valores médios anuais da temperatura a 1,0 m de profundidade; estas mudanças são suficientes para concluir que não se pode desprezar tais variações;

Durante todo o ciclo estudado a temperatura a 0,0 m de profundidade é maior que a temperatura a 0,5 m que por sua vez é maior que a 1,0 m de profundidade; exceto nos dias de alto índice de pluviosidade. Isto ocorre porque o fluxo de calor é sensivelmente atenuado com a profundidade;

Em um furo localizado com boa cobertura vegetal observou-se, a 11,0 m de profundidade, que a variação da temperatura foi da ordem de centésimos de graus centígrados. Portanto, o regime geotérmico raso é diretamente dependente da proteção ao fluxo da radiação solar incidente na superfície da área em pauta;

No intervalo de 0,0 a 1,0 m de profundidade, em todos os horários estudados, os meses de setembro/94 e abril/95, apresentaram valores do gradiente geotérmico negativos. Isto mostra que o calor residual é transportado em direção às camadas mais profundas;

O fluxo geotérmico nos meses de setembro/94 e abril/95 apresentaram o mesmo comportamento, mudando contudo a sua magnitude. Isto está relacionado com o índice pluviométrico característico de cada mês;

As maiores variações do fluxo de calor ocorreram nas camadas mais superficiais. Isto é consequência do saldo termal em que estão envolvidas as fontes externas e internas de

calor.

AGRADECIMENTOS Gostaria de externar nossos sinceros agradecimentos primeiramente a Deus pela graça da inspiração e pela vida. Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo apoio financeiro. A Universidade do Amazonas pela infra estrutura cedida.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAÚJO, R.L.C. 1982. Medidas de Condutividade Térmica dos Principais Tipos de Solo do Estado do Amazonas. I Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, v.1. 251-258.
- ARAÚJO, R.L.C. 1987. Geotermia Rasa em Belém. Tese de Doutorado. Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará. Belém. 149 p.
- ARAÚJO, R.L.C.; SOUZA, J.R.S. & MAKINO, M. 1988. Estudo da Condutividade Térmica do Subsolo da Região Metropolitana de Belém. Anais do XXXV Congresso Brasileiro de Geologia. Belém. v.4. 1510-1521.
- ARAÚJO, R.L.C.; MAKINO, M.; SOUZA, J.R.S. & CARVALHO, J.S. 1993. Configuração Normal de um Perfil Geotermal Raso. Anais do 3º. Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica. Rio de Janeiro. novembro. v.2. 978-982.
- ARAÚJO, R.L.C.; MAKINO, M.; SOUZA, J.R.S. & CARVALHO, J.S. 1994. Variações do Fluxo Geotermal Raso. Anais do IV Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém. maio. 103-105.
- CARVALHO, H.S.; LOBO, P.F.S.; CAMPOS, J.N.P. & ZEMBRUSKI, S.G. 1986. Heat Flow and Hydrodynamic in the Medium Amazon Basin. International Meeting on Geothermics and Geothermal Energy. Guarujá. 107.

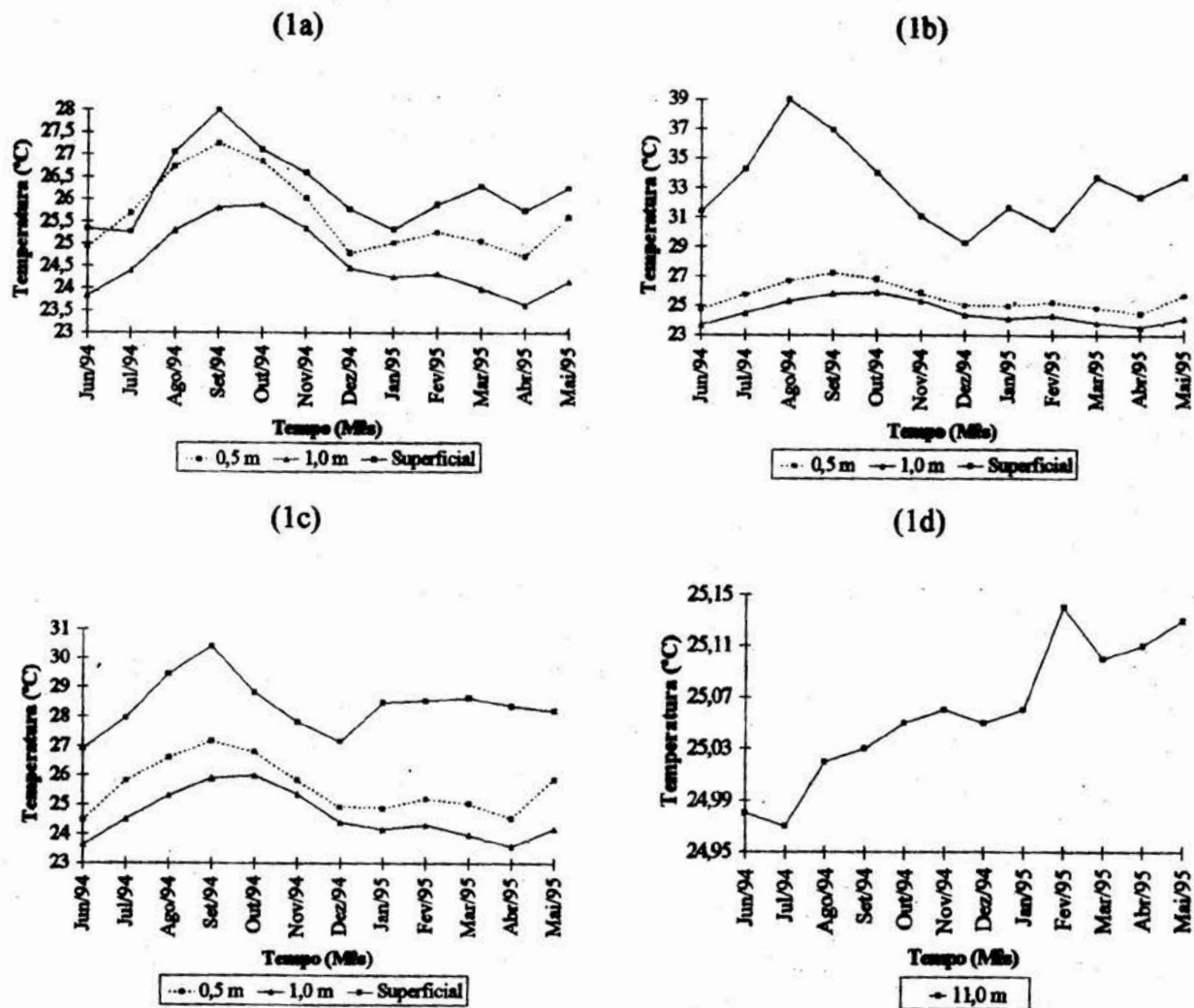


Figura 1 - Distribuição dos valores médios mensais da temperatura, às profundidades de 0,0 m, 0,5 m e 1,0 m, referente a 8:00 h (1a), 13:00 h (1b), 17:00 h (1c) e 11,0 m (1d).

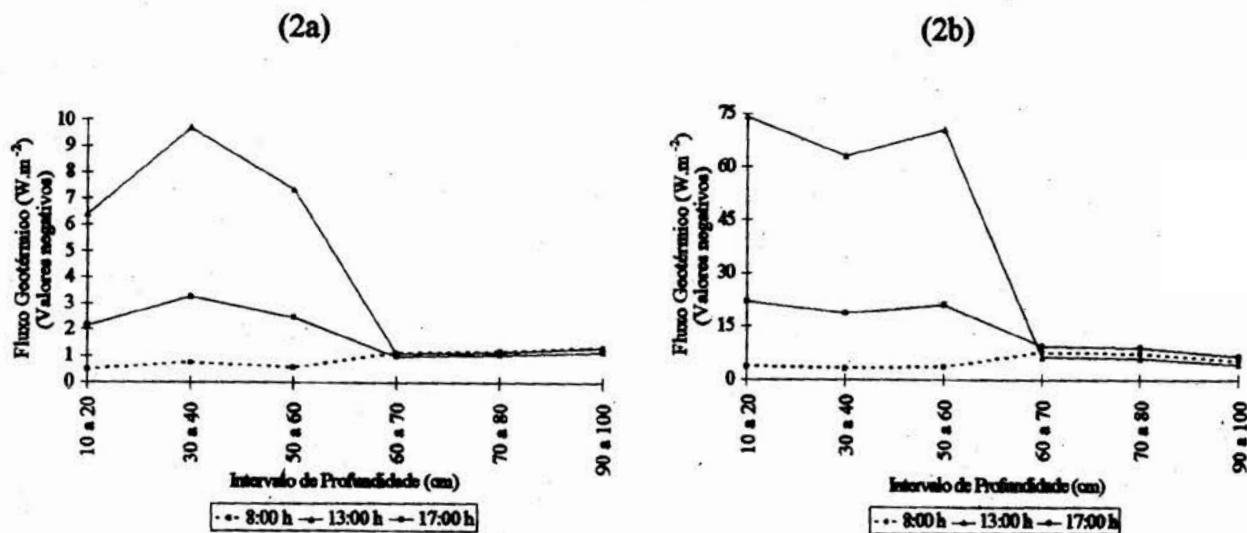


Figura 2 - Valores do fluxo geotérmico para o furo 1 nos meses de setembro/94 (2a) e abril/95 (2b), referente aos horários de 08:00 h, 13:00 h e 17:00 h.

GEOCRONOLOGIA

DATAÇÃO DE ZIRCÕES DE SILL DE METAGABRO: COMPROVAÇÃO DA IDADE ARQUEANA DA FORMAÇÃO AGUAS CLARAS, CARAJÁS - PARÁ

Geraldo Sarquis Dias², Moacir José Buenano Macambira¹⁻³, Roberto Dall'Agnol¹⁻², Anselmo Domingos Viana Soares⁴, Carlos Eduardo de Mesquita Barros²⁻⁵

¹Centro de Geociências/UFPa; ²Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitos; ³Laboratório de Geologia Isotópica; ⁴DOCEGEO/Distrito Amazônia; ⁵CRPG (França) Apoio: Convênio CVRD-UFPa; PADCT-FINEP; CNPq.

INTRODUÇÃO A região de Carajás apresenta uma grande diversidade de ocorrências de rochas máficas, distribuídas em diversas unidades (Grupos Grão-Pará, Salobo, Pojuca, corpos hipabissais dos igarapés Bahia e Águas Claras, entre outros; Docegeo 1988). Essas rochas têm sido descritas petrograficamente e começam a acumular-se dados geoquímicos e geocronológicos sobre as mesmas. Entretanto, os últimos ainda são relativamente limitados ou imprecisos devido às dificuldades para datação dessas rochas utilizando o método U-Pb em zircões. Destacam-se nesse sentido, os resultados obtidos por Gibbs et al. (1986), Olszewski Jr. et al. (1989) e Machado et al. (1991), que obtiveram idades em torno de 2,76 Ga para o Grupo Grão-Pará.

Outro problema muito relevante na estratigrafia de Carajás é a idade da Formação Águas Claras, ora admitida como transamazônica (Docegeo 1988), ora como arqueana (Araújo et al., 1988). A ocorrência na região do Alvo Águas Claras em Carajás de espessos sills de metagabros cortando a Formação Aguas Claras (Soares et al. 1994) e o fato de ter sido constatada em estudos petrográficos (Barros et al. 1994) a ocorrência relativamente freqüente de zircões nesses metagabros, estimulou os autores a realizarem um estudo geocronológico desses metagabros visando a definir a idade dos mesmo e, conseqüentemente, a idade mínima da Formação Águas Claras.

CONTEXTO GEOLÓGICO A Formação Águas Claras, definida por Araújo et al. (1988), é constituída por metassedimentos cortados por corpos básicos em forma de sills e diques descritos por Soares et al. (1994). Na porção NW do Alvo Águas Claras afloram arenitos médios e finos na base, enquanto no topo predominam siltitos e argilitos laminados e maciços com intercalações de arenitos finos. Na região sul e NE afloram arenitos com níveis micro-conglomeráticos. Todo esse conjunto exhibe acamamento com atitude de NW-SE 18°-25°/NE. Nogueira et al. (1992, 1994) concluíram que o pacote psamo-pelítico da porção NW é característico de depósitos plataformais e litorâneos, enquanto os psamitos da parte sul e NE são tipicamente fluviais. Os corpos básicos foram estudados por Barros et al. (1994) que detalharam o estudo dos metagabros formadores de um sill na Formação Aguas Claras. Todo esse conjunto é truncado por zonas de cisalhamento às quais estão associadas mineralizações de Cu e Au.

CORPOS BÁSICOS Essas rochas foram caracterizadas por Barros et al. (1994) como metagabros médios a grossos com textura subofítica geralmente bem preservada, porém com muitas variações texturais e mineralógicas relacionadas aos processos metamórfico-hidrotermais. Com base no estudo petrográfico, Barros et al. (1994) dividiram os metagabros em dois grandes grupos; a) metagabros fortemente transformados, onde a textura magmática é parcial a totalmente

obliterada e as assembléias mineralógicas primárias foram totalmente substituídas; b) metagabros com textura subofítica bem preservada e que, de acordo com o conteúdo modal de clinopiroxênio, foram subdivididos em quatro subgrupos: 1) $Cpx > 30\%$; 2) $30\% > Cpx > 15\%$; 3) $15\% > Cpx > 4\%$; 4) $Cpx < 4\%$. Com base nas paragêneses minerais, concluem que os metagabros foram afetados por condições metamórficas de baixo grau, não atingindo o limite xisto verde/anfibolito. Foram posteriormente submetidos a um evento hidrotermal de mais baixa temperatura com deformação associada, responsável pelas mineralizações. As interpretações dos dados geoquímicos revelaram que os metagabros foram gerados a partir de um magma de natureza subalcalina (toleito) originário do manto. Há evidências de que esse magma evoluiu através de processos de diferenciação magmática e alojou-se em uma crosta continental.

GEOCROLOGIA Para os estudos geocronológicos foi selecionado um intervalo entre 49,65m e 51,26m do Furo de Sondagem 72, o qual exibe uma boa preservação da textura primária, pertencendo ao subgrupo 3 ($15\% > Cpx > 4\%$). O mapa de localização e o perfil geológico contendo o Furo 72, bem como as análises modal e química (elementos maiores e menores) de amostra representativa (F72/49,65) do intervalo utilizado para datação encontram-se em Barros et al. (1994).

O intervalo de testemunho de sondagem escolhido foi triturado e pulverizado a fim de liberar os zircões para as análises espectrométricas. Os minerais pesados foram sucessivamente concentrados por batéia, elutriação, separação magnética e líquidos pesados (bromofórmio), até a triagem final, sob lupa binocular, dos grãos a serem analisados.

Os zircões extraídos do metagabro do Furo 72 são em geral euédricos, alongados, marrons a incolores. Apresentam-se fragmentados, fraturados e zonados. Inclusões variadas por

vezes se concentram no núcleo ou em bandas, acentuando o zoneamento.

Um conjunto de 18 grãos apresentando melhor estado de cristalinidade foi escolhido para datação pelo método de evaporação do Pb no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA (Gaudette et al. 1993, Macambira et al. 1994). Desse conjunto, apenas 10 grãos liberaram Pb em quantidade suficiente para a realização das análises espectrométricas. Após a eliminação das análises que indicaram a presença de elevado Pb não radiogênico ($^{204}Pb/^{206}Pb > 0,0004$) e daquelas com reduzido número de razões isotópicas, restaram 6 análises de zircão para o cálculo da idade. Essas análises (Tabela 1) acham-se representadas na Figura 1 e indicam uma idade média de 2.645 ± 12 Ma (2s). Essa idade é interpretada como a idade mínima para a colocação do corpo do metagabro do Alvo Águas Claras atingido pelo Furo 72. Ela representa, portanto, o limite inferior da idade dos sedimentos da base da Formação Águas Claras, seccionada por esse metagabro.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES Os dados geocronológicos obtidos demonstram que os metagabros de Águas Claras possuem uma idade mínima de 2.645 ± 12 Ma, sendo, portanto, arqueanos. O mesmo raciocínio é válido para a Formação Águas Claras, o que deve representar um ponto final na polêmica sobre a sua idade. Considerando essa idade e aquelas disponíveis na literatura para o Grupo Grão-Pará, constata-se que o tempo decorrido entre a geração das vulcânicas desse grupo (2.760 Ma) e a dos metagabros de Águas Claras seria de, no máximo, 115 Ma. Além disso, a deposição dos sedimentos Águas Claras se daria nesse intervalo de tempo. Deixando-se de lado esse valor máximo, é possível que as idades do Grupo Grão Pará e da Formação Águas Claras sejam similares, o que iria de encontro à proposta estratigráfica de Araujo & Maia (1991), que consideram a Formação Águas Claras como integrante do Grupo Grão Pará. A comprovação da existência de uma discordância entre as

unidades mencionadas, por vezes aventada, poderá auxiliar a esclarecer as suas relações estratigráficas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.N. 1991. Serra dos Carajás; Folha SB.22-Z-A. Brasília, DNPM/CPRM. 136p. (Prog. de Levantamentos Básicos do Brasil).
- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.N.; JORGE JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S. 1988. A megaestrutura arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: CONG. LATINOAMER. GEOL., 7, Belém, 1988. Anais... Belém, SBG, v.1, p.324-328.
- BARROS, C.E.M.; DALL'AGNOL, R.; SOARES, A.D.V.; DIAS, G.S. 1994. Metagabros de Águas Claras, Serra dos Carajás; petrografia, geoquímica e transformações metamórfico-hidrotermais. Acta Geol. Leopold., 40:31-70.
- DOCEGEO, 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: CONG. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. Anexo aos anais. Belém, SBG. p. 11-56.
- GAUDETTE, H.E.; LAFON, J.-M.; MOURA, C.A.V.; SCHELLER, T. 1993. Datação de monocristais de zircão por evaporação de Pb no Laboratório de Geologia Isotópica -UFPa: Metodologia e primeiros resultados. In: CONG. BRAS. GEOL., 4, Brasília, 1993. Bol. Res. Expand.... Brasília, SBG, p. 236-245.
- GIBBS, A.G.; WIRTH, K.R.; HIRATA, W.K.; OLSZEWSKI, W.J. 1986. Age and composition of the Grão-Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. Rev. Bras. Geociências; 16:201-211.
- MACAMBIRA, M.J.B., MOURA, C.A.V.; LAFON, J.M.; SCHELLER, T.; GAUDETTE, H.E. 1994. O método Pb-Pb por evaporação em zircão; avaliação dos dados obtidos no Laboratório de Geologia Isotópica da UFPa. In: CONG. BRAS. GEOL., 38, Camboriu, 1994. Bol. Res. Expand.... Camboriu, SBG, v. 2, p.404-405.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T.E.; LINDENMAYER, D., 1991. U-Pb geochronology of archaean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil, Precamb. Res., 49: 329-354.
- NOGUEIRA, A.C.R.; TRUCKENBRODT, W.; PINHEIRO, R.V.L.; COSTA, J.B.S. 1992. Estudo faciológico e tectônico de sedimentos pré-cambrianos na região do Igarapé Águas Claras, Serra dos Carajás-Pa. In: CONG. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992. Bol. Res. Expand.... São Paulo, SBG, v.2, p.443-444.
- NOGUEIRA, A.C.R.; TRUCKENBRODT, W. 1994. Evidências de maré e tempestades na Formação Águas Claras, Pré-cambriano, Serra dos Carajás. Acta Geol. Leopold., 40:7-30.
- OLSZEWSKI, W.J.; WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; GAUDETTE, H.E. 1989. The age, origin and tectonics of the Grão Pará group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil. Archean continental volcanism and rifting. Precamb. Res., 42: 229-254.
- SOARES, A.D.V., SANTOS, A.B.; VIEIRA, E.A., BELLA, V.M.; MARTINS, L.P.B. 1994. Área Águas Claras; contexto geológico e mineralizações. SIMP. GEOL. AMAZ., 4, Belém, 1994. Bol. Res. Expand... Belém, SBG, p.379-382.

Tabela 1 - Resultados analíticos obtidos pelo método de evaporação de Pb de zircões do Metagabro Águas Claras

| Nº | Zircão | Nº de blocos | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$ | Idade(Ma) $\pm 2\sigma$ |
|----|---------|--------------|---|-------------------------|
| 1 | F-72/1 | 5 | $0,180276 \pm 0,019576$ | 2687 ± 152 |
| 3 | F-72/3 | 3 | $0,179715 \pm 0,005192$ | 2652 ± 49 |
| 5 | F-72/5 | 7 | $0,175743 \pm 0,003976$ | 2614 ± 38 |
| 7 | F-72/8 | 17 | $0,179556 \pm 0,000928$ | 2649 ± 9 |
| 9 | F-72/10 | 5 | $0,180220 \pm 0,003720$ | 2656 ± 34 |
| 11 | F-72/13 | 11 | $0,175356 \pm 0,002601$ | 2611 ± 24 |

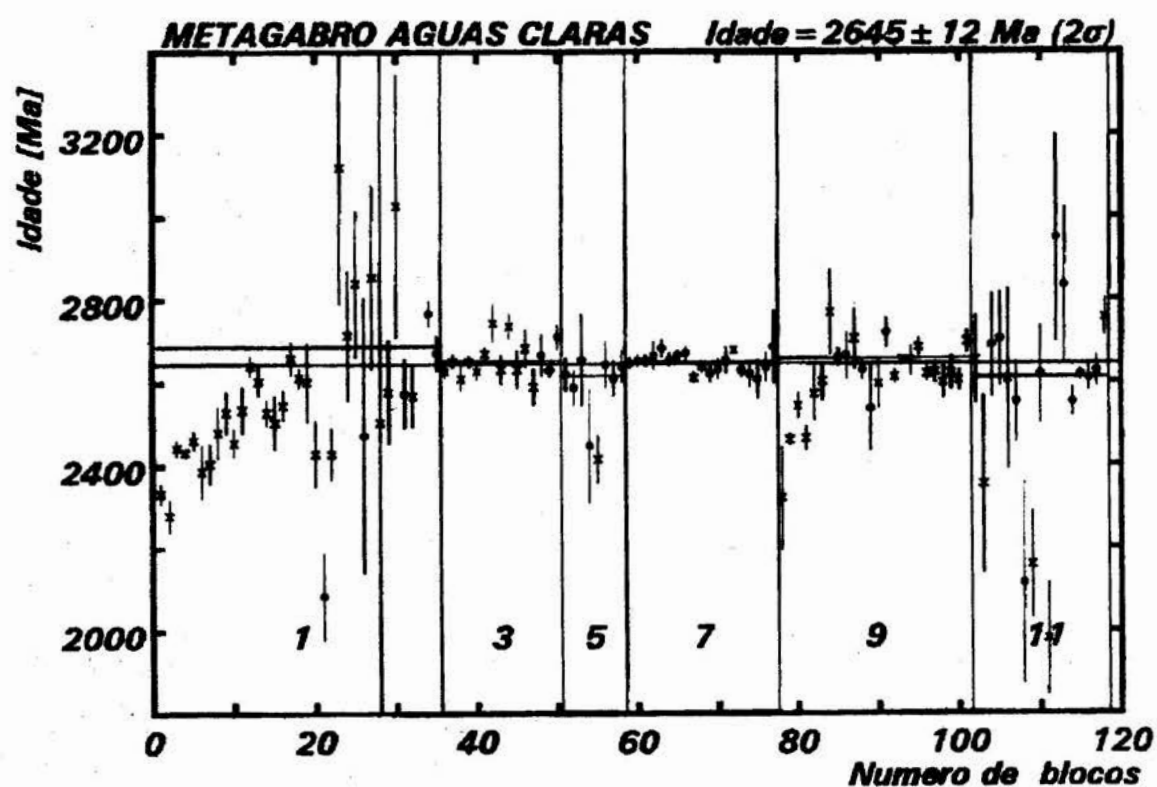


Figura 1 - Diagrama Idade vs. Número de blocos de 6 razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para zircões do Metagabro Águas Claras. Blocos com "x" foram desprezados no cálculo da idade.

NOVOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS PARA OS GRANITOS DEFORMADOS DO RIO ITACAIÚNAS (SERRA DOS CARAJÁS, PA); IMPLICAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS

Sandro Rogério Balieiro de Souza, Moacir José Buenano Macambira & Thomas Scheller
(Laboratório de Geologia Isotópica - Centro de Geociências - UFPa)

Apoio: Convênio CVRD-UFPa

INTRODUÇÃO O Complexo Xingu, como definido por Silva et al. (1974), é composto por rochas polimetamórficas (fácies anfíbolito a granulito), frequentemente migmatizadas e cobrindo uma boa parte do sul do Cráton Amazônico. No entanto, a medida que novas unidades são descritas e individualizadas, o domínio do complexo tem sido reduzido. É o caso da região de Rio Maria, sul da Província de Carajás, onde o Metatonalito Arco Verde, os granitóides arqueanos e os greenstone belts, foram excluídos de uma área anteriormente dominada pelo Complexo Xingu (p. ex. Cordeiro et al. 1982; Althoff et al. 1991). Na região da Serra dos Carajás, a relação entre os gnaisses e granitóides englobados no Complexo Xingu é complicada pela falta de afloramentos que permitam definir os limites dos corpos e de suas relações de contato. Além da geologia estrutural e da petrologia, a geocronologia representa uma importante ferramenta para definir as relações estratigráficas dessas rochas.

CONTEXTO GEOLÓGICO O granito deformado objeto deste estudo aflora às margens do rio Itacaiúnas, na área onde esse é cortado pela rodovia PA-275, que dá acesso à área Pojuca. Essas rochas foram inicialmente englobadas no Complexo Xingu (Beisiegel et al. 1973; DOCEGEO 1984; Macambira et al. 1990) e interpretadas como o embasamento regional. Elas seriam, portanto, mais antigas que as sequências metavulcano-sedimentares Pojuca e Salobo, que hospedam mineralizações de Cu, Au, Mo e Ag. Oliveira et al. (1994) as incluem no grupo de

granitóides estratóides que compõe a Suite Plaquê sem, no entanto, precisar sua idade. Os granitos anorogênicos, como o Granito Salobo (1874 ± 2 Ma; Machado et al. 1991), cortam as sequências mais antigas da região, inclusive os sedimentos da Formação Águas Claras (Araújo et al. 1988).

Montalvão et al. (1984), através do método Rb-Sr em rocha total, propuseram para as rochas aflorantes às margens do rio Itacaiúnas, denominadas de Gnaisse Itacaiúnas, a idade de 2480 ± 40 Ma com razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,7072 \pm 0,0023$. Para esses autores, o alto valor razão inicial indicaria que o corpo se formou a partir do retrabalhamento de rochas mais antigas, que possuíam longa vida crustal, e a idade obtida indicaria esse evento.

GEOCRONOLOGIA Amostras do granito deformado foram coletadas na margem direita do rio Itacaiúnas, próximo a rodovia PA-275, pelos autores deste trabalho e por membros dos projetos Serra Norte e Pojuca (Macambira et al. 1990). O estudo geocronológico foi realizado no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará pelo método de Evaporação de Pb de zircão. O mapa de amostragem, as análises mineralógicas modais e os procedimentos analíticos estão em Souza (1996).

Embora macroscopicamente as amostras apresentem textura de um gnaisse (bandamento), em análise microscópica elas exibem aspectos ígneos preservados, como cristais de plagioclásio automórficos, zonados e, por vezes, com coroas trocadas. As amostras estão, no entanto, bastante milonitizadas.

Mineralogicamente são constituídas de microclina, plagioclásio sericitizado e, como varietal, anfibólio. Os acessórios são titanita, zircão, apatita, opacos, alanita e pirocloro, enquanto que os secundários são epidoto, clorita e argilo-minerais. A proporção entre os essenciais indica uma composição monzogranítica a, subordinadamente, sienogranítica. Em decorrência dessas características, adotou-se o termo Granito Deformado Itacaiúnas para o corpo estudado.

Os zircões escolhidos para análise pelo Método de Evaporação de Pb de zircão foram extraídos de várias amostras e apresentavam dimensões variando de 0,33-0,12 mm de comprimento e 0,15-0,05 mm de largura. São cristais auto a sub-automórficos e ovóides, de coloração amarelo a vermelho-castanho, com brilho adamantino, transparentes e fortemente zonados. Suas faces são lisas e as arestas arredondadas, enquanto que as fraturas são mais evidentes nas bordas pelo preenchimento com óxidos de Fe. Inclusões de máficos e fluidas ocorrem mais próximas aos núcleos. Os zircões metamórficos foram desprezados.

De um conjunto de 27 zircões escolhidos, 19 liberaram Pb em quantidade suficiente para a realização das análises espectrométricas. Após a eliminação das análises que indicaram a presença de elevado Pb não radiogênico ($^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0,0004$) e daquelas com reduzido número de medidas isotópicas, restaram 8 análises para o cálculo da idade. Os dados obtidos estão na Tabela 1 e Figura 1 e indicam uma idade média de **2560 ± 37 Ma** (2 sigmas), interpretada como a idade mínima para a colocação do Granito Deformado Itacaiúnas.

CONCLUSÕES Os novos dados geocronológicos ora apresentados vêm estabelecer uma idade mínima para a colocação do Granito Deformado aflorando às margens do rio Itacaiúnas. O fato de zircões de várias amostras terem sido analisados e indicado a mesma idade, comprova a contemporaneidade das amostras e a extensão do corpo. A idade obtida é bastante similar à idade de 2573 ± 2 Ma proposta por Machado

et al. (1991), pelo método U-Pb em zircões, para o Granito Old Salobo, aflorando a cerca de 15 km a NW do Granito Deformado Itacaiúnas. Ela vem também, suportada por dados petrográficos e estruturais, comprovar a maior extensão desse tipo de rocha na região da Serra de Carajás, conforme proposto por Oliveira et al. (1994). Quanto a idade obtida por Montalvão et al. (1984) de 2480 ± 40 Ma, que é ligeiramente inferior a apresentada neste trabalho, essa deve representar um reflexo do evento tectono-termal que afetou a região, como proposto por Machado et al. (1991), Oliveira et al. (1994) e Winter (1994), e poderia estar associado à colocação dessas rochas.

A idade aqui apresentada (2560 ± 37 Ma) comprova também que o corpo estudado é mais jovem que as sequências metavulcano-sedimentares tipo Grão-Pará, Salobo e Pojuca ($2,76$ Ga ou mais velhas, Machado et al. 1991), não podendo, portanto, representar seu embasamento. Ela igualmente indica que o Granito Deformado Itacaiúnas é bem mais jovem que os gnaisses do Complexo Xingu que, segundo Machado et al. (1991), teria sido migmatizado a 2859 ± 4 Ma atrás. Logo, o corpo estudado não pode ser englobado nesse complexo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALTHOFF, F.J.; DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S. 1991. Região de Marajoara - SE do Pará; prolongamento dos terrenos arqueanos de Rio Maria ou retrabalhamento? In: SIMP. GEOL. AMAZONIA, 3, Belém, 1991. Anais...Belém, SBG, p. 130-141.
- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.; JORGE JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S. 1988. A megaestrutura arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: CONG. LATINOAMER. GEOL., 7, Belém, 1988. Anais...Belém, SBG/DNPM, p.324-333.
- BEISIEGEL, V.; BERNARDELLI, A.L.; DRUMMOND, N.F.; RUFF, A.W.;

- TREMAINE, J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geociências*, 3:215-242.
- CORDEIRO, A.A.C. 1982. Geologia preliminar da região de Andorinhas In: *SIMP. GEOL. AMAZ.*, 1, Belém, 1982. Anais...Belém, SBG. v.1, p.45-49.
- DOCEGEO. 1984. Projeto Cobre Carajás Pojuca. Relatório de Pesquisa; Belém. 4v.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T.E.; LINDENMAYER, D., 1991. U-Pb geochronology of archaean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil, *Precamb. Res.*, 49: 329-354.
- MACAMBIRA, J.B.; RAMOS, J.F.F.; ASSIS, J.F.P.; FIGUEIRAS, A.J.M. 1990. Projeto Serra Norte e Projeto Pojuca; Relatório Final. Belém, CG/UFGA. 150 p.
- MONTALVÃO, R.M.G.; TASSINARI, C.C.G.; BEZERRA, P.E.L.; PRADO, P. 1984. Geocronologia dos granitóides e gnaisses das regiões de Rio Maria, Fazenda Mata Geral e rio Itacaiúnas, sul do Pará. In: *CONG. BRAS. GEOL.*, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG. v.6, p. 2757-2766.
- OLIVEIRA, J.R.; SILVA NETO, C.S.; COSTA, E.J.S. 1994. Folha SB-22-X-C. Serra Pelada. Prog. Levant. Bás. do Brasil. Belém, CPRM.220 p. (Levant. Rec. Naturais, v.4).
- SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. 1974. Geologia; Folha SB-22 Araguaia e parte da SC-22 Tocantins. Projeto RADAMBRASIL. vol. 4, p.2-30. (Levantamento de Recursos Naturais).
- SOUZA, S.R.B. 1966. Estudo geocronológico e de geoquímica isotópica da área Pojuca (Província de Carajás - Pa). CPGG/UFGA. Dissertação de Mestrado. 106p.
- WINTER, C.J. 1994. Geology and base-metal mineralization associated with Archaean iron-formation in the Pojuca Corpo Quatro Deposit, Carajás, Brazil. University of Southampton. Thesis of Doctor of Philosophy.

Tabela 1 - Resultados analíticos obtidos pelo método Evaporação de Pb de zircões do Granito Deformado Itacaiúnas.

| Nº | Zircão | Nº de blocos | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2\sigma$ | Idade(Ma) $\pm 2\sigma$ |
|----|-----------|--------------|---|-------------------------|
| 1 | SM01F-3 | 26 | $0,169549 \pm 0,001527$ | 2555 ± 15 |
| 2 | SM01F-4 | 20 | $0,174038 \pm 0,000809$ | 2597 ± 8 |
| 3 | PPJ-33/4 | 6 | $0,161814 \pm 0,007074$ | 2482 ± 75 |
| 4 | PPJ-120/1 | 6 | $0,172617 \pm 0,002445$ | 2584 ± 24 |
| 5 | PPJ-120/2 | 7 | $0,157486 \pm 0,001968$ | 2430 ± 20 |
| 6 | PPJ-36/1 | 9 | $0,175786 \pm 0,003738$ | 2617 ± 37 |
| 7 | PPJ-36/3 | 23 | $0,164192 \pm 0,001324$ | 2501 ± 14 |
| 8 | PPJ-36/4 | 8 | $0,169207 \pm 0,001333$ | 2550 ± 13 |

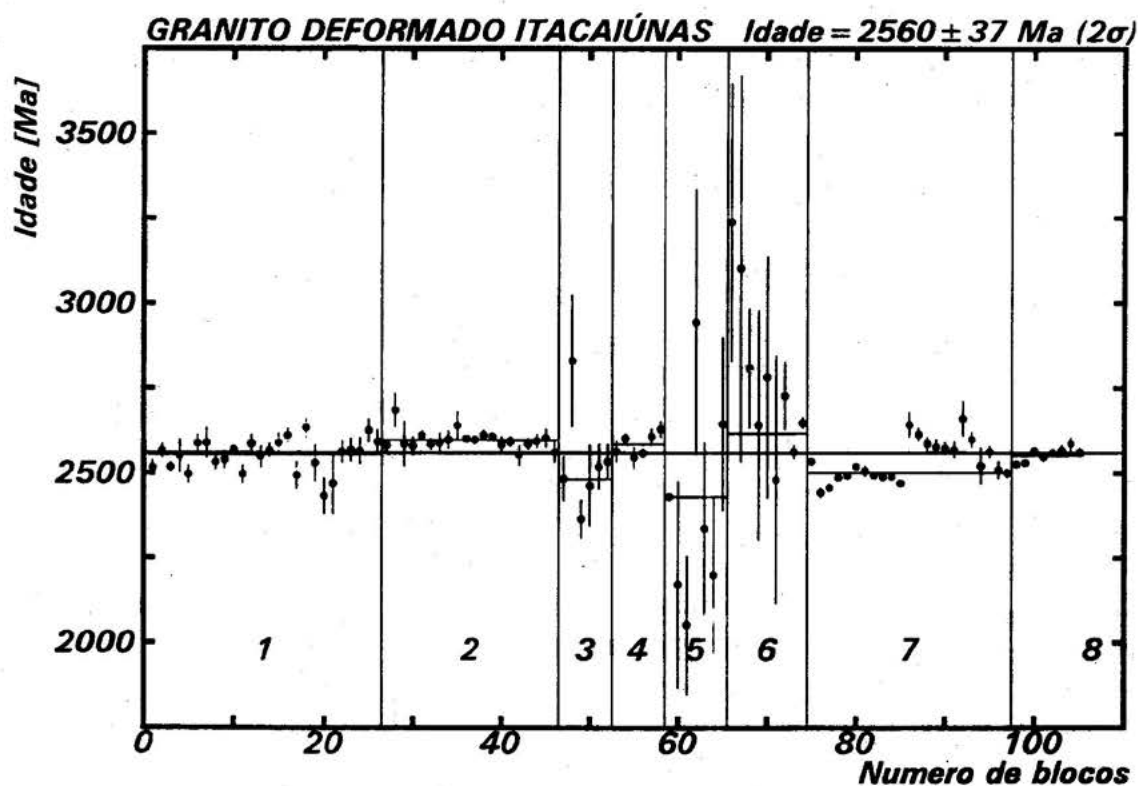


Figura 1 - Diagrama Idade vs. Número de blocos de 6 razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para zircões do Granito Deformado Itacaiúnas.

GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA K-Ar DOS DIQUES DA REGIÃO DE RIO MARIA, SUDESTE DO ESTADO DO PARÁ.

Renato Oliveira da Silva Júnior (*)

Roberto Dall'Agnol (**)

Elson Paiva de Oliveira (***)

(*) - Curso de Pós-Graduação em Geociências. CPGG/UFPa.

(**) - Departamento de Petrologia e Geoquímica. DGP/CG/UFPa.

(***) - Instituto de Geociências. UNICAMP.

INTRODUÇÃO Na região de Rio Maria, SE do Pará, ocorrem diversos corpos hipabissais na forma de diques, intrusivos principalmente no Granodiorito Rio Maria (GdRM) e, subordinadamente, no granito anorogênico Musa (GM). Formam pequenas cristas alongadas que ressaltam-se na morfologia com um relevo positivo. Essas cristas dispõem-se principalmente segundo os *trends* NW-SE e E-W e, subordinadamente, N-NE. A largura máxima desses corpos é de 30 m, e um deles atinge uma extensão aflorante de 1.500 a 2.000 m.

O presente trabalho tem por objetivo sintetizar os dados geológicos, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos destes diques, cujo estudo é objeto de tese de mestrado do primeiro autor.

GEOLOGIA Foram identificados petrograficamente cinco grupos de diques: diabásios, dioritos, quartzo-dioritos, dacitos e riolitos. Os perfis transversais e longitudinais à direção desses corpos, revelaram diminuição na granulação da rocha, no sentido centro-borda do corpo, culminando geralmente com a ocorrência de rochas afaníticas, que representam a borda de resfriamento do dique. São observados com frequência próximo as bordas, encraves e amígdalas preenchidas por material quartzo-feldspático. As formas, em geral, angulosas dos encraves refletem um tempo de residência interativa reduzido e sugerem um contraste térmico acentuado entre o líquido e a encaixante (CORRÊA GOMES, 1989).

Os contatos desses diques com suas encaixantes, são de um modo geral, abruptos sendo marcados pela presença de bordas de resfriamento, cuja espessura é variável desde poucos centímetros até, excepcionalmente, 2 m.

Ficou demonstrada também a ocorrência de uma aureóla termal, variável de 5 até pelo menos 20 m, no GdRM próximo aos diques. Os efeitos térmicos dos diques mais espessos impuseram ao GdRM mudança na coloração da rocha que passa de verde a rosada. Modificações semelhantes foram observadas no contato do GdRM com os granitos anorogênicos da região (MAGALHÃES, 1991; C. M. SOARES, comunicação verbal).

GEOCRONOLOGIA Procurou-se, através da metodologia K-Ar, determinar a idade destes diques. A determinação dessas idades foi realizada no Laboratório de Geocronologia da USP utilizando-se técnicas de rotina desse laboratório, através da colaboração do Prof. Wilson Teixeira, ficando aqui registrados nossos agradecimentos.

As idades obtidas foram: (1) 700 ± 8 Ma em qz-diorito (rocha total); (2) 883 ± 10 Ma em diorito (plagioclásio); (3) 1.099 ± 39 Ma em diabásio (plagioclásio); (4) 1.802 ± 22 Ma em diabásio com olivina (concentrado máfico) (Tabela 1). As três primeiras idades são interpretadas como idades mínimas para esses corpos, não devendo corresponder à sua idade de formação, tendo em vista o tipo de material analisado e as limitações inerentes ao método K-Ar. A última idade é compatível com aquela

de 1.707 ± 17 Ma (Rb-Sr em RT) obtida por GASTAL et al. (1987) e, muito provavelmente, aproxima-se da idade de formação do dique em questão. Concluindo, os dados geocronológicos disponíveis para os diques da região de Rio Maria permitem situá-los no Proterozóico, e as idades mais confiáveis indicam que, pelo menos parte desses diques, seja contemporâneas do magmatismo granítico anorogênico.

PETROGRAFIA Os diabásios foram divididos em quatro subtipos: (1) diabásio com olivina- exibe textura subofítica e é constituído por labradorita (An_{55-65}), augita + pigeonita, olivina, opacos e hornblenda; (2) microdiabásio porfirítico- corta o diabásio com olivina, sendo formado por fenocristais de plagioclásio imersos em matriz pilotaxítica constituída por ripas de plagioclásio juntamente com restos de augita, opacos e anfibólio; (3) tremolita-actinolita-diabásio - exibe uma textura granular com tendência subofítica, sendo constituído de labradorita (An_{54-64}), tremolita-actinolita, restos de augita e, raramente, hiperstênio e opacos; (4) augita-diabásio (RJ-18B) apresenta textura ofítica e é formado por labradorita (An_{56}), augita, opacos e de anfibólio secundário.

Os dioritos e quartzo-dioritos apresentam de um modo geral textura granular com tendência subofítica ou porfirítica com uma matriz rica em intercrescimentos granofíricos. Os dioritos são formados por plagioclásio bastante saussuritizado, augita, quartzo, hornblenda e opacos. Os qz-dioritos apresentam uma mineralogia similar ao grupo anterior, diferindo apenas quanto ao conteúdo modal de quartzo e intercrescimentos granofíricos. Alguns dioritos apresentam plagioclásio com texturas em peneira (HIBBARD, 1971).

O grupo dos dacitos pode ser subdividido em dacitos pórfiros e dacitos pórfiros ricos em máficos. Ambos apresentam textura porfirítica, localmente glomeroporfirítica, formada por agregados de fenocristais de plagioclásio, bastante saussuritizados, hornblenda localmente envolvendo augita, além de

fenocristais isolados de quartzo. Os dois subtipos apresentam matriz predominantemente granofírica, por vezes, esferulítica. Em algumas amostras notou-se a presença de quartzo microcristalino formando agregados amendoados (ocelos) sugestivos de mistura de magmas.

Os riolitos exibem textura porfirítica, localmente glomeroporfirítica, formada por fenocristais de plagioclásio e quartzo, imersos em matriz microcristalina com tendência micrográfica. Ocorrem também agregados esverdeados constituídos por clorita, biotita e opacos.

GEOQUÍMICA No diagrama TAS (Figura 1) percebe-se a boa correlação entre a classificação modal e os dados geoquímicos. Neste diagrama os diabásios e dioritos plotaram dentro do campo de seus correspondentes vulcânicos. Os quartzo-dioritos situam-se em geral no campo dos dacitos de baixa sílica. Os dacitos propriamente ditos são um pouco mais ricos em sílica que o grupo precedente, embora ambos incidam no mesmo campo. No diagrama AFM (Figura 2) as amostras situaram-se no campo subalcalino tholeítico proposto por IRVINE & BARAGAR (1971).

Constata-se de um modo geral, não só nos diagramas precedentes, como em vários outros diagramas (Figura 3), a presença de hiatos composicionais entre os grupos, principalmente entre diabásios e dioritos, e destes para os quartzo-dioritos. Isso enfraquece muito a hipótese de um *trend* contínuo de diferenciação magmática entre os diques da região, a partir de um líquido único.

A amostra RJ-18B, embora apresente características de diabásio, comporta-se mostra geoquimicamente maiores afinidades com os dioritos (Figura 3).

Concluindo, os dados geoquímicos reforçam a hipótese que os diques de Rio Maria, embora apresentem uma filiação tholeítica, devam ter sido gerados a partir de líquidos distintos, uma vez que são muito acentuados os hiatos composicionais entre os vários grupos nos mais diferentes diagramas. Os dacitos, embora

apresentem, em alguns diagramas uma superposição com os quartzo-dioritos, deles diferem petrográfica e geoquimicamente, também, e, em termos de ocorrência no campo. Há evidências de que a cristalização dos diabásios foi comandada principalmente pelo fracionamento da olivina, enquanto que nos dioritos, augita e plagioclásio tiveram papel dominante no fracionamento.

CONCLUSÕES Os dados petrográficos e geoquímicos indicam que os diabásios, com exceção da amostra RJ-18B são inteiramente distintos dos demais grupos em termos de evolução magmática. Os dioritos e quartzo-dioritos, por sua vez, embora mostrem-se petrograficamente similares, apresentaram um hiato composicional que enfraquece a hipótese imediata desde último representar um termo mais evoluído, derivado dos primeiros. A amostra RJ-18B é interpretada como um concentrado máfico desses dioritos, hipótese esta que pode ser justificada pela sua composição modal e química (Figura 3). Os dacitos e riolitos estão provavelmente vinculados geneticamente ao magmatismo granítico anorogênico, com prováveis processos de *mixing* associados, no caso dos dacitos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CORRÊA GOMES, L.C.; TANNER DE OLIVEIRA, M.A.F.; LEAL, L.R.B. 1989. Structural features associated

with mafic dikes. Examples from the Atlantic Coastal Belt of Bahia, Brazil. Bol. IG-USP, Sér. Cient. São Paulo-S.P.; 20: 21-24.

GASTAL, M.C.P.; MACAMBIRA, M.J.B.; MEDEIROS, H.; DALL'AGNOL, R. 1987. Idades e geoquímica isotópica Rb-Sr do granito Musa e do granodiorito Rio Maria, Amazônia Oriental. Geochm. Brasil., 1(2):247-459.

HIBBARD, M. J. 1981. The magma mixing origin of mantled feldspars. Contributions to Mineralogy and Petrology, 76 (2): 158-170.

IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canad. Jour. Earth Sci., 8: 523-547.

LE MAITRE, R. W. 1984. A proposal by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the alkalic silica (TAS) diagram. Austral. J. Earth Sci., 31. 243-255.

MAGALHÃES, M. S. 1991. Minerais opacos e susceptibilidade magnética de granitóides da Amazônia Oriental: implicações petrológicas. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 274 pg. Tese (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) Curso de Pós-graduação em Geociências, Centro de Geociências, UFPa, 1991.

Tabela 1 - Dados analíticos e idades K-Ar para os diques de Rio Maria.

| Amostra | Material | % K | 75% Erro | Ar40Ra d(*10-6) | Ar Atm. (%) | Tmax (ma) | Idade (ma) | Erro 1 (Cox-Darl) | Erro 2 |
|---------|------------|--------|----------|-----------------|-------------|-----------|------------|-------------------|-------------|
| RJ-05E | Plagioclá. | 2.9634 | 0.5000 | 98.55 | 1.13 | 712.7 | 700.7 | 7.8 (1.1%) | 12.0 (1.7%) |
| RJ-26E | Plagioclá. | 2.0938 | 0.5000 | 92.69 | 3.45 | 898.0 | 883.4 | 9.9 (1.1%) | 14.6 (1.7%) |
| RJ-35A | Plagioclá. | 0.6484 | 3.4315 | 38.04 | 5.01 | 1140.8 | 1098.8 | 39.3 (3.6%) | 42.1(3.8%) |
| RJ-42A | Conc.Máf | 0.3637 | 0.6805 | 43.70 | 1.11 | 1827.5 | 1801.8 | 21.8(1.2%) | 25.7(1.4%) |

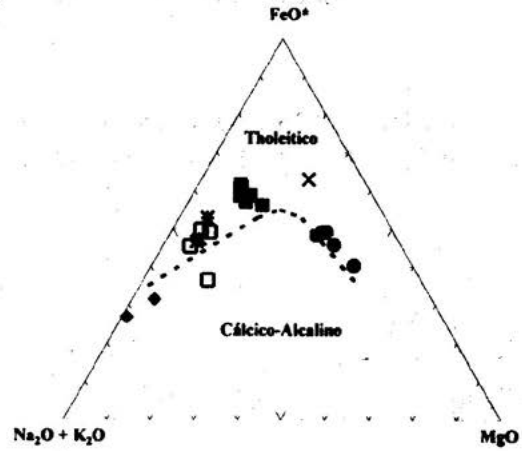
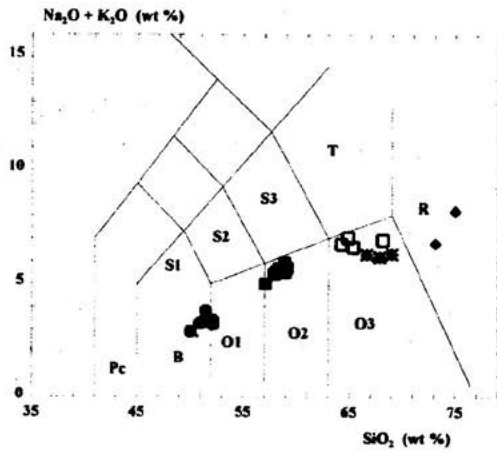


Fig. 1- Diagrama TAS (Le Maitre, 1984), mostrando a disposição das amostras dos diques de Rio Maria.

Fig. 2- Diagrama AFM aplicado aos diques de Rio Maria.

Símbolos usados nas figuras: ● Diabásio × RJ-18B ■ Diorito □ Qz-Diorito * Dacito ◆ Riolito

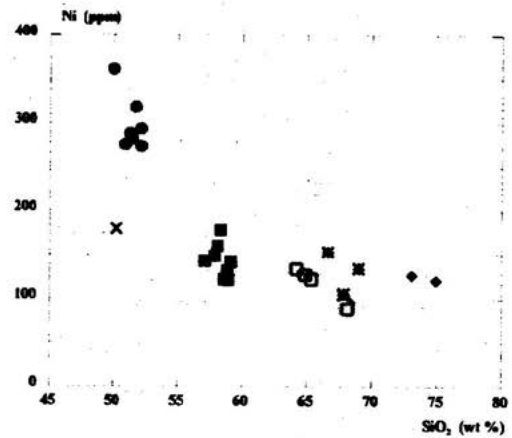
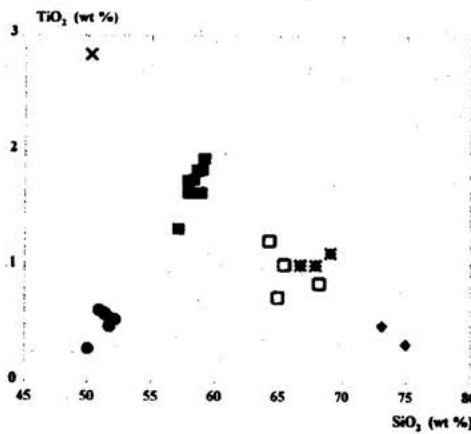


Figura 3 - Diagramas de Harker mostrando o comportamento do TiO_2 e Ni em relação a SiO_2 para os diques de Rio Maria.

IDADES DOS PRINCIPAIS EVENTOS DE DIFERENCIAÇÃO MANTO-CROSTA DO CRATON AMAZÔNICO, COM BASE EM IDADE MODELO Sm-Nd

Kei Sato¹

Colombo C. G. Tassinari^{1,2}

1: Centro de Pesq. Geocrológicas IG-USP - SP

Rua do Lago 562-SP. CEP 05422-970

2: CNPq

INTRODUÇÃO Idades modelos Sm-Nd em conjunto com as informações geológicas e geoquímicas têm sido utilizadas para determinação das épocas de episódios de diferenciação manto-crosta mais importantes das grandes áreas cratônicas do mundo, (McCulloch e Wasserburg 1978, DePaolo 1988, etc.).

Neste sentido, com objetivo de caracterizar os principais eventos de acreção continental do Craton Amazônico foram realizadas 50 novas análises Sm-Nd em rocha total, em amostras distribuídas em várias áreas do craton, envolvendo rochas granulíticas, gnaissicas, tonalíticas, granodioríticas, trondjemíticas, dioríticas, graníticas, anfibolíticas e basálticas.

As idades modelos (T_{dm}) foram calculadas através da intersecção entre a curva do manto empobrecido ($\epsilon_{Nd}(t) = 0.25t^2 - 3t + 8.5$) e a linha de evolução isotópica de Nd da amostra ($\epsilon_{Nd}(t) = \epsilon_{Nd}(0) - f_{Sm/Nd}Qt$) baseado no modelo de DePaolo 1981 utilizando-se as seguintes constantes: $^{143}Nd/^{144}Nd_{CHUR}(0) = 0.512638$, $^{147}Sm/^{144}Nd_{CHUR} = 0.1967$ e $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$ para normalizações das razões isotópicas. As análises isotópicas foram efetuadas no CPGeo - IG USP e baseada no método descrito por Sato et. al. 1995.

Embora a amostragem utilizada não cubra totalmente o Craton Amazônico, as análises efetuadas em conjunto com os poucos dados Sm-Nd pré-existente (Vignol 1987, Gruau et. al 1985, Basu et. al 1990, Olzewski 1989 e Goldstein 1989) permitiram que os principais objetivos fossem conseguidos.

DISCUSSÃO As idades modelos Sm-Nd manto empobrecido apresentaram valores variáveis desde 3,0 até 1,0 Ga, corroborando com os modelos de evolução tectônica do Craton Amazônico já previamente estabelecidos (Cordani et. al 1979, Teixeira et. al 1989) que prevêem uma evolução de cinturões móveis do paleoproterozóico e mesoproterozóico circundando núcleos arqueanos.

Idades modelos relativas ao arqueano foram encontradas somente nos núcleos antigos já caracterizados por outras metodologias radiométricas, como U-Pb em zircões e Rb-Sr, em rocha total, nas regiões da Serra dos Carajás no Sul do Pará e do rio Cupixi, Sul do Amapá.

Na região da Serra dos Carajás foram analisados granodioritos e gnaisses com idades T_{dm} entre 3.04 a 2.9 Ga e para os trondjemitos com T_{dm} de 2.7Ga. Os valores de ϵ_{Nd} calculados para época de cristalização baseado no método Rb-Sr variaram em torno de -3 a + 2. Estes valores de ϵ muito próximos de zero indicam que o evento entre a época de diferenciação mantélica e a cristalização final foi relativamente curto. Na região do rio Cupixi, no Amapá, as idades T_{dm} dos tonalitos indicaram valores em torno de 3.1Ga com $\epsilon_{Nd}(2.9)$ variando entre -0,7 a -1,1.

Para as demais regiões do Craton Amazônico, o Paleoproterozóico foi o período mais importante de acreção continental do Craton Amazônico, sendo que

as idades relativas ao Sideriano (2,5 - 2,3 Ga) e a Riacciano (2,3 a 2,05 Ga) situam-se mais na porção oriental do Craton, enquanto que as idades mais jovens relativas ao Orosiano (2,05 a 1,8 Ga) e ao Estateriano (1,8 a 1,6 Ga) estão representadas na parte ocidental e Sul do Craton, onde as idades são mais jovens, (figura 1).

Os valores de ϵ_{Nd} calculadas para as idades de formação destas rochas variaram dentro do intervalo entre -10 a +6 com o valor de pico de -1, confirmando que as idades modelos relativas ao paleoproterozoico realmente representem episódios de acreção continental.

As idades incluídas nas províncias Rondonianas e Sunsás (Teixeira et. al 1989) em geral apresentaram idades Tdm modelos relativas ao Paleoproterozoico a mesoproterozoico, com o intervalo entre 1.9 a 1.0Ga. As idades Tdm de 1.9Ga encontram-se na região de Jaurú, que inclui as sequências meta vulcano-sedimentares do Cabaçal, indicando-se o período de formação deste segmento crustal.

Em conclusão, com base nos dados Sm-Nd obtidos até presente momento, os principais períodos de acreção continental com predomínio de processos de diferenciação manto-crosta foram: 3,1 - 2,8Ga; 2,6 - 2,4Ga; 2,2 - 1,8Ga (pico em 2.0Ga) e 1.6 - 1.0 Ga (pico em 1,45 e em 1.1Ga).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BASU, A.R.; SHARMA, M. and Decelles, P.G. 1990. Nd, Sr isotopic provenance and trace element geochemistry of Amazonian foreland basin fluvial sands, Bolivia and Peru: implications for ensialic Andean Orogeny. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 100 p1-17.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S. and Kawashita K. 1979. Evolução tectônica de Amazônia com base nos dados geocronológicos. *Actas do 2 congr. Geol. Chileao, Arica, Chile*, 4: 137 - 148.
- DEPAOLO, D.J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges California. *J. of Geoph. Res.*, v86, noB11, p10470-10488.
- DEPAOLO D.J. 1988. Neodymium isotope geochemistry. An introduction. Springer - Verlag.
- GOLDSTEIN, S.L. and ARNDT, N.T. 1989. The age components of a sediment. *EOS - Transaction, American Geoph Union*. V22A-11 1550H.
- GRUAU, G.; MARTIN, H.; LEUEQUE, B and CAPDEVILA, R. 1985. Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of Lower Proterozoic granite greenstone terrains in French Guiana. *South America. Precambrian Res.* V30 p63-81.
- MCCULLOCH, M.T.; WASSERBURG G.J. 1978. Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation. *Science* 200 : p1003-1011.
- OLSZEWSKI W.J. and GAUDETTE, H.E. 1989. Isotopic age results from the shield areas of West Brazil. *EOS - Transaction, American Geoph Union*. V41A.
- SATO, K; TASSINARI, C.C.G., Kawashita, K. e Petronilho 1995. O método geocronológico Sm -Nd no IG-USP e suas aplicações. *An. Acad. Bras. Ci* v67(3) p313-336.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G., CORDANI, U.G. and KAWASHITA K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic implications. *Precambrian Res.*, 42 p213-227.
- VIGNOL, L.M. 1987. Etudes geochemiques des granulites du Bresil et de la zone d'Ivree: Les elements (K, Rb, Sr, Sm, Nd) et les isotopes radiogeniques (Sr, Nd). *Diplome d'etudes approfondies de geochemie. Université Paris VII, Inst. de Physique du Globe de Paris.*

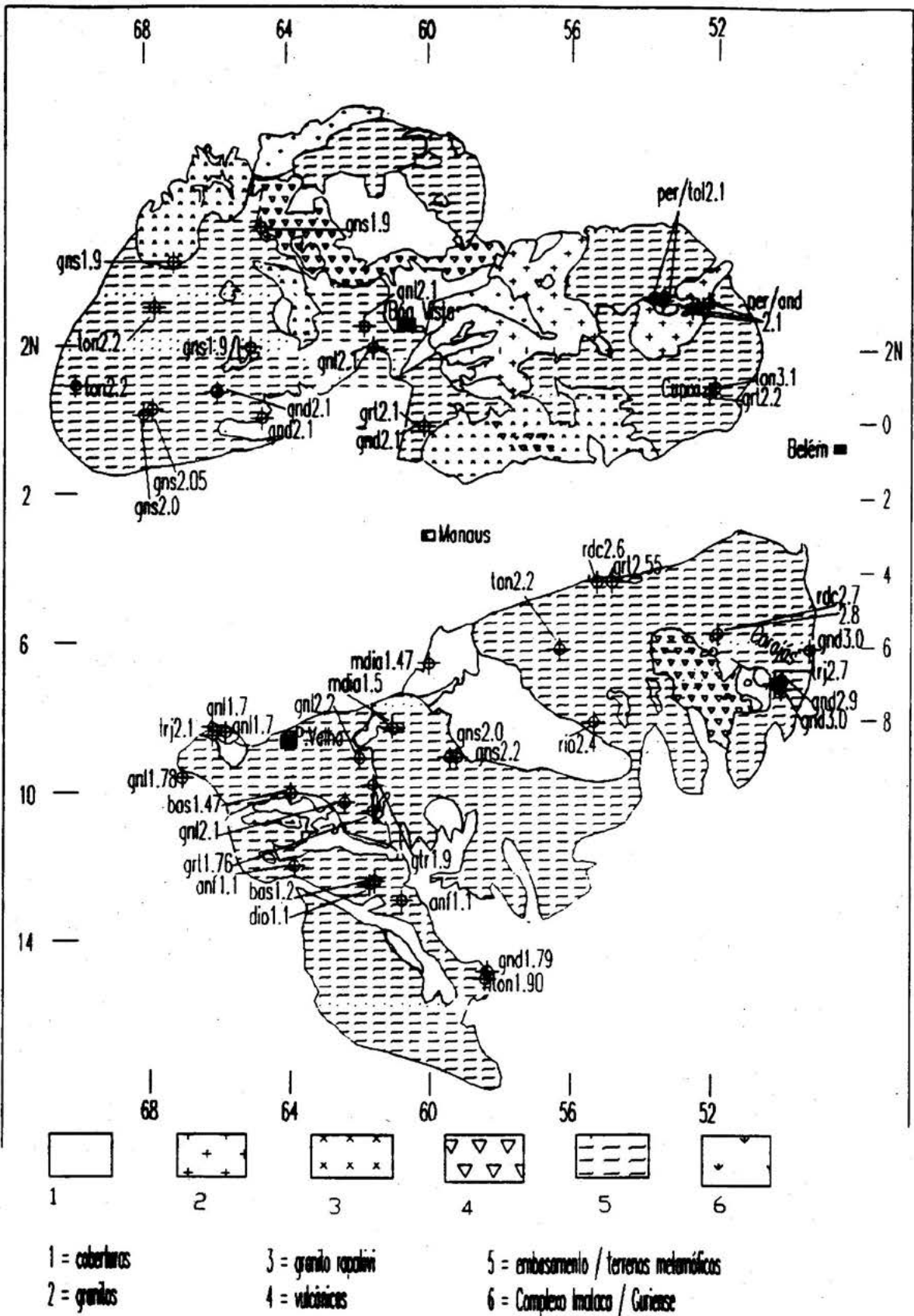


Fig. 1 Mapa geológico simplificado com idade modelo Sim-Nil. Legenda das filotopias e idades: and = andesito, anl = anfibolito, bas = basalto, dio = diorito, gnl = granulito, grl = granito, gns = gnaiesses, gnd = granodiorito, mdia = meto diabásio, per = peridotito, rio = riolito, rdc = riodacito, lon = lamélito, trj = trochilhemita; os números precedido à filotopia representam as idades em Ga.

GUIA DAS EXCURSÕES

GUIA DE EXCURSÃO

RESUMO DOS ASPECTOS GEOLÓGICOS DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

ORGANIZADO POR:

DIGEB/DEPAB/GIMIB/SUMIC/CVRD

Com colaboração do DIMIB/DEGAB/SUMIC E DEPIW/SUMEN

Período: 31 de maio a 03 de junho de 1996

COMPANHIA VALE DO RIO DOCE

RESUMO DOS ASPECTOS GEOLÓGICOS DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

INTRODUÇÃO Este relatório foi elaborado para facilitar o entendimento geológico das principais ocorrências de bens minerais da região de Carajás, hoje uma das maiores Províncias Minerais do mundo. Daremos ênfase aos depósitos minerais que atualmente estão sendo explorados, como as minas de N4E, N4W (Fe), Azul (Mn), Bahia (Au). Outros depósitos já foram estudados e encontram-se prontos à serem transformados em minas, como Salobo (Cu), Vermelho (Ni) e Serra Leste (Fe) e Sereno (Mn) (Hilário, 1996). As ocorrências restantes como Al, Cr, Sn, W e Zn ainda encontram-se em fase de estudos.

LOCALIZAÇÃO A província Mineral de

Carajás está delimitada a leste pelos rios Araguaia/Tocantins, a oeste pelo Rio Xingu, a norte pela Serra do Bacajá e a sul pela Serra dos Gradaus. Limita-se aproximadamente entre as latitudes $5^{\circ} 24'42''S$ e $8^{\circ} 00'S$ e longitudes $51^{\circ} 00'W$ e $49^{\circ} 21'42'' W$. (DOCEGEO, 1988). O acesso as Minas pode ser feito por via aérea à partir da cidades de Belém e Brasília, por via Ferrea, com extensão de 887 km, que liga a Mina de N4 à São Luis e via rodoviária, pela rodovia PA-150, que liga Belém a Marabá, prosseguindo pela Rodovia PA-275, até o complexo de N4, perfazendo um total de aproximadamente 700 km. A Mina de Manganês do Azul dista de aproximadamente 25 km da Mina de N4, em estrada asfaltada. O acesso a Mina de Ouro do Igarapé Bahia é feito a partir da Mina de N4, num trecho de aproximadamente 80 km, sendo 25 km de estrada asfaltada e os 55 km restantes em estrada não pavimentada.

MAPA DE LOCALIZAÇÃO

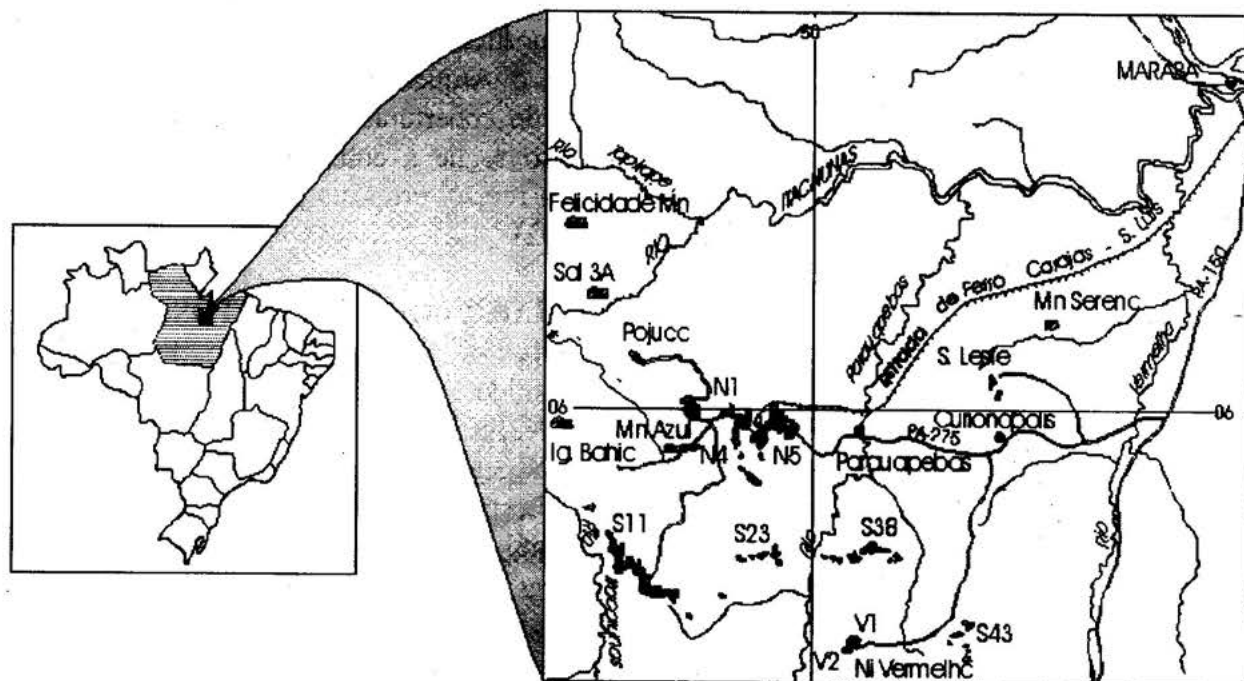


Fig. 01- Mapa de localização dos Principais Depósitos da Província Mineral de Carajás

GEOLOGIA REGIONAL A região de Carajás situa-se próxima a borda SE do Cráton Amazônico, entidade tectônica onde predominam rochas metamórficas de alto grau e intrusivas associadas, admitidas como arqueanas e remobilizadas por eventos posteriores como o Ciclo Transamazônico (Macambira et al.,1990). O embasamento da região da Província Carajás esta representado pelo Complexo Xingu e é composto fundamentalmente pôr Gnaisses Graníticos, Granodioríticos e Tonalíticos, além de Anfibólitos e intrusões Tonalíticas associadas (Macambira et. al.,1990). Na proposta litoestratigrafica de aspecto regional, (DOCEGEO,1988) utilizou-se a denominação do Supergrupo Itacaiunas para englobar o Grupo Grão Pará e as demais unidades a ele associadas, as quais são definidas como: Igarapé Pojuca, Igarapé Salobo, Bahia e Buritirama. Macambira et al, 1990, discordam da coluna proposta pela DOCEGEO, 1988, por acharem que o Grupo Grão Pará está estratigraficamente acima do Grupo Igarapé Pojuca. Para isto, basearam-se nas datações, nas diferenças de grau metamórfico e metalogênias distintas entre os grupos, pois o Grupo Igarapé Pojuca é mineralizado a Ouro e Sulfetos de Cobre, Zinco, Molibdênio, enquanto que o Grupo Grão Pará apresenta depósitos de Óxidos de Ferro e Manganês.

O padrão estrutural regional na região de Carajás está condicionado a presença da grande Falha Carajás, que reflete em falhamentos e dobramentos, com "trend" principal WNW/ESE, que condicionaram as estruturas menores. As Serras Norte e Sul, constituídas por rochas do Grupo Grão Pará, foram interpretadas por Beisiegel et al. (1973) in Macambira et al. (1990), como flancos de um grande sinclínório falhado, com caimento de eixo para WNW. Na Serra Norte, flanco estruturalmente mais complexo e descontínuo, verifica-se grande variação de atitudes das camadas que divergem do padrão regional WNW/ESE. O flanco Sul tem forma de um longo arco convexo para SW, onde as atitudes são concordantes com o "trend" regional.

Segundo Bernardelli, 1982b, e Silva,1988, o depósito do Azul está associado a sedimentos pelíticos pertencentes ao Membro Azul da Formação Rio Fresco. Gibbs, et al, 1986, incluem os sedimentos pelíticos, folhelos e carbonatos manganésíferos, que deram origem ao depósito de Mn do Azul, na Sequência Superior do Grupo Grão Pará.

O Grupo Igarapé Bahia trata-se de uma sequência Vulcano Sedimentar de baixo grau metamórfico, com direção NNW e mergulho de aproximadamente 70° para E, contendo depósitos de Cu de baixo teor bem como ocorrências de Au, Mo, e Ag, que aflora cerca de 20 km a sul da área do Salobo. O Grupo foi dividido nas Formações Grota do Vizinho (basal), consistindo de uma sequência de rochas sedimentares e piroclásticas com rochas máficas intercaladas e Formação Sumidouro, constituída por Arenitos com intercalações de rochas vulcânicas máficas, similares aquelas da Formação Grota do Vizinho (DOCEGEO, 1988).

ESTRATIGRAFIA Os litotipos que ocorrem na área apresentam rochas ígneas, metamórficas e sedimentares, cujas idades vão desde o Arqueano ao Proterozóico Inferior, além de coberturas Paleozóicas e Terciárias. Abaixo segue a coluna estratigráfica padrão para a região, proposta pos Macambira, 1990. (Fig.02)

GEOLOGIA DOS DEPÓSITOS:

FERRO: O Distrito Ferrífero de Carajás é constituído de um grande número de depósitos (N1, N2, N3, N4E, N4W, N5, N8, S11, SL1, SL2, SL3 e SF), localizados nas Serras Nortê, Sul, Leste e na região de São Félix. Em conjunto, estes depósitos representam as maiores ocorrências de Ferro do mundo, com as reservas originalmente estimadas em 18 bilhões de toneladas de minério, com teor médio em torno de 66% de Ferro. Atualmente, somente os depósitos de N4E e N4W estão sendo lavrados. Neles foram executados 450 furos de sondagem, perfazendo um total de aproximadamente 40.000 m de material

testemunhado.

A geometria do corpo de N4E possui a forma de um 'J' e se alonga por uma extensão de 4,5 km, com espessura em torno de 300 m e aproximadamente 400 m de profundidade. A Mina de N4W possui 7 km de comprimento, com larguras variando de 200m a 500m e profundidade em torno de 400m. Ambas as

Minas estão compartimentadas em domínios: Sul, Norte e Central, sendo que em N4E, todos estes domínios estão sendo lavrados simultaneamente. Em N4W, somente a porção central está sendo lavrada, com a previsão que a porção norte entre em operação até metade de 1996.

| EONTEMA | ERATEMA | UNIDADE | DESCRIÇÃO | |
|--------------|-------------|---------------------------|--|--|
| FANEROZÓICO | CENOZÓICO | Coberturas Lateríticas | Lateritas aluminosas e ou ferruginosas | |
| | PALEOZÓICO | Corpos Máficos Intrusivos | Diques e soleiras de diabásio | |
| PROTEROZÓICO | INFERIOR | Granito Serra dos Carajás | Granitos a anfíbólios e ou biotitas | |
| | | Gabro Santa Inês | Gabro grosseiro hidrotermalizado | |
| | | Fm. Igarapé Azul | Arenitos com níveis conglomeráticos e siltitos intercalados | |
| | | Grupo Grão Pará | Fm. Igarapé Boa Sorte | Siltitos e folhelos carbonáticos com arenitos subordinados |
| | | | Fm. Igarapé Cigarra | Basaltos, diabásios, tufos, BIF's, chert, quartzo wacke e quartzo arenito. |
| | | | Fm. Carajás | BIF' s com soleiras de diabásio |
| | | Grupo Igarapé Pojuca | Fm. Parauapebas | Basaltos e riolitos com raras intercalações de BIF' s |
| | | | Fm. Gameleira | Meta-arenitos e meta-siltitos |
| | | | Fm. Corpo 04 | Metavulcânicas máficas a intermediárias com metassedimentos clasto-químicos intercalados |
| | | | Fm. Bueno | BIF's e anfíbólios variados |
| | | COMPLEXO XINGU | Gnaisses granodioríticos a tonalíticos. anfíbólios e trondhjemitos | |
| | ARQUEOZÓICO | | | |

Fig. 02 - Coluna litoestratigráfica proposta para os Projetos Serra Norte e Pojuca, segundo Macambira, 1990.

Estratigraficamente, as jazidas de ferro estão situadas no Grupo Grão Pará, com o protominério (Fm Carajás), correspondente a um corpo de Jaspilito intercalado por uma sequência de derrames vulcânicos de composição predominantemente básica, pertencentes a Fm Parauapebas (Inferior) e Fm Igarapé Cigarra (Superior).

A deposição do protominério iniciou-se a partir do arqueano, período em que a crosta ainda estava em fase de consolidação, nesta

época eram frequentes os **arqueamentos** com consequentes **rupturas na crosta** (rifiamentos), originando estruturas do tipo "Graben e Horst", onde sobre elas, instalavam-se **bacias marinhas**. Destas rupturas eram extravasados e depositados sobre a crosta material vulcânico máfico, representado hoje pela **Sequência Paleovulcânica Inferior**. Em tempos de quiescência vulcânica, a reação da água do mar promovia a **lixiviação de ions metálicos** provenientes das **sequências vulcânicas**

ferromagnesianas. A deposição sedimentar química, caracterizava-se pela alternância de deposição chert, com períodos em que as condições de Eh e Ph eram favoráveis à precipitação e posterior deposição do Ferro, na forma de óxido. Sobreposta a sequência ferrífera e decorrente de nova reativação vulcânica em ambiente mais proximal à costa, foi depositada a Sequência Vulcânica Superior, comprovada pela presença de tufos vulcânicos

e intercalações de material clástico. A concentração de minério de ferro foi posterior e decorrente aos processos de enriquecimento supergênico, que promoveu a lixiviação da Sílica e concentração de Óxido de Ferro. Em seção vertical, o corpo de minério possui a forma aproximada de uma seção cônica invertida, coincidente com a diminuição da supergenese em profundidade. (Fig.03)

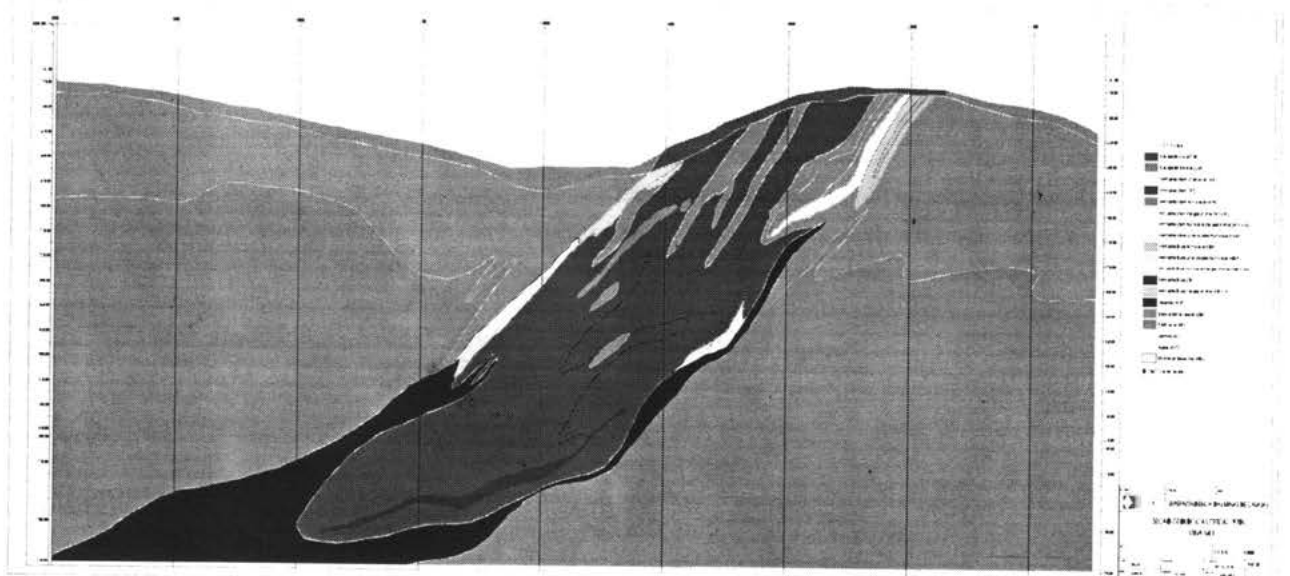


Fig. 03 - Seção geológica vertical da Mina de N4E

Entre os litotipos presentes no minério, predominam as Hematitas Macias (HM), além das Hematitas Duras (HD) em menor quantidade. A distribuição dos contaminantes ocorre de forma heterogênea, mas via de regra pode-se fazer a seguinte correlação: Na região de contato entre a rocha máfica inferior e o corpo de minério, temos enriquecimento de Manganês, no contato entre o minério e a rocha máfica superior, Alumina e Fósforo, em profundidade, Sílica e em faixas de cisalhamento, Manganês e Fósforo. Para a classificação dos litotipos e seus respectivos contaminantes foi criada uma nomenclatura específica, que segue em tabela abaixo (Tab 01). São frequentes a presença de "Diques e Sills" de material máfico (Diabásio), com espessura de até 0,5 m intercalados no minério, principalmente na porção norte da mina.

Em geral, o metamorfismo que afetou a área

foi de baixo grau, anquimetamorfismo, preservando estruturas primárias principalmente nos jaspilitos, que possuem atitudes com direções próximas a NNE e mergulho de 30° a 40° para WNW. No entanto, observam-se algumas feições de metamórficas mais proeminentes, localizadas junto as faixas de cisalhamento. Os esforços tectônicos presentes foram originados à partir da Falha Carajás, gerando "Splays" com movimentação sinistral e sentido de SE para NW infletindo para N-S. Entre as minas de N4E e N4W, observa-se uma falha transcorrentem N-S, que divide os dois corpos N4E/N4W, que gerou um rejeito de aproximadamente 50m. Esta falha foi interpretada por Macambira e Borges, 1994, como falhas antitéticas, R' , com movimentação dextral, e componente normal, cujo plano mergulha de 61° para leste. Isto

faz-se crer que após a fase compressiva houve uma fase distensiva, decorrente do alívio de tensões e conseqüente acomodamento dos blocos, gerando um movimento contínuo e progressivo, comprovado por falhas de alívio de direções e sentidos N-S e NW/SE. Estas estruturas podem ser comprovadas principalmente na Aba Sul do corpo de N4E, onde a movimentação dos blocos com sentido N-S, deparou-se com uma barreira geológica, gerando uma falha de cavalgamento de direção E-W, com caimento para N, responsáveis pela inflexão do corpo N4E, deixando-o com a feição de um "J". Ao norte, observam-se feições típicas de movimentação de blocos, que compartimenta o depósito, posicionando o protominério (Jaspilito) na mesma cota topográfica que o minério dos corpos central e sul.

Observa-se uma faixa de cisalhamento que trunca a parte norte da jazida de N4E, com espessura em torno de 300m e direção aproximada WNW/ESE, com prolongamento para WNW em direção ao Salobo e ESE, em

direção ao Núcleo Urbano de Carajás. É significativo o aumento do grau metamórfico, verificado pela foliação milonítica impressa nas rochas vulcânicas da Fm Parauapebas e nos Jaspilitos da Fm Carajás, que devido aos processos metamórficos a que foi submetido, o denominamos de Itabiritos. Nesta faixa é importante ressaltar a presença de migração de fluidos, detectadas por disseminações e preenchimento de fraturas por Quartzo. Segundo Borges, 1994, estes veios de Quartzo muitas vezes encontram-se rotacionados e envolvidos por uma matriz clorítica. Estas informações são importantes para futuras investigações, pois estas feições sugerem ser um metalotecto para metais nobres. Ainda discute-se as idades destes eventos, sugerindo um aprofundamento nos estudos, no que diz respeito as possíveis reações neo-tectônicas.

As reservas de minério de ferro da Província Carajás estão estimadas na ordem de 17 bilhões de toneladas, como mostra tabela abaixo, com dados atualizados até dezembro de 1995 (Tab. 01)

| RESERVAS DE MINÉRIO DE FERRO DA PROVINCIA MINERAL DE CARAJAS | | | |
|---|--|--------------------------------------|--------------------|
| Projeto | Geológicas (t. 10⁶) | Lavráveis (t.10⁶) | Teor Fe (%) |
| Serra Norte | | | 65.92 |
| N4E | 1,087.00 | - | 65.83 |
| N4W | 1,558.00 | - | 65.50 |
| N5 | 1,330.00 | - | 66.30 |
| Outros | 1,674.00 | - | 66.07 |
| Serra Sul | 10,929.00 | - | 66.26 |
| Serra Leste | 415.00 | - | 65.98 |
| Serra São Felix | 369.00 | - | 63.51 |
| Total | 17,362.00 | 12638.00* | 66.08 |

* Estimativa preliminar à partir dos projetos de lavra já elabo

Fonte: DEPAB/GIMIB - Dez 95

Tabela 01 - Reservas de minério de ferro da Província Mineral de Carajás

MANGANÊS: O depósito de Manganês do Azul apresenta-se em superfície, como um corpo alongado de direção variando de WNW a EW, com 4.300 m de extensão por 50 a 300 m de largura. As rochas da região apresentam-se bastante intemperizadas, sendo raros os afloramentos. Três tipos de materiais manganésíferos são diferenciados neste depósito: Protominérios, Depósitos Superficiais e Depósitos Subsuperficiais. (Fig.04)

Entre os **Protominérios** foram reconhecidas duas unidades manganésíferas primárias (Inferior e Superior), constituídas essencialmente de Rodocrosita, Quartzo fino detrítico, argilo-minerais, Feldspatos, Pirita e Matéria Orgânica Carbonosa. Segundo Bernardelli, 1982, a Unidade Manganésífera Superior pode ser definida como uma marga manganésífera rítmica, apresentando alternância milimétrica de estratos químicos carbonáticos, com cásticos sílico aluminosos.

Os **Depósitos Subsuperficiais** foram classificados como Pelitos Manganésíferos, Material Manganésífero Granulado, Material Manganésífero Maciço, Siltitos impregnados de Manganês e Siltitos enriquecidos em Manganês. Entre eles tem importância econômica somente os Pelitos Manganésíferos, o Material Manganésífero Granulado, que constitui o minério eletrolítico, e os Materiais Manganésíferos Maciços, estes últimos apenas quando ocorrem próximo aos outros dois. Segundo Beauvois et alli, 1987; Bernardelli e Beisiegel, 1978 e Valarelli, 1978, os pelitos

Manganésíferos são resultado da oxidação da unidade manganésífera superior por alteração laterítica.

O Material Manganésífero Granulado é denominado de minério rico devido suas propriedades eletrolíticas e apresenta-se sob a forma de granulado, placóide ou maciço. Ocorre em camadas com espessura média de 15 cm e teores de Mn acima de 43%. e segundo Silva, 1988, provem da alteração e enriquecimento da porção mais rica em rodocrosita da Unidade Manganésífera Inferior.

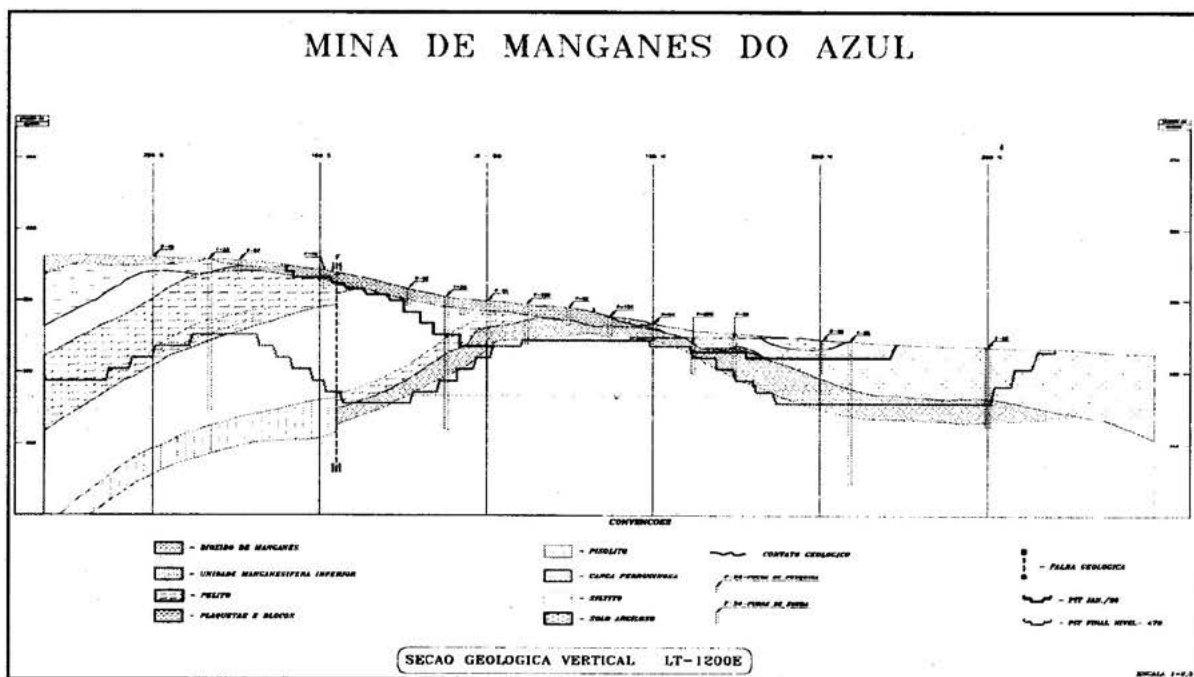


Fig. 04 - Seção Geológica Vertical da Mina de Manganês do Azul

Os **Depósitos Superficiais** são representados por pisolitos, blocos, plaquetas e brechas manganésíferas. São materiais estruturados em superfície e têm sua formação orientada por ação do intemperismo, condições topográficas e variações do lençol freático, Varelli et alli, 1978. Os pisolitos representam mineralizações de material argiloso superficial por soluções manganésíferas ascendentes, acima do lençol freático e ocorrem nos flancos das paleoelevações e em dispersões locais. São constituídas por um núcleo manganésífero de criptomelana, birnessita e litioforita, recoberto por uma crosta laterítica constituída de gibbsita, caolinita e goethita. Após lavagem, apresentam teores entre 14% a 18% de Mn e

não foram incluídos nos cálculos de reserva, porém, sua deposição em pilhas controladas obedecem critérios que visam uma possível utilização futura.

A brecha laterítica manganésífera representam antigos depósitos eluvio-coluviiais constituídos por fragmentos e blocos, de litioforita e criptomelana, que foram cimentados por soluções manganésíferas ferruginosas, compostas de óxidos amorfos de Mn, Goethita e Gibbsita. Ocorrem como crostas superficiais e como extensos corpos tabulares subsuperficiais e seu teor é próximo de 25%, podendo atingir até 50% de Mn, caso o cimento apresente-se essencialmente manganésífero. Os blocos e plaquetas

ocorrem associados em superfície e constituem juntos, os minérios superficiais mais ricos da Mina do Azul. Os blocos são fragmentos irregulares de criptomelana e litioforita e pirolusita, esta preenchendo fissuras ou recobrando as cavidades internas dos blocos. São duros, densos, e geralmente maciços, porém, é comum exibirem relictos de estratificação, aspectos de cimentação e precipitação coliforme. As plaquetas são constituídas predominantemente de litioforita e secundariamente de criptomelana. Ocorrem muitas vezes associadas aos pisolitos, são duras, densas e conservam relictos de estratificação.

Tanto os blocos quanto as plaquetas estão caoticamente distribuídos próximo a superfície, passando a orientar-se próximo aos contatos com o pelito manganífero, ou minério eletrolítico, segundo suas estratificações. Nesta fase, caracteriza o

chamado TRD, ma subdivisão do minério detrítico efetuada após testes de caracterização. Os teores de Mn variam de 48 a 54% para os blocos e de 40 a 50% para o Mn.

Quanto aos aspectos genéticos, Bernardelli, 1982 acredita que os sedimentos do membro Azul, foram depositados em bacia lagunar subsidente e rasa, em ambiente epicontinental e confinada a região axial do sinclínório Carajás, supondo que as formações ferríferas de Carajás e as rochas vulcânicas máficas associadas, serviram como fontes de Mn, que representavam o relevo positivo na época de deposição dos sedimentos da bacia do Azul. Posteriormente através de alteração laterítica de um protominério sedimentar constituídos de siltitos com níveis carbonosos, piritosos e carbonáticos, formou-se a jazida do Azul.

As reservas de Manganês estão discriminadas nos três tipos de materiais, como representado na tabela abaixo (Tab. 02)

| RESERVA LAVRÁVEL ATUAL COMPLETA DA MINA DE MANGANÊS DO AZUL | | | | | | |
|---|-----------------|--------|-----------------|--------|----------------|--------|
| Minério | Detritico (t) | %Mn GL | Pelítico(t) | %Mn GL | Blóxido (t) | %Mn GL |
| Medida | 13233.73 | 31.36 | 22547.2 | 27.71 | 9882.43- | 46.51 |
| Indicada | 196.99 | 30.52 | 6264.96 | 23.08 | - | - |
| Inferida | - | - | 2246.4 | 11.5 | - | - |
| TOTAL | 13430.72 | - | 31058.56 | - | 9882.43 | - |

* Com % de erro = $(\text{Desv Pad} \times \sim 1,966 \times 100) / \% \text{Mn}$

Fonte: DIMIB/DEGAB Fev/96

Tab. 02 - Reserva Lavrável Atual Completa da Mina de Manganês do Azul

OURO: Dentre diversas ocorrências de Ouro na Província Mineral de Carajás, ressaltamos três depósitos: Igarapé Bahia, Águas Claras e Serra Leste, sendo que hoje em dia somente o depósito do Igarapé Bahia está sendo explorado.

A Mina do Igarapé Bahia está situada num platô de cerca de trinta quilômetros de área. A mineralização está hospedada em sedimentos arenosos/pelíticos, rochas vulcanoclásticas e pequenas lentes de formação ferrífera bandada, que compõem o Grupo Igarapé Bahia, com vários diques de rochas básicas que cortam as encaixantes. (Fig.05)

As mineralizações estão relacionadas a uma zona de cisalhamento de natureza ductil-ruptil, associada a cobre e ouro com profunda alteração hidrotermal dentro e fora da zona

mineralizada. Os minerais hidrotermais são principalmente clorita, sericita e carbonato de ferro e manganês. Os principais minerais de cobre são: calcopirita, bornita e cobre nativo.

Devido ao intenso intemperismo prevalente na Amazônia, formou-se um perfil laterítico bem desenvolvido, onde os corpos de minério sulfetados foram inteiramente alterados para zonas gossaníferas. Isto resultou na mobilização supergênica de ouro, que foi enriquecido e homogeneizado dentro do perfil laterítico. O manto de intemperismo do Igarapé Bahia é bem desenvolvido, chegando localmente a alcançar 100 m de profundidade, até onde está previsto lavrar pela atual cava final.

O Corpo de minério de Águas Claras está a trinta quilômetros a sudoeste da Mina de

Igarapé Bahia e está relacionado a uma zona de cisalhamento de natureza ruptil desenvolvidas no contato dos arenitos/pelitos e rochas básicas intrusivas.

A mineralização do ouro está associada a veios hidrotermais de quartzo sulfetados. A paragénese sulfetada é representada por calcopirita, pirita, arsenopirita, pirrotita e esfarelita. Também estão presentes no

minério magnetita e hematita. O ouro está associado aos sulfetos. Alterações hidrotermais nas rochas encaixantes são representadas por caulinição, cloritização e silicificação. A zona gossanífera do depósito de Águas Claras está em torno de 60 m, mais rasa que os do Igarapé Bahia, devido aos processo de alterações supergênicas terem sido menos intensos.

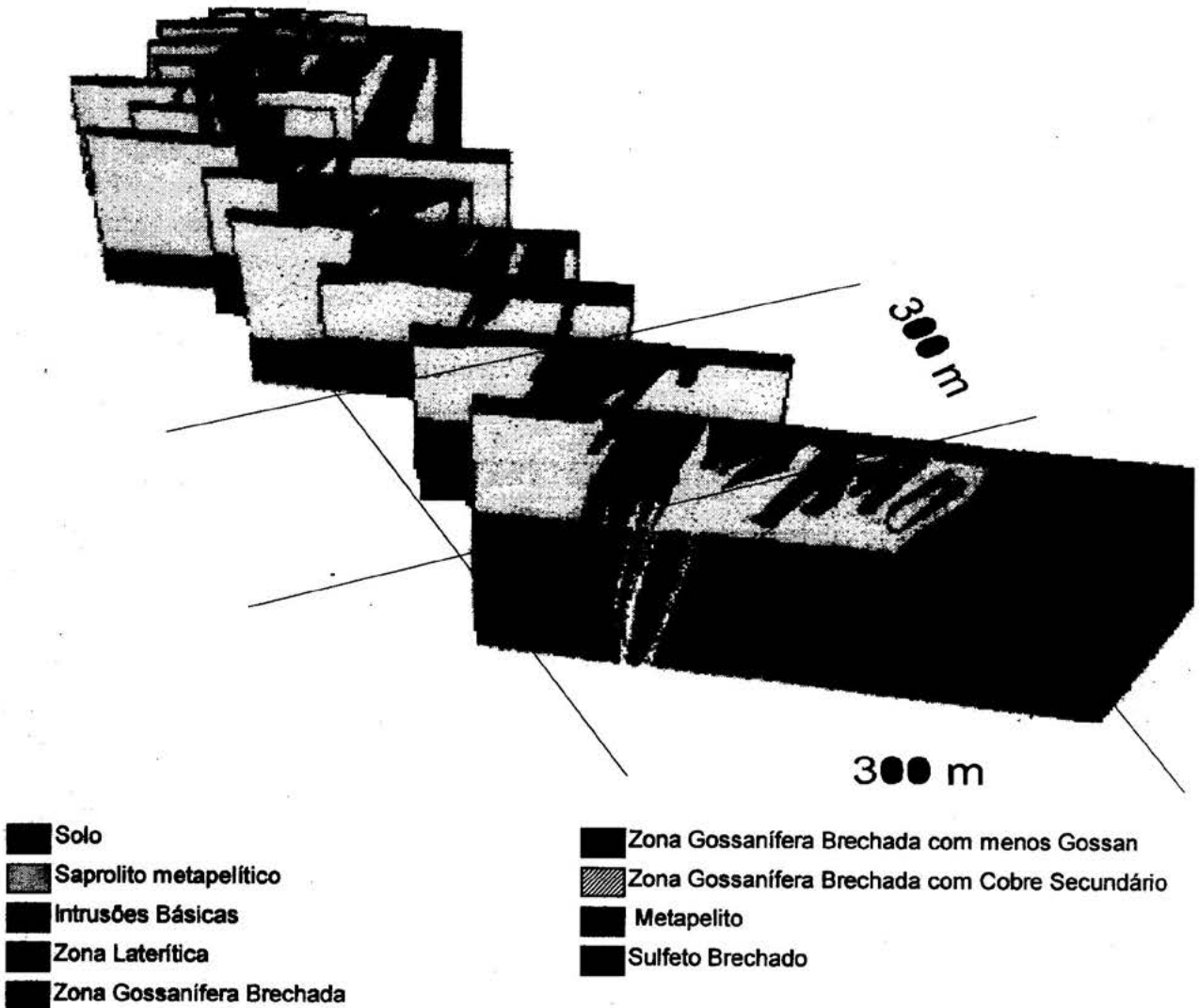


Fig. 05 - Seção vertical da Mina do Igarapé Bahia - Corpo de minério do Acampamento Sul

A Mina do Bahia usa os conceitos de Reservas e Recursos, onde recursos constitui toda e qualquer mineralização identificada, qualquer que seja o nível de conhecimento

geológico e localização. Os Recursos são classificados em função do aumento de conhecimento geológico em recursos inferido, indicado e medido.

| RESERVAS (Provadas) e RECURSOS (Medidos, Indicados e Inferidos) da MINA DE OURO DO IGARAPÉ BAHIA | | | | | |
|--|------------|---------------|------------------|-------------------|-----------------------|
| RESERVAS CIP | | | | | |
| Categoria | Massa (t) | Teor (g Au/t) | Ouro Contido (t) | Ouro Contido (oz) | Erro de Est. (g Au/t) |
| Provada | 14.500.000 | 4.450 | 59.440 | 1911.136 | 0.100 |
| RESERVAS HL | | | | | |
| Provada | 8.900.000 | 1.320 | 9.210 | 296.141 | 0.120 |
| RECURSOS | | | | | |
| Medido | 9.500.000 | 2.430 | 23.080 | 742.122 | 1* |
| Indicado | 4.600.000 | 4.240 | 19.500 | 627.000 | 2* |
| Inferido | 5.100.000 | 4.300 | 21.930 | 705.144 | 3* |

Fonte: DEPIW/SUME

1* Depósito de Águas Claras

2* 50 m abaixo da base da cava final

3* 50 m abaixo do painel

Tab. 03 - Reservas (Provadas) e Recursos, (Medidos, Indicados e Inferidos) da Mina de Ouro do Igarapé Bahia.

As reservas são classificadas em função do crescimento do conhecimento tecnológico em reservas provadas e prováveis. O conceito de reservas considera os aspectos técnicos, econômico e legal (Tab.03)

COBRE: A Jazida do Salobo 3A faz parte do contexto geológico da Província Mineral de Carajás. Com base nos dados existentes, (DOCEGEO, 1987) propôs uma síntese estratigráfica, onde a nível regional, as litologias da área do Salobo 3A estão inseridas no Complexo Xingu e Supergrupo Itacaiúnas, Grupo Salobo.

A jazida de Cu, (Au, Mo, Ag) do Salobo 3A pertence a uma faixa alongada segundo direção WNW-ESE, de idade arqueana, polideformada, que se estende por mais de 80 km bordejando o flanco norte do sinclínio de Carajás (Vieira et al, 1988). Em linhas gerais, a jazida compreende um pacote de Xistos subverticalizados, de composição variada, limitando-se na base por rochas gnáissicas e no topo por rochas quartzofeldspáticas. Este pacote encontra-se subdividido em quatro corpos e abrangem rochas metassedimentares pouco mineralizadas e pobres em ferro até formações ferríferas óxido silicatadas ricas em cobre. Com pouca expressividade ocorrem rochas de composição intermediária a básica fracamente estéreis. Recobrimo todo o depósito encontra-se uma zona de rochas intempericamente alteradas com espessura de 30 a 100m (Fig.06), cujos teores de Cu, Au, Ag e Mo têm correspondência direta com as litologias situadas imediatamente abaixo.

Com base nos constituintes mineralógicos principais (quartzo, granada, biotita, grunerita, magnetita e olivina), aspectos texturais e análises químicas, foi possível definir cinco agrupamentos litológicos, dentro do pacote de xistos, denominados de xisto 1 a 5. Os tipos 1 e 3 são os hospedeiros preferenciais da mineralização cuprífera de alto teor da jazida. O tipo 1 ocorre sob a forma de corpos lenticulares, orientados segundo a foliação regional N70W, com dimensões variando de centimétricas até dezenas de metros. São rochas de textura maciça, as vezes bandadas, contendo mais de 50% de magnetita e proporções variáveis de olivina, grunerita, biotita e granada. O tipo 3 encontra-se amplamente distribuído por toda a sequência, em geral, são rochas com textura granolepidoblástica, compostas predominantemente por biotita, granada e magnetita. Dentro do pacote de xisto ocorrem de maneira subordinada, níveis silicosos, rochas Meta-ígneas Intermediárias e Básicas e Formação Ferrífera Bandada.

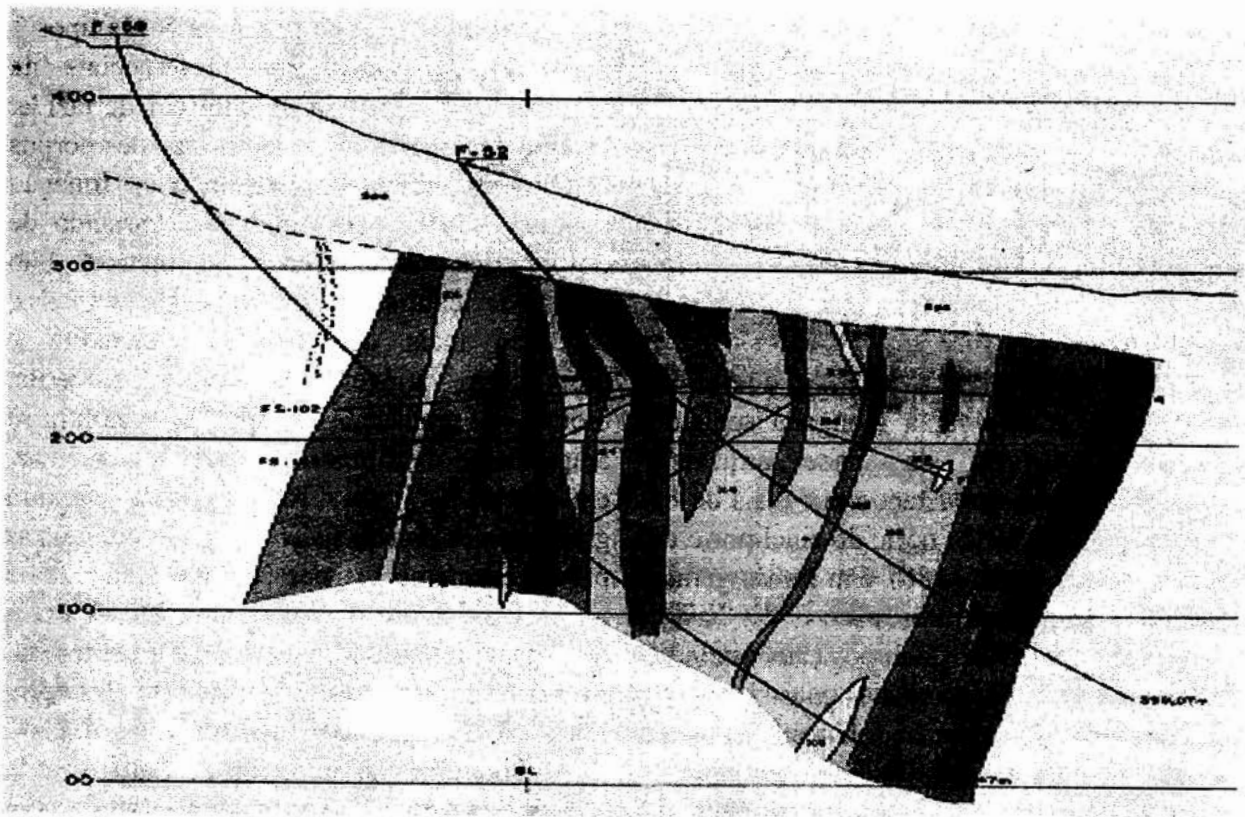
A mineralização sulfetada do Salobo 3A é constituída por calcocita e bornita, com quantidades subordinadas de calcopirita, além de proporções variáveis de molibdenita, cobaltita, saflorita, ouro, prata, etc... É nítida a associação dos sulfetos com as porções mais ricas em magnetitas e em zonas de rochas bastante cisalhadas e hidrotermalizadas. Os sulfetos de cobre apresentam-se com dimensões inferiores a 3 mm e ocorrem sob a forma de disseminações, circundando ou

preenchendo microfaturas dos grãos dos minerais.

Os esforços tectônicos presentes geraram feições de cisalhamento dúctil-ruptil, com movimentação oblíqua (normal e sinistral), são bastante expressivas em toda área, com orientações gerais WNW-ESE e variações para NE-SW. Os elementos estruturais são representados por foliações "S" e "C", foliação de transposição, pôr aleitamento composicional, "boudins" ou lentes com formas e dimensões diversificadas, bandas de cisalhamento e lineações de estiramento e ou minerais. O levantamento sistemático de critérios de rotação, a exemplo das relações "S" e "C", bandas de cisalhamento e assimetria de sombras de pressão nas

extremidades dos porfiroclastos de granada e a distribuição espacial de lineação de estiramento $72^{\circ}/120$ Az., permitiram deduzir que as feições estruturais foram desenvolvidas a partir da movimentação oblíqua com componentes direcional sinistral e de mergulho normal.

Em geral, os processos metamórficos que envolveram a jazida do Salobo se mostram bastante complexos, ocasionando intensas transformações químico-mineralógicas nas rochas originais. As parageneses observadas nas rochas permitem sugerir dois eventos metamórficos, cuja evolução no tempo ainda não está bem esclarecida.



| Litologia | Mineralogia Principal |
|--------------|---|
| ■ Xisto 01 * | Magnet. » 50% |
| ■ Xisto 02 | Granada e Grunerita |
| ■ Xisto 03 * | Biotita, Granada e 10% « Magnet. » 50% |
| □ Xisto 04 | Biotita e Granada |
| ■ Xisto 05 | Quartzo, Plagioclásio, Biotita e Anfíbolito |

* Litologias mineralizadas em Cobre

Fig. 06 - Seção vertical TL900SE - Salobo - 3A

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BEISIEGEL, V.R.; BERNADELLI, A.L.; DRUMOND, N.F.; RUFF, A.W.; TREMAINE, J.W. 1973. Geologia e Recursos Minerais da Serra dos Carajás. Rev. Bras. Geoc. 3: 215-242.
- BERNADELLI, A.L. & BEISIEGEL, V.R. 1978. Geologia Econômica da Jazida de Manganês do Azul. In: Cong. Bras. Geol., 30, Recife, 1978. Anais... Recife, SBG. v.4 p. 1431-1444.
- BERNADELLI, A.L. 1982 b. Jazidas de Manganês do Azul. In: Simp. Geol. Amaz., 1, Belém, 1982. Anais... Belém, SBG-NO. Anexo, p. 47-59.
- BORGES, A.V.G. 1994 Geologia da Porção Norte da Jazida de Ferro N4. Carajás, Pará TCC - UFPA.
- DOCEGEO. 1988. Revisão Litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In. Cong. Bras. Geol., 35, Belém, 1988. Anais... Belém, SBG. Anexo, p. 10-54.
- DNPM/DOCEGEO/UFPA. Relatório Final. DGL/CG/UFPA. p.150.
- GIBBS, A.K.; WIRTH, K.R.; HIRATA, W.K.; OLSZEWSKI, J.R., W.S 1986. Age and Composition of the Grão Pará Group Volcanics, Serra dos Carajás. Rev. Bras. Geol. 16 (2) p. 201-211
- HILÁRIO, J.A. 1996 - Planejamento de Lavra em Minério de Ferro - SUMIC - CARAJÁS - CVRD.
- MACAMBIRA, J.B.; RAMOS, J.F.F.; ASSIS, J.F.P.; FIGUEIRAS, A.J.M. 1990. Projeto Serra Norte. Convênio SEPLAN/DOCEGEO/UFPA e Projeto Pojuca. Convênio.
- SILVA, J.L. 1988. Mina de Manganês do Azul. In: Cong. Bras. Geol. 35, Belém, 1988. Anais... Belém, SBG. Anexo, p. 71-94.
- VALARELLI, J.V. et alli. 1978. - Aspectos Genéticos do Minério de Manganês do Azul. In Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife. Anais... Recife, SBG, v.4, p. 1670-1679.
- VIEIRA, E. A. P. et all. 1988 - Caracterização Geológica da Jazida Polimetálica do Salobo 3A - Reavaliação. (DOCEGEO-ENGE-RIO) In. Cong. Bras. Geol. 35, Belém, 1988. Anais... Belém, SBG. Anexo, p.95-111.

GUIA DE EXCURSÃO

SINOPSE DA GEOLOGIA DOS DEPÓSITOS DE MANGANESÍFEROS DA REGIÃO DE SERRA DO NAVIO (AP) E CROMITÍFEROS DA REGIÃO DO VILA NOVA (AP) E PROCESSO DE RECUPERAÇÃO VEGETAL DE ÁREAS MINERADAS EM SERRA DO NAVIO

Organizado por:

Sérgio Paulo Petry Marques

Período: 31 de maio a 03 de junho de 1996

**INDÚSTRIA E COMÉRCIO DE MINÉRIOS S/A - ICOMI
COMPANHIA FERRO-LIGAS DO AMAPÁ - CFA**

1- DEPÓSITOS DE CROMITA DA REGIÃO DO RIO VILA NOVA, ESTADO DO AMAPÁ.

1.1. Localização Os depósitos de cromita do Vila Nova localizam-se na porção centro sudeste do Estado, distando em linha reta aproximadamente 100 km da cidade de Macapá, conforme é observado na figura 1, podendo ser atingidos via rodoviária e ferroviária até a localidade de Cupixi, a partir daí apenas por rodovia. A distância total é de 190km a partir do Porto de Santana.

1.2. Trabalhos realizados Em 1972 a ICOMI realizou trabalhos de geologia regional entre as regiões dos rios Vila Nova e Camaipi, consistindo de geoquímica de solos para Cr, Ni e V e mapeamento geológico, os quais revelaram fortes anomalias para cromo na margem direita do rio Vila Nova. Em 1980 foi requerida a área onde concentraram-se as principais anomalias, sendo que a partir de 1983 iniciaram-se os trabalhos de semi-detalhe, envolvendo geoquímica de solos, mapeamento geológico e geofísica (magnetometria e gravimetria).

Entre os anos de 1985 e 1990 foi desenvolvida intensa campanha de sondagem a diamante, sendo que até o momento foram perfurados 78.000 metros de sondagem rotativa, num total de 750 furos, que permitiram a descoberta de 11 depósitos minério de cromo.

1.3. Geologia regional Os depósitos de cromita do Vila Nova estão associados a rochas do Complexo Máfico Ultramáfico Bacuri (Matos, Aderval et alli - 1992). Esta unidade é intrusiva em biotita-gnaisses e anfibólio-gnaisses da Suíte Metamórfica Guianense (João et alli - 1979), datados pelo método Rb/Er em 2.944 ma (Montalvão & Tassinari - 1984), estando parcialmente recoberta pelos métodos K/Ar, foi de 1.919 a 1.759 ma (Montalvão e Tassinari, op. cit.). Seixos de metaperidotito e cristais de cromita, encontrados em metaconglomerados,

permitem estabelecer a relação de idade entre os metassedimentos e as rochas máficas - ultramáficas, devendo a idade de formação destas últimas remontar ao Arqueano ou Proterozóico Inferior. Granitos, Veios de quartzo, pegmatitos e diabásios cortam todas essas unidades. Afloramentos são raros devido ao capeamento laterítico e ao espesso manto de intemperismo, que em alguns locais chega a atingir mais de 100 metros de profundidade. Na fig. 2 apresenta-se um esboço geológico da área.

1.4. Geologia Local O Complexo Máfico Ultramáfico Bacuri consiste em um corpo intrusivo, diferenciado, com comprimento e largura conhecidos da ordem de 35 e 1,5 km, respectivamente, constituído por camadas sub-verticalizadas, ciclicamente repetidas, onde a composição varia desde dunitica, na parte basal, até gabróica, no topo. Litologicamente esta unidade compõe-se de metaperidotitos, metapiroxenitos, cromititos e metagabros. Estruturas ígneas primárias tais como acamamento e textura cúmulo podem ser verificadas.

Elementos estruturais observáveis nas cavas das minas e nos testemunhos de sondagem revelem uma evolução tectônica polifásica para a área, na qual três fases de dobramentos foram definidas. O metaformismo principal associado a estas deformações atingiu o fácies anfíbolito

Em decorrência da intensa deformação a que foram submetidos, os corpos de cromitito apresentam uma geometria complexa, com a transposição e "macrobdinamento" das camadas originais resultando em corpos com forma de charuto, lenticulares e cônicos, com dimensões variáveis, comumente com até 50 metros de largura, porém normalmente com conspícua continuidade vertical.

Estratigraficamente, o principal nível de cromitito situa-se na interfície entre os metagabros e os metaperidotitos, apresentando contato brusco com estes. Níveis menores,

menos conhecidos, ocorrem no interior dos metaperidotitos.

De acordo com sua posição em relação ao nível de intemperismo, os cromititos apresentam-se sob forma friável ou compacta. Nos cromititos friáveis a matriz encontra-se total ou parcialmente argilisada, sendo facilmente desagregada. Na forma compacta, a matriz é

composta predominantemente por anfibólio do tipo tremolita. Os grãos de cromita são euédricos, apresentando-se na forma de octaedros com granulometria na faixa de 0,1 a 0,5 mm. A composição química representativa dos tipos de minério e dos grãos de cromita pode ser vista na tabela abaixo, expressa em percentuais:

| TIPO | Cr ₂ O ₃ | Fe | Al ₂ O ₃ | MgO | SiO ₂ | TiO ₂ | Relação Cr/Fe |
|----------|--------------------------------|---------|--------------------------------|---------|------------------|------------------|---------------|
| COMPACTO | 28 - 41 | 11 - 17 | 8 - 9 | 14 - 15 | 10 - 16 | 0,4 - 1,0 | 1,5 - 2,5 |
| FRIÁVEL | 32 - 49 | 12 - 21 | 10 - 13 | 8 - 15 | 4 - 12 | 0,4 - 0,7 | 1,5 - 2,5 |
| GRÃO | 55 - 60 | 11 - 17 | 8 - 13 | 8 - 12 | - | 0,4 - 0,7 | 2,4 - 3,4 |

A análise dos dados litológicos, mineralógicos, texturais e do quimismo dos grãos de cromita permite classificar o Complexo Máfico Ultramáfico Bacuri como sendo do tipo estratiforme, segundo a proposição de Jackson e Thayer, 1972.

1.5.Método de Lavra e Beneficiamento A lavra dos depósitos é feita a céu aberto, com desmonte e carregamento realizados por escavadeira e transporte até a planta de beneficiamento por caminhões convencionais.

Todas as minas são desenvolvidas com bancadas individuais de 5 metros e ângulo geral de cava de 35 graus.

A planta de concentração consiste de três circuitos principais: alimentação, britagem e peneiramento e concentração, esta última feita por meio de hidrociclones e espirais. A taxa de alimentação é de 100 t/h de "ROM", com teor de Cr₂O₃ de 35%, recuperando-se cerca de 54% de concentrado de grãos de cromita de alto grau metalúrgico, com as seguintes especificações químicas:

| ELEMENTO | MÍNIMO | MÁXIMO | TÍPICO |
|--------------------------------|--------|--------|--------|
| Cr ₂ O ₃ | 49,00 | 52,00 | 50,00 |
| FeO | 21,90 | 28,30 | 24,50 |
| SiO ₂ | 1,00 | 4,00 | 2,00 |
| Al ₂ O ₃ | 9,00 | 14,00 | 11,00 |
| MgO | 5,00 | 9,00 | 7,50 |
| CaO | 0,05 | 0,30 | 0,14 |
| P | 0,001 | 0,010 | 0,006 |
| Cr/Fe | 1,50 | 2,00 | 1,80 |

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

MATOS, Aderval et alli - 1992 - Depósitos de Cromita da Região do Rio Vila Nova. Boletim de Resumos Expandidos do XXXVII Congresso Brasileiro de

Geologia, São Paulo, SP, v.1, pág, 246 - 247

JOÃO, X. da S. J. et alli - 1979 - Geologia da Região Sudoeste do Amapá e Norte do Pará, Projeto Sudoeste do Amapá. Brasília, DNPM, 125 p.

MONTALVÃO, R. M. G. & TASSINARI, C. C. G. - 1984 - Geocronologia Pré-Cambriana do Território Federal do Amapá (Brasil). In: Symposium Amazonico, II. 1984. Manaus. pág. 53 - 57

JACKSON, E. D. & THAYER, T. P. - 1972 - Some Criteria for Distinguishing Between Stratiform, Concentric and Alpine Peridotite - Gabro Complexes. In: Int. Geol. Cong., 24.1972. Section 2, pág. 289 - 296

2 - DEPÓSITOS DE MANGANÊS DA REGIÃO DE SERRA DO NAVIO - ESTADO DO AMAPÁ

2.1 - RESUMO A topografia da Serra do Navio é caracterizada por espigões montanhosos com altitudes que oscilam entre 90 e 360 metros. O depósito estende-se na direção geral N 30° W por cerca de 10 quilômetros, distando cerca de 194 km de Macapá, por via férrea (Fig.01).

Geomorfologicamente é a região mais acidentada do Estado do Amapá. Deve-se ressaltar que podem ser observados três níveis bem marcados de erosão. O mais elevado situa-se entre as altitudes de 360 e 250 m. Um segundo nível situa-se entre 180 e 150 m. O mais baixo está entre os 110 e 95 m. Essas evidências bem como meandros e capturas fluviais, igarapés com vales encaixados e canga, reforça a idéia de soerguimentos na região (Silva et al, 1963).

A coluna estratigráfica do distrito, mostra um espesso pacote de anfíbolito e xistos pré-cambrianos sobre granito-gnaisse, fazendo parte da Série Amapá. A Série Amapá divide-se nos Grupos Jornal e Serra do Navio. A leste do distrito aflora uma rocha intrusiva sintectônica ocupando os flancos de um anticlinal. Podemos constatar outras ocorrências tais como diques de diabásio, veios de quartzo e pegmatitos. Os metassedimentos foram metamorfisados até fácies anfíbolito de metamorfismo.

Dobramentos com direção geral N W, apresentam-se de complexos com mergulhos acentuados (minas "T") a simétricos e suaves (minas c-1 e c-2).

Os corpos de minérios de manganês são classificados como : Duro, gondítico, xistoso e laterítico.

Os principais minerais constituintes são: Pirolusita e criptomelana.

Fatores como o clima tropical chuvoso, cobertura densa pela floresta equatorial e topografia acentuada, podem ser considerados como responsáveis pelo enriquecimento do minério com aumento dos teores de manganês. Os processos de meteorização profunda do mármore manganífero e do gondito foram os responsáveis pela gênese do minério. A concentração do minério pode ser imputada à estratigrafia, formação fisiográfica e estrutura. As sucessivas solubilizações, transportes e redeposições foram os responsáveis pelo enriquecimento secundário e aumento de teor do Mn das jazidas.

2.2 - GEOLOGIA A coluna estratigráfica áissico. Essa coluna, adaptada àquela de local é representada por um pacote de metassedimentos pré-cambrianos assentados diretamente sobre um embasamento granito-gnâmbiro regional, apresentada por Nagell, pode ser abaixo esquematizada.

COLUNA ESTRATIGRÁFICA DE SERRA DO NAVIO

| | | | |
|-------------|----------------------|---|----------|
| | INTRUSIVAS | GRANITO SINTECTÔNICO, PEGMATITOS, VEIOS DE QUARTZO E DIQUES DE DIABÁSIO | PRÉ |
| SÉRIE AMAPÁ | GRUPO SERRA DO NAVIO | CUMMINGTONITA - BIOTITA - XISTO PARA ANFIBOLITO QUARTIZITO - GRANADA QUARTIZITO - BIOTITA - GRANADA - XISTO (COM CAMADAS DE GONDITODE LENTES DE MÁRMORE CÁLCICO E MAGNESÍFERO.) | CAM |
| (VILA NOVA) | GRUPO JORNAL | ANFIBOLITO BASAL | BRI A |
| | EMBASAMENTO | GRANÍTICO - GNAISSICO | NO |

Embasamento (Complexo Guianense) - Granito - Gnaisse. Faz contato com os metassedimentos da Série Vila Nova a oeste do distrito. A textura é fanerítica com granulação de média a grossa, que pode ou não apresentar bandejamento à feldspato, muscovita, quartzo. Apresenta xistosidade concordante com a estrutura geral do pacote superior.

Série Amapá - Vila Nova - Engloba os Grupos Jornal e Serra do Navio. Repousam sobre o embasamento granito-gnaissico, sendo datados do Pré-Cambriano, com cerca de 1800 MA a 2100 MA. A geocronologia realizada nos xistos e anfibolitos de Serra do Navio, pelo método K/Ar, revelaram idade de 1750 ± 70 MA, para as micas e hornblendas. As determinações pelo método Rb/Sr, em rocha total, revelaram valores de 1975 a 2530 MA. Associado com os dados de Hurley, H.J., pode-se construir uma isócrona de 2090 MA para essas rochas. Tendo em vista o posicionamento estratigráfico e semelhança com outras unidades nas Guianas e Venezuela, é conclusivo que as mesmas foram submetidas aos eventos do metamorfismo regional do Ciclo Transamazônico.

De acordo com o PROJETO RADAM Vol.6, o Grupo Vila Nova devido às feições estruturais de dobramentos e isógradas metamórficas, assemelha-se com os grupos da Faixa Orogênica Araguaia-Tocantins.

Grupo Jornal - Pode ser visualizado como um espesso pacote de anfibolitos ortometamórficos sobrejacente ao granito-gnaisse do Complexo Guianense. Possuem bandejamento mineralógico incipiente, relação percentual elevada de plagioclásio sem geminação e presença de plagioclásio zonado. É constituído por plagioclásio tabular e subhédrico, hornblenda subhédrica, quartzo e epidoto como acessórios, magnetita, titanita, apatita e carbonato.

São vistas fraturas de cisalhamento, preenchidas por carbonato ou quartzo, geralmente associados a sulfetos. Estes podem ocorrer, disseminados em algumas faixas.

Grupo Serra do Navio - Sobre o pacote de anfibolitos, justapõe-se uma sequência parametamórfica constituída de xistos aluminosos, lentes de protominério manganésífero e secundariamente por quartzitos. O pacote de xistos é representado por três fácies distintas, a grafitosa, a biotítica e a quartzosa.

Mineralógicamente, tal pacote é constituído por quartzo disseminado, ou em bandas desenvolvidas segundo a xistosidade. A biotita ocorre em cristais milimétricos, de forma planar, delineando a xistosidade. Ocorre com maior frequência do que a muscovita. A grafita é geralmente pouco desenvolvida, sendo observada na forma de grãos finos. Granada almandina aparece sob forma de cristais

euédricos, às vezes centimétricos, evidenciando textura rotacional. Ainda são observados sillimanita e andalusita. Como acessórios podemos encontrar turmalina, plagioclásio e, secundariamente, pirita nos planos de xistosidade e fraturas.

A fácies quartzosa, interioriza lentes de mármore cálcico, com espessuras variáveis, de poucos centímetros a vários metros. A composição é essencialmente de calcita e/ou diopsídio. Também são encontrados, secundariamente, clorita, pirrotita, tremolita e granada.

A fácies grafitosa é a que apresenta inclusões de horizontes de mármore magnésiferos de composição mineralógica variada. em determinadas amostragens, há predominância de rodocrosita em proporção superior a 50% (às vezes chegando a 80-90%). Também observa-se a presença de tefroíta, espessartita, rodonita, biotita e secundariamente pirita. Em áreas de contato, ou em lentes menores ou bolsões de protominério, encontramos lentes mais impuras de mármore magnésifero, onde predominam a tefroíta, espessartita e secundariamente a rodonita que associados à rodocrosita, constituem zonas de mármore silicatado. Os silicatos de manganês espessartita e tefroíta muitas vezes encontradas associadas, em outras ocasiões encontram-se concentradas, com predomínio sobre outros minerais. Desta maneira, o protominério apresenta-se mais granatífero ou mais olivínico, respectivamente. É de 19 a 36% o teor de manganês no protominério de manganês.

2.3 - GÊNESE DO MINÉRIO DE MANGANÊS A gênese do minério de manganês seguiu algumas etapas evolutivas que de forma cumulativa concorreram para a formação de um depósito mineral economicamente viável, em Serra do Navio. Tais etapas são a sedimentar, metamórfica e intempérica.

Na etapa sedimentar os sais de carbonato de

manganês depositaram-se como calcários magnésiferos puros ou impuros em ambiente aquático, onde predominaram condições redutoras. Como resultante desse processo genético, as lentes magnésiferas, com frequência encontram-se estreitamente associadas à fácies grafitosa do xisto encaixante.

Durante o metamorfismo, ocorreram modificações físico-químicas nas lentes de carbonato magnésifero, bem como nas rochas encaixantes. Dependendo da pureza do carbonato original formaram-se, à semelhança, os mármore magnésiferos. Onde predominavam os carbonatos, formou-se a rodocrosita ($MnCO_3$). Na predominância dos silicatos formaram-se minerais do tipo silicatados, tais como a espessartita ($Mn_3Al_2(SiO_4)_2$), rodonita ($MnO.SiO_2$) e tefroíta (Mn_2SiO_4).

Na etapa intempérica, com o soerguimento do pacote de rochas, houve a ação dos processos erosivos. Os horizontes de protominério foram submetidos gradualmente, a intensa meteorização. Os agentes meteorizantes foram: o alto índice de precipitação volumétrica, alternância anual de uma longa estação muito chuvosa e outra quase seca, temperatura elevadas e constante e densa cobertura vegetal produtora de significativa liteira geradora de abundante quantidade de ácidos orgânicos. Decorrente desse processo de intemperização, o manto alterado, no Distrito de Serra do Navio, muitas vezes chega à espessura de 100m, mais notadamente nos locais topograficamente mais elevados.

O forte intemperismo químico, atuando sobre o protominério, leva a sua decomposição com liberação de Fe^{++} , Mn^{++} , alumina e sílica. Elementos como o Ca^{++} e K^+ são prontamente lixiviados. Através de processos oxidativos, o Mn^{++} passa a Mn^{++++} , formando óxidos relativamente insolúveis. Os principais óxidos formados são a criptomelana (a MnO_2), pirolusita (b MnO_2) e manganita ($Mn_2O_3.H_2O$).

As cavidades encontradas nos blocos de minério - geodos - falam a favor da dissolução e redeposição, como camadas concêntricas de

criptomelana envolvendo cavidades que são ricamente forradas por cristais de pirolusita. Também são encontrados os "granzon", pisólitos de manganês, que apresentam formato granular de tamanhos variáveis e são formados pela deposição de óxidos de ferro ou manganês em volta de um núcleo de ferro ou sílica.

Sem sombra de dúvida é o protominério que define a composição mineralógica do minério de manganês. Os horizontes silicatados, por exemplo, formam corpos de minério granatífero, que possuem um teor de manganês mais baixo e com sílica e alumina elevados. Os mármorees manganésíferos, que contém rodocrosita, são mais susceptíveis à decomposição química, dão origem a minérios mais puros e com elevado teor de manganês.

Podemos ainda citar outros tipos de minério de manganês tais como o minério xistoso, devido à migração e fixação dos óxidos de manganês nos xistos encaixantes, possuindo altos teores de ferro, sílica e alumina. Também o minério dito "rolado" deve ser mencionado. Foi o resultado de atividades erosivas, nos corpos "in situ", gerando blocos de minério cujo tamanho varia de matações a seixos, encontrados pelas encostas abaixo. Estão associados, nos depósitos, a diversos fragmentos, laterita e granzon, envoltos por argila ferruginosa.

3 - RECUPERAÇÃO DE ÁREAS DE MINERAÇÃO DE MANGANÊS EM SERRA DO NAVIO - AMAPÁ.

Uso de Técnicas Convencionais e Alternativas

A ICOMI, iniciou a lavra de manganês em Serra do Navio em 1957. No início dos anos 80, disponibilizaram-se as primeiras áreas para recuperação, com o exaurimento de alguns corpos de minério a atingimento do pit final de

algumas minas. Adotou-se em, 83 a técnica de revegetação usando um consórcio de gramíneas e leguminosas (CGL). Implantaram-se experimentos com Pinus sp., Acacia mangium e Eucalyptus sp. Várias análises de substrato comprovaram uma extrema pobreza em nutrientes, fato agravado pela ação dos agentes intemperizantes (AI). A observação dos parciais de exóticas arbustivas sem manejo clássico, mostrou importante colonização pela capoeira, fato notoriamente mais lentos nas áreas revegetadas com o CGL. A partir de 91, optou-se por um modelo misto, privilegiando a espécie Acacia mangium como importante colaborador no processo, associada a pelo menos dez espécies de nativas regionais, de preferência com marcadas características zoocóricas. O CGL foi reservado para áreas especiais. Um processo alternativo ReVeCom - BS (REstos VEgetais COMposto orgânico - Banco de Sementes) foi criado para minimizar os efeitos deletérios dos AI, condicionar o microclima no local da aplicação, introduzir matéria orgânica e seus subprodutos, diversas formas de vida (micro, meso e macrofauna do solo) e revegetar taludes e áreas difíceis com rapidez, graças à variedade e à velocidade de crescimento das espécies vegetais herbáceas nativas introduzidas pelo método.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMORIM, P. R. N. - 1996 - A ICOMI e o Meio-Ambiente - Dados não publicados
- AMORIM, P. R. N. - 1994 - Recuperação de áreas de mineração de manganês em Serra do Navio - Amapá. Uso de técnicas convencionais e alternativas (Processo REVECON). Seminário Nacional sobre Mineração e Meio-Ambiente

FIG. 01 Mapa de localização da área

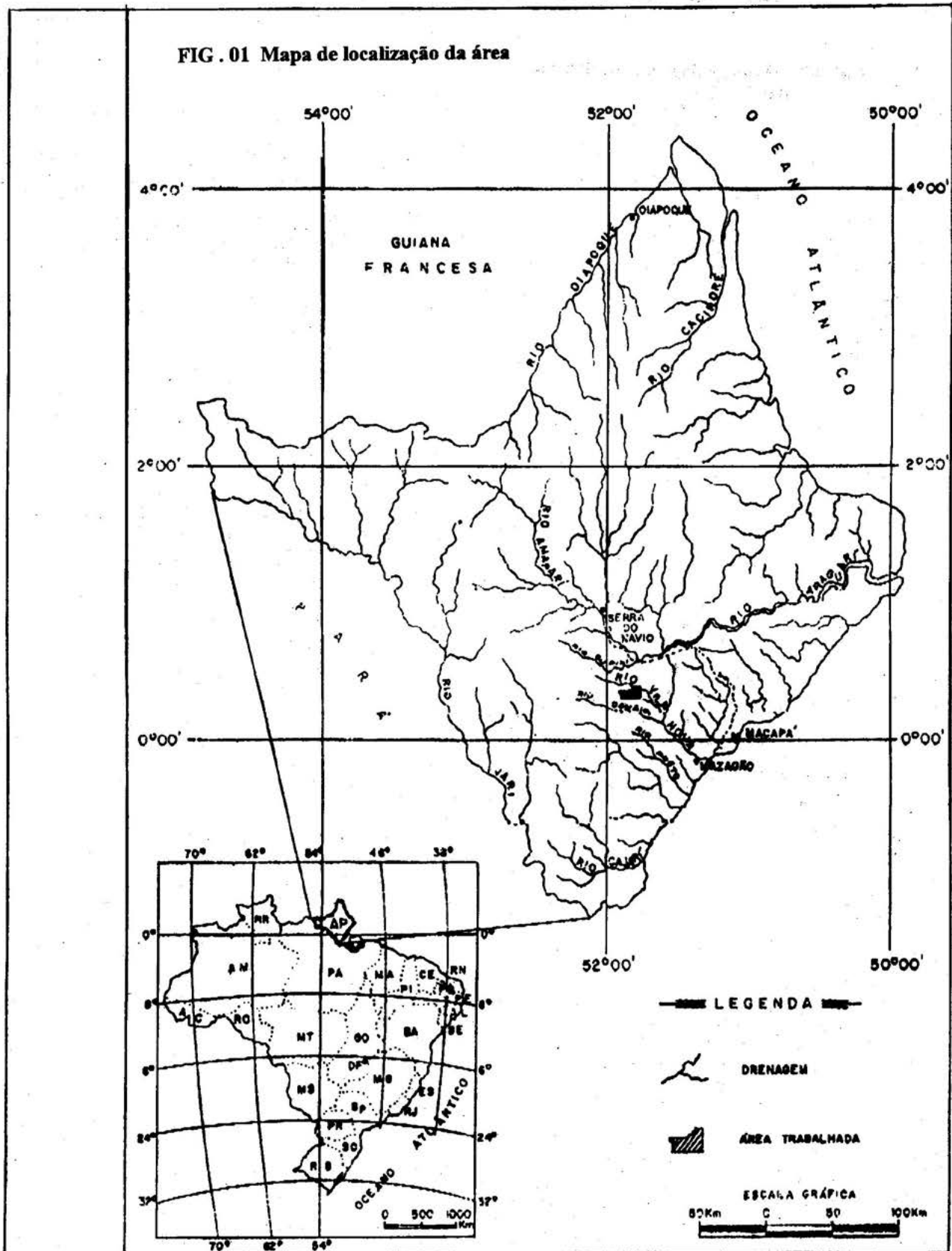
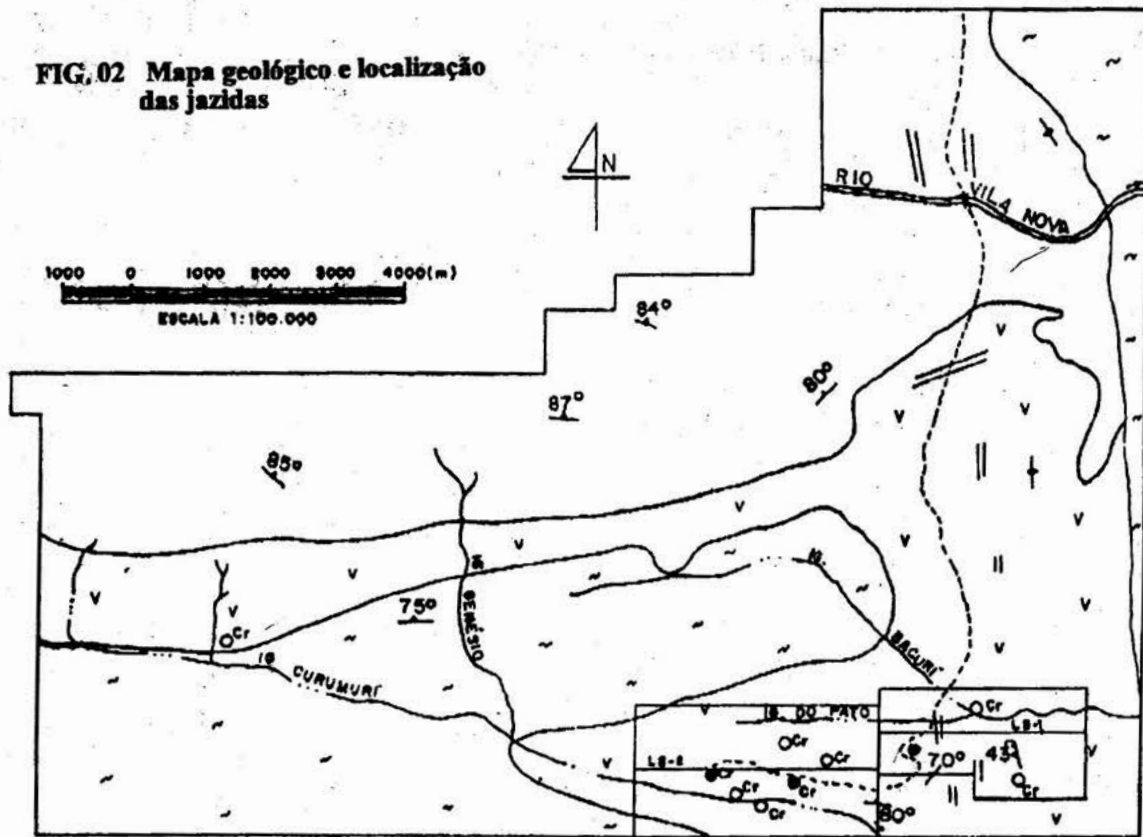


FIG. 02 Mapa geológico e localização das jazidas



COLUNA ESTRATIGRÁFICA

| | | | |
|-----------------------|--------------|------------------------------------|---|
| 135 m.a. | // | INTRUSIVAS BÁSICAS | DIABÁSIOS, GABROS |
| 280 m.a. 1900 m.a. | DISCORDÂNCIA | | |
| PROT. MÉDIO | v | SUITE METAMÓRFICA VILA NOVA | FORMAÇÕES FERRÍFERAS XISTOS QUARTZITOS METACONGLOMERADOS |
| ↑ | v | COMPLEXO MÁFICO-ULTRAMÁFICO BACURI | METAGABROS CROMITITOS METAPIROXENITOS METAPERIDOTITOS |
| ARQUIANO | / | EMBASAMENTO | GNAISSES / MIGMATITOS |

LEGENDA

- DELIMITAÇÃO DA ÁREA
- DRENAGEM
- MINA
- JAZIDAS/OCORRÊNCIAS
- ESTRADA CARROÇÁVEL
- CONTATO GEOLÓGICO
- FOLIAÇÃO PRINCIPAL

GUIA DA EXCURSÃO

A PLANÍCIE COSTEIRA BRAGANTINA (NE do Estado do Pará)

Organizado por:

Prof. Dr. Maâmar El-Robrini*

Msc. Pedro Walfir Martins e Souza Filho**

*** Departamento de Geologia / CG / UFPA**

****Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica/CG/UFPA**

Período: 1 e 2 de junho de 1996

1. INTRODUÇÃO A Zona Bragantina é uma das cinco regiões homogêneas que compõe o Nordeste paraense. É uma das regiões mais densamente povoadas da Amazônia (6.1 hab/km², juntamente com a Guajarina, Salgado, Viseu e Tomé-Açu).

Esta excursão objetiva conhecer a Planície Costeira Bragantina, ocupada por uma densa floresta de mangue e uma grande diversidade de ambientes sedimentares que incluem planícies de marés, pântanos salinos, cheniers, campo de dunas, praias, baixios arenosos e estuários.

Até hoje, estudou-se esta planície costeira do ponto de vista geológico, estratigrafia do Holoceno, geomorfológico e sedimentológico. Neste primeiro semestre de 1996, inicia-se um estudo multidisciplinar (abiótico, biótico e sócio-econômico) no âmbito de um Projeto de Cooperação Bilateral Brasil-Alemanha, com o objetivo de melhor entender o funcionamento do ecossistema de manguezal. A apresentação deste programa e os futuros trabalhos a serem desenvolvidos será feita no campo, onde serão discutidas as características abióticas, bióticas e sócio-econômicas da área em estudo.

Recomenda-se aos participantes, que utilizem durante a excursão trajes leves, como bermudas e camisetas, bem como protetores contra o sol (chapéu, óleo, óculos, etc.).

2. CARACTERÍSTICAS DA PLANÍCIE COSTEIRA BRAGANTINA

2.1. LOCALIZAÇÃO E ACESSO Segundo ACKERMANN (1964), a Região Bragantina se refere a toda zona que tem como eixo econômico a Estrada de Ferro de Bragança, cujo ponto inicial está em Belém e o terminal em Bragança. Esta região está compreendida entre o litoral, ao norte; o vale do Rio Guamá, ao sul; o vale do Rio Gurupi, ao leste; e os rios Pará e Tocantins, a oeste (FRANCISCO et al., 1971). Cidades costeiras como Salinópolis, Vigia e outras têm sido, por vezes, incluídas nesta região

por estarem economicamente ligadas a estrada de ferro e rodagem, embora outros autores as considerem como Região do Salgado, devido se encontrarem na zona litorânea.

Neste trabalho, o termo Planície Costeira Bragantina (NE do Pará) abrange a faixa costeira do Município de Bragança, que se estende da Ponta do Maiaú até a foz do Rio Caeté, entre as coordenadas 00°43'18" - 00°04'17" S e 46°32'16" - 46°55'11" W, perfazendo cerca de 1.570 Km² (Figura 1).

O acesso a partir de Belém é feito pela rodovia federal BR-316, passando pelos municípios de Castanhal e Capanema. A partir de Capanema prossegue-se pela rodovia estadual PA-242 até o Município de Bragança (Figura 1), totalizando um percurso de 208 km de Belém a Bragança.

2.2. CONDIÇÕES CLIMÁTICAS

O clima da área é do tipo Am2 (segundo adaptação da classificação de KÖPPEN). É caracterizado por ser quente e úmido, com estação seca prolongando-se de junho a novembro e um período chuvoso bem acentuado, com fortes chuvas nos demais períodos do ano (dezembro a maio), apresentando pluviosidade média anual variando de 2.500 a 3.000 mm (MARTORANO et al., 1993).

A variação média anual de temperatura situa-se entre 21,1° e 30,9° C, com média de 25,7° C e os valores mais elevados são observados nos meses de agosto a outubro, quando pode atingir 42° C. O regime pluviométrico é o grande responsável pela variação térmica, com a contribuição da umidade relativa do ar, que oscila entre 80 e 91% (MARTORANO et al., 1993).

2.3. PARÂMETROS OCEANOGRÁFICOS A posição geográfica do NE do Estado Pará (0°-10° S), aliados a seus embaiamentos costeiros e grande extensão da Plataforma Continental do Pará/Maranhão, proporcionam o

desenvolvimento de um ambiente de alta energia.

Esta região é dominada por macro-marés semi-diurnas com amplitudes variando de 4 a 6 m (DHN, 1994). As correntes de marés atingem velocidades máximas de 2.1 nós (6 hs antes da preamar nas marés de sizígia) e mínimas de 1.9 nós (4 horas depois da preamar nas marés de quadratura) em Salinópolis, com direções E-NW e NE (D.H.N., 1962).

As correntes induzidas pelos fluxos dos rios são restritas às regiões estuarinas e vários fatores climáticos afetam a quantidade e a sazonalidade da descarga. As correntes induzidas pelos ventos

são geradas pelos ventos alísios de NE e E, que transportam grandes quantidades de sedimentos pelíticos e arenosos da plataforma interna em direção a costa.

Análises físico-químicas das águas estuarinas na Baía de Marapanim mostram um aumento nas concentração dos elementos condutivos em solução. A condutividade aumenta brutalmente da parte interna do estuário (Marapanim: 7.300 s/cm) para a parte sob influência marinha (Algoal: 20.000 s/cm) (EL-ROBRINI, 1993).

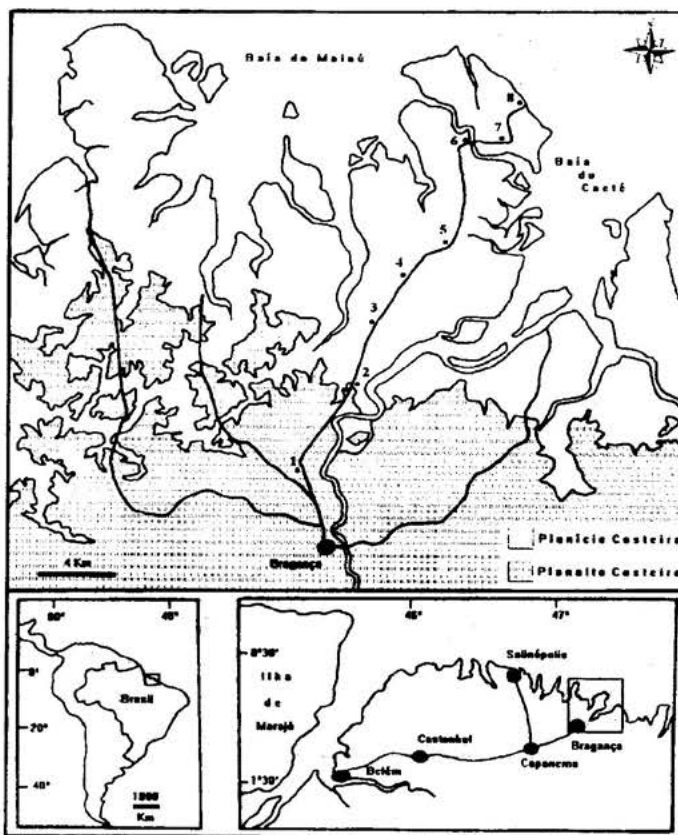


Figura 1 - Mapa de localização e detalhe da Planície Costeira Bragantina (Souza Filho, 1995). Os números indicam os pontos de parada.

2.4. COBERTURA VEGETAL A vegetação desta região está enquadrada no contexto das florestas secundárias sobre o planalto costeiro e das formações pioneiras, representadas pela

vegetação de mangue, campos herbáceos e campos arbustivos sobre a planície costeira (Figura 2).

A vegetação de mangue ocupa toda a Planície Costeira de Bragança, penetrando em direção ao continente ao longo dos canais estuarinos (Figura 2). Esta vegetação instala-se nas áreas sob influência de águas salinas e

salobras, sendo constituídas somente por comunidades típicas. Os gêneros dominantes são *Rhizophora L.*, *Avicenia L.* e *Laguncularia L.* Associada a esta vegetação, ocorre *Spartina sp.* e *Conocarpus L.*, cujos domínios não foram identificados no campo, sendo referidos na figura 2 como manguezal adulto, jovem e degradado.

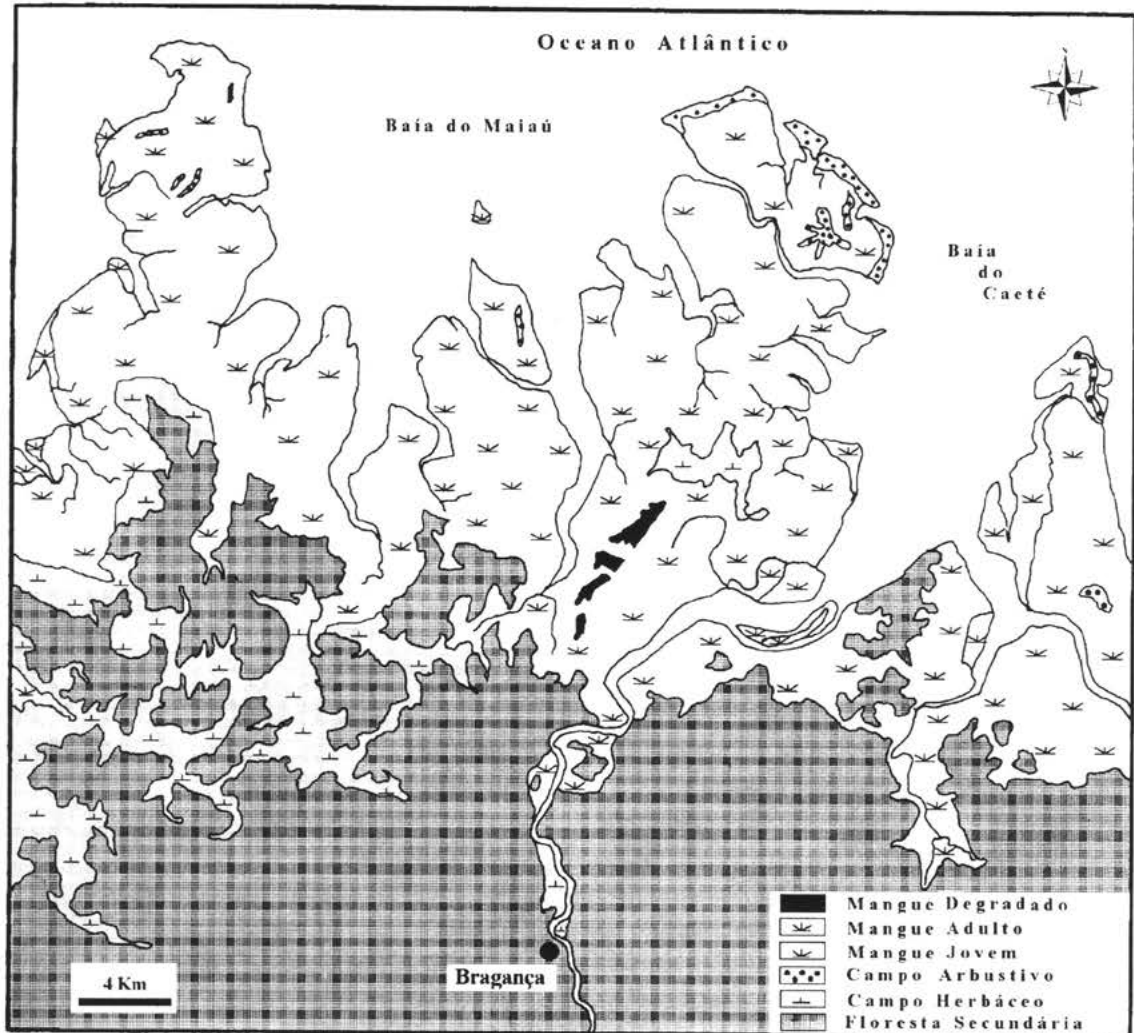


Figura 2 - Mapa de vegetação da Planície Costeira Bragantina (Souza Filho, 1995).

A vegetação de campo herbáceo ocorre em áreas alagadas periodicamente, sob influência pluvial e de águas salobras, representadas pelos

pântanos salinos vegetados, predominantemente, por *Aleucharias sp.* (juncos) (Figura 2).

Os campos arbustivos ocorrem sobre cheniers e dunas representadas por *Chrysobalanus icaco*

L. (ajuru); *Anacardium occidentale* L. (caju) e *Byrsonma crassifolia* H.B.K. (muruci), com gramíneas e cyperáceas associada (Figura 2).

2.6. CENÁRIO GEOLÓGICO

2.5.1. Geomorfologia O litoral NE do Pará perfaz uma extensão de 600 Km de extensão da foz do Rio Amazonas até a foz do Rio Gurupi. FRANZINELLI (1982, 1992) caracterizou dois tipos de costa nesta região: (1) uma costa de emersão reta, contornada por baixos cordões arenosos, com planície de maré muito bem desenvolvida a oeste da Baía de Marajó e; (2) uma costa de submersão de rias a leste da Baía de Marajó.

A costa de submersão é referida neste trabalho como uma costa embaiada transgressiva ominada por macromaré. FRANZINELLI (1982; 1992) compartimentou esta costa em dois setores: (1) um a oeste da Baía de Pirabas, onde as baías costeiras recortam as falésias ativas do Planalto Costeiro e; (2) outro a leste, onde o nalto Costeiro recua em direção ao sul, constituindo falésias mortas e as baías recortam a planície costeira (Figura 3).

2.6.2. Arcabouço Estrutural A área em estudo integra a bacia costeira cretácea de Bragança-Viseu, que representa uma fossa tectônica delimitada por falhas normais de direção NW-SE (ARANHA et al., 1990).

A estruturação do Mesozóico é consequência da abertura do Atlântico Equatorial a partir do Jurássico, o que possibilitou a geração de falhas normais NW-SE e falhas transferentes NE-SW, devido a extensão no eixo NE-SW (COSTA et al., 1991a).

A tectônica cenozóica é controlada pela movimentação da placa sul-americana para oeste, onde as principais estruturas geradas são falhas transcorrentes E-W de movimentação dextral e falhas normais NW-SE, cuja sedimentação holocênica está intimamente relacionada a geometria da bacia, que exerce um forte controle na distribuição dos ambientes de sedimentação atuais. Movimentos tectônicos recentes ligados a reativação de antigos falhamentos normais do embasamento (COSTA et al. 1991 b; IGREJA, 1991) têm controlado a espessura dos depósitos terciários e quaternários.

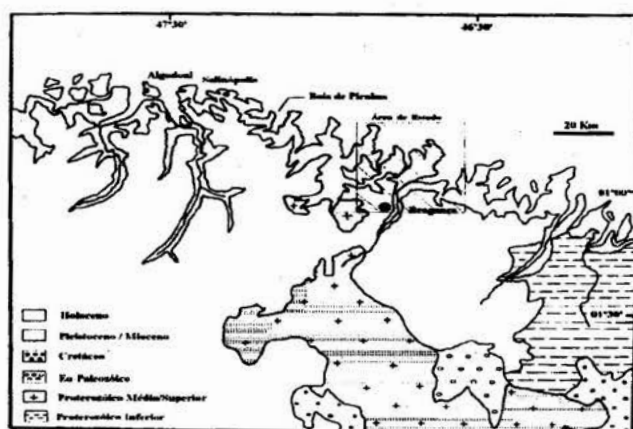


Figura 3 - Mapa geológico do NE do Pará (Modificado de Costa et al. 1977)

2.6.3. Estratigrafia A bacia de Bragança-Viseu é assoalhada por rochas do embasamento Pré-Cambriano, (ABREU & LESQUER, 1985); sedimentos Cambro-Ordoviciano (Formação Bequimão), unidades eo-paleozóicas (Seqüência Barreiras (Mioceno Inferior) (Maury apud GOES et al., 1990; ARAI et al., 1988; ROSSETTI et al., 1989; ARAI et al., 1994). Na Planície Costeira Bragantina, o Grupo Barreiras constitui a única unidade aflorante, que sustenta o Planalto Costeiro. O Quaternário é representado por sedimentos areno-argilosos pleistocênicos do Pós-Barreiras (SÁ, 1969) e por depósitos holocênicos da planície aluvial, estuarina e costeira (Figura 3).

3. UNIDADES MORFO-SEDIMENTARES

SOUZA FILHO (1995) compartimentou a Planície Costeira em três unidades morfológicas distintas (Figura 4), com base na forma, natureza do sedimento, estratigrafia e vegetação em: (1) Planície Aluvial; (2) Planície Estuarina e; (3) Planície Costeira, sustentadas pelo Planalto Costeiro.

Planalto Costeiro Corresponde ao embasamento da Planície Costeira Bragantina e é constituído por sedimentos do Grupo Barreiras. Representa uma superfície plana arrasada, suavemente ondulada e fortemente dissecada, com cotas entre 50 e 60m, que diminuem progressivamente em direção a planície costeira a norte (COSTA et al. 1977). Este contato é marcado por uma mudança litológica (sedimentos areno-argilosos avermelhados do Grupo Barreiras e lamosos da planície costeira), vegetacional (floresta secundária e mangue) e morfológica brusca (falésias mortas de até 1m de altura) (SOUZA FILHO & EL-ROBRINI, no prelo).

Planície Aluvial Estende-se a sul do limite da maré na planície estuarina à altura de Bragança,

Piriá-Camiranga) (IGREJA, 1991) e, mesozóicas (formações Codó-Grajaú, Itapecuru Inferior e Itapecuru Superior) não aflorantes na área de estudo (ARANHA et al., 1990). O Terciário é marcado pela Formação Pirabas e Grupo abrangendo uma área de 3.1 Km², subdividida em três subunidades (SOUZA FILHO & EL-ROBRINI, 1995):

- 1) Canal Fluvial do Rio Caeté, que apresenta um canal meandrante, com anomalias em caixa e cotovelo, com depósitos de barra em pontal e longitudinal, encaixados no Planalto Costeiro;
- (2) Planície de Inundação, limitada por leves e pelo Planalto Costeiro, sendo colonizadas por campos herbáceos, principalmente por *Eleucharias* sp. e inundados somente durante os períodos de grandes cheias, quando ocorre o transbordamento dos canais e os sedimentos mais finos são acumulados sobre esta área e;
- (3) Leves, que são diques marginais construídos 50 cm acima da planície de inundação, adjacente ao canal fluvial, vegetados por mangues e *Eleucharia* sp, sendo rompidos durante os períodos de grandes cheias, no momento do transbordamento.

Planície Estuarina É limitada a sul pela planície aluvial no limite superior da influência das marés e a norte pela zona onde dominam os processos marinhos, ocupando uma área de 462 Km². Três subunidades morfológicas são observadas:

- (1) Canal Estuarino do Rio Caeté, que varia da porção distal para a proximal, refletindo progressivamente a influência das marés ao longo do canal estuarino, sendo compartimentado em quatro padrões morfológicos distintos: Funil Estuarino; Segmento Retilíneo; Segmento Meandrante e; Canal de Curso Superior.
- (2) Canais de Marés, com cursos distributários que recortam a planície costeira, com forma meandrante a retilínea, com largura máxima de 100m. Em direção ao continente são bifurcados, rasos

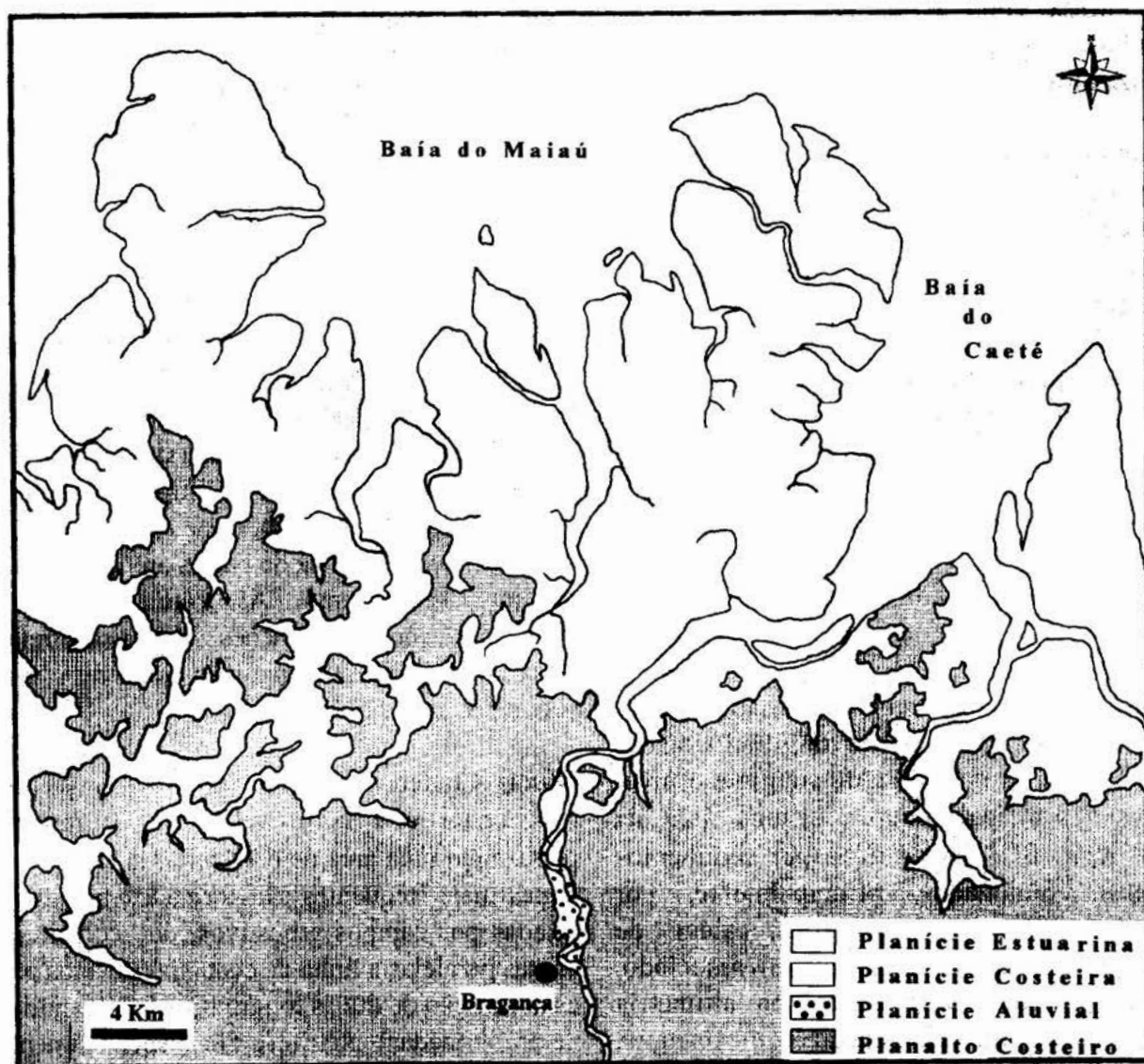


Figura 4 - Unidades Morfo-Sedimentares da Planície Costeira Bragantina (Souza Filho, 1995).

e estreitos com substrato lamoso; em direção ao mar, os mesmos são singulares e largos, com fundo arenoso.

(3) Planície de Inundação, que ocorrem ao longo do funil estuarino, do segmento retilíneo e meandrante ocorrem os depósitos lamosos da planície de inundação. No canal de curso

superior, as planícies de inundação são constituídas por sedimentos pelíticos fitoturbados, ricos em matéria orgânica. Às margens deste trecho ocorrem estreitas franjas de mangue seguidos por gramíneas e palmeiras que colonizam a planície de inundação e desaparecem quando entram em contato com o Planalto Costeiro.

Planície Costeira É a mais extensa das unidades morfológicas, com uma área de 615,7 Km². É limitada a sul por falésias mortas de 1 a 2 m de altura esculpida no Planalto Costeiro, e a norte dessa zona dominam os processos marinhos. Seis subunidades foram identificadas (SOUZA FILHO, 1995).

Pântanos Salinos Pântanos salinos ou “Campos de Bragança”, ocupam uma área de 82,7 Km², estando sob influência do domínio da supramaré e estão encaixados em uma rede de drenagem colmatada, alimentada principalmente pela pluviosidade. São subdivididos em: Pântanos Salinos Internos que permanecem alagados durante o período chuvoso e seco durante o período de estiagem e Pântanos Salinos Externos que ocorrem mais a norte e são limitados internamente pelo Planalto e externamente pela planície costeira lamosa. Estes pântanos são colonizados por *eleucharias sp.*(*juncus*).

Manguezais Constituem extensas planícies lamosas de até 20 km de largura, situadas entre o nível da maré alta de sizígia e o nível da maré principal, ocupando uma área de 466,8 Km². São constituídos por sedimentos lamosos colonizados, principalmente, por *Ryzophora L.* e *Avicenia L.*, além de *Laguncularia L.* e *Spartina L.* associado. Baseado na ação das marés, na altimetria relativa e no porte da vegetação de mangue, subdividiu-se este depósito em: (1) manguezal de supramaré, topograficamente mais elevado, menor porte arbóreo e influenciado pelas marés somente durante os períodos de sizígia e; (2) manguezal de intermaré, topograficamente mais baixo, maior porte arbóreo, com frentes de progradação colonizada por mangues jovens que margeiam a planície costeira.

Cheniers Ocupam uma área de 5.5 km² e ocorrem como cristas simples, constituídos morfológicamente por cordões de duna-praia (“dune-beach ridges”) de até 3 m de altura e leques de lavagem que dão forma irregular aos corpos. Comumente apresentam forma alongadas de cordões de praia (“beach ridges”), com ou sem leques de lavagem, com não mais de 1 m de altura, 200 m de largura e 2 km de comprimento.

Planície Arenosa (“Sand tide shoal”)

Localiza-se na porção distal da planície costeira, margeando os depósitos de manguezal e dunas costeiras, ocupando uma área de 49 km². Esta área é dominada por baixios arenosos a partir do limite das marés baixas de quadratura até a zona de inframaré. Geralmente apresenta uma gradiente baixo (1:100), que por vezes é quebrado pela presença de barras arenosas de até 3 m de altura. As areias formam megaondulações, ondulações de cristas retas, lunadas, rombóides e lingóides, além de “sand waves” e fundos planos.

Dunas Costeiras São limitadas a sul por manguezais e a norte pela planície arenosa, perfazendo uma área de 6.4 km². Os campos de dunas mais freqüentes são formados por dunas fixadas por campos arbustivos, que constituem cristas paralelas a linha de costa, produzidas pela estabilização de dunas longitudinais e piramidais de aproximadamente 7m e 5m respectivamente. Estas dunas formam cristas não muito paralelas uma a outra, o que reflete a história acrescional da linha de costa. Estas encontravam-se acima do nível de maré alta média, mas atualmente vem sendo erodidas por ondas e correntes de marés e/ou dissipadas, constituindo falésias, ao longo da linha de costa.

Praia Geralmente as praias encontram-se margeando a planície de maré lamosa (manguezal de intermaré), sendo seccionada pelos canais de marés. As praias constituem

cordões arenosos (“beach ridges”) lineares, que migram em direção ao continente sobre os depósitos de manguezais constituindo uma costa retrogradacional.

4. UNIDADES MORFOESTRATIGRÁFICAS E FÁCIES ESTRATIGRÁFICAS O estudo da morfoestratigrafia permitiu a caracterização de 11 unidades morfoestratigráficas: (1) planície de inundação, (2) leves, (3) barra de canal, (4) manguezal de supramaré, (5) pântano salino, (6) manguezal de intermare, (7) planície arenosa, (8) barra em pontal, (9) dunas costeiras, (10) cheniers e (11) praias e 4 fácies estratigráficas: (1) areia fluvial, (2) areia e lama marinha/estuarina, (3) areia e lama com estratificação heterolítica e (4) areia lamosa mosqueada (SOUZA FILHO, 1995).

A análise estratigráfica permitiu a

individualização de três seqüências estratigráficas: (1) marinha transgressiva basal (S1), com ambientes fluvial, pantanoso e face praial (“shoreface”), ligados ao máximo da transgressão holocênica (6.000 anos A.P.), que invadiu as áreas costeiras, erodindo o Planalto Costeiro (Grupo Barreiras); (2) marinha regressiva (S2), com ambientes fluvial, planície de maré, chenier e pântano salino desenvolvido sob condições regressivas ou de nível de mar estável, sobre o lençol arenoso transgressivo basal e; (3) marinha transgressiva atual (S3) com ambiente estuarino e litorâneo que atualmente migram sobre os depósitos da planície lamosa (Figura 5) (SOUZA FILHO, 1995).

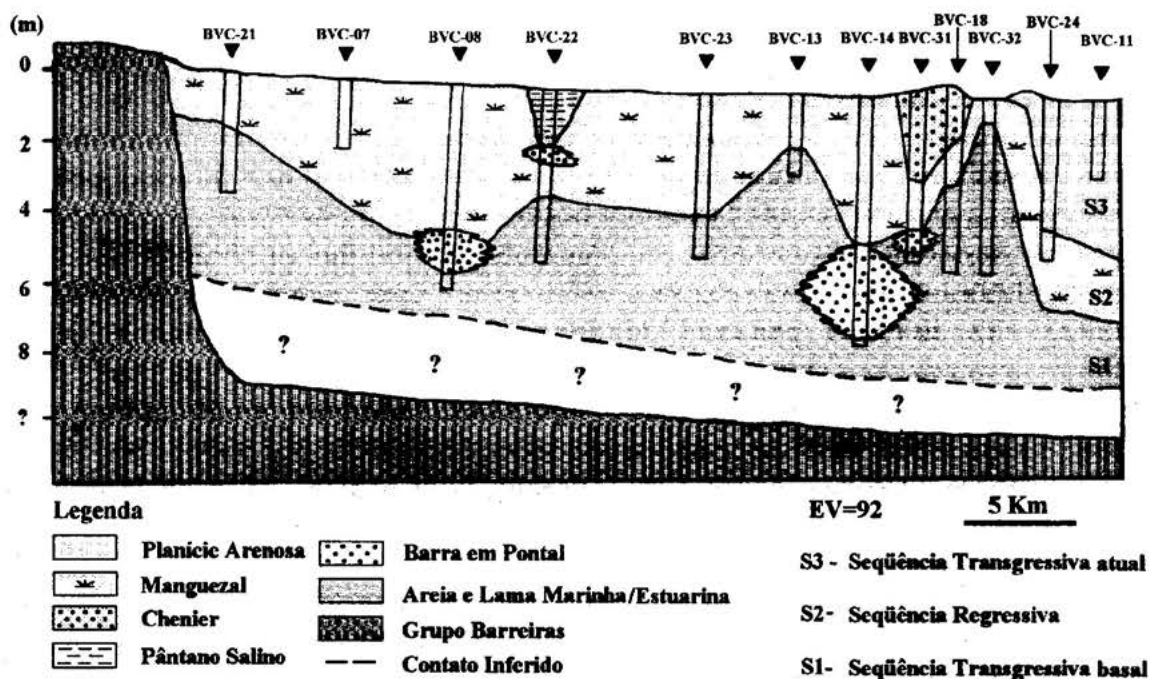


Figura 5 - Seção estratigráfica ao longo da estrada Bragança-Ajuruteua (Souza Filho, 1995).

5. ROTEIRO E DESCRIÇÃO DOS PONTOS

A excursão será realizada de 1 a 2 de junho

de 1996. O local de embarque será na praça do operário em São Braz às 7:00 hs da manhã.

5.1. PRIMEIRO DIA - Estrada Bragança - Ajuruteua Esta estrada apresenta 38 km de extensão e atravessa toda a Planície Costeira Bragantina, seccionando diversos ambientes de sedimentação e a rede de drenagem. A figura 1 mostra os pontos de parada.

Parada 1 - Planalto Costeiro Afloramento de corte de estrada constituído por depósitos de leques aluviais do Grupo Barreiras.

Parada 2 - Contato Planalto - Planície Costeira Marca o início da Planície Costeira Bragantina. Este contato é irregular e representado por falésias mortas de aproximadamente 1,5 m de altura em contato direto com os depósitos lamosos da planície de maré (manguezal).

Parada 3 - Manguezal Degradado Constitui uma área degradada pela ação antrópica, onde a vegetação de mangue foi cortada e queimada, deixando os depósitos lamosos da planície de maré expostos a ação direta dos agentes atmosféricos. A sedimentação superficial (40 cm) caracteriza-se por um pacote lamoso bastante oxidado, ressecado e compacto. Em profundidade, os depósitos lamosos são plásticos e bioturbados, não havendo processo de oxidação. Restos de vegetação de mangue morto permanecem no local. No entanto, em determinados locais pode-se observar a regeneração do mangue. Este mesmo cenário se repete em um trecho de 5 km a partir deste ponto até a Salina do Roque.

Parada 4 - Salina do Roque Ocupa a parte central da planície lamosa, sendo inundada excepcionalmente durante as marés de sizígia. Esta área é representativa de um pântano salino externo colonizado por *juncus sp.*, produto do preenchimento de antigos "ponds" (SOUZA FILHO, 1995). Nos pântanos salinos externos, a sedimentação é decorrente de processos de

marés, que estabelecem uma diferenciação vertical dos sedimentos na planície de maré, onde ocorre a deposição de lama oriunda dos manguezais de intermaré nos pântanos. Este padrão de sedimentação é causado em grande parte pelo decréscimo da energia de maré e vento em direção aos pântanos (SOUZA FILHO & EL-ROBRINI, no prelo).

Parada 5 - "Lago Artificial" Foi formado a partir da construção da estrada, que seccionou canais de marés e funciona como barragem, provocando assim a formação deste lago artificial. A vegetação de *Ryzophora sp.* dentro do lago está morta, havendo a formação de bosques de *Avicennias sp.*, que são mais resistentes a salinidade, o que pode-se concluir que está havendo uma salinização do ambiente, devido a pouca circulação das águas, associada a sua alta temperatura.

Parada 6 - "Furo Grande" Apresenta 110 m de largura e separa a Ilha de Ajuruteua do continente. Este furo tem uma forma meandrante, onde é possível observar barras em pontal de 200 m de comprimento e 50 m de largura durante a maré baixa. Estas barras são constituídas por areias finas a muito-finas, intercalados com "mud drapes" (estratificação heterolítica inclinada) e clastos de lama retrabalhados pelas correntes de marés. Em sua superfície desenvolvem-se ondulações.

Parada 7 - "Chenier" Esta unidade apresenta uma espessura máxima de 5.5 m. Os 3m superiores da sequência de chenier são constituídos por dunas de areias muito finas, bem selecionadas, de coloração marrom pálido vegetadas, cujas estruturas primárias estão completamente obliteradas por processos pedogenéticos. Subjacente, ocorrem sedimentos arenosos finos, bem selecionados, com estrutura mosqueada, característico da porção proximal do leque de lavagem, que apresenta estratificação horizontal, que é seguida por

estratificação inclinada, mergulhando 23° em direção ao continente, com alternância de estratos milimétricos de areia fina e "coffee ground", caracterizando a estratificação "foreset" da porção distal do leque de lavagem (SOUZA FILHO & EL-ROBRINI, no prelo).

Esta sequência arenosa repousa em discordância erosiva sobre um pacote lamoso de 130 cm de espessura, de coloração cinza médio, com topo marcado por buracos de bioturbação preenchidos por areias finas, evidenciando uma superfície de exposição subaérea.

Parada 8 - Praia de Ajuruteua Representa um cordão duna-praia ("dune-beach ridge"), onde pode-se observar um conjunto de ambientes deposicionais.

Dunas Costeiras

As dunas longitudinais são compostas por areias quartzosas angulares, muito finas, bem selecionadas, com poucos fragmentos de conchas e estratificação cruzada tabular de grande porte, mergulhando 26°/210°Az e marcas de raízes. Esta unidade é formada pelos *sedimentos oriundos da planície arenosa e praias durante os níveis de marés baixas, quando os sedimentos arenosos muito finos são retrabalhados pelo vento e transportados para o pós-praia, sobre o qual formam-se os campos de dunas móveis barcanóides e piramidais e para o campo de dunas longitudinais vegetado. Atualmente, as dunas migram em direção ao continente, soterrando os depósitos de manguezal da planície lamosa, sendo colonizadas por campos arbustivos (SOUZA FILHO & EL-ROBRINI, no prelo).

Praia

Esta unidade tem uma espessura que varia de 50cm a 3m, depositada sobre os manguezais de intermaré. São constituídas por areias quartzosas finas, bem selecionadas, angulosas, com estratificação cruzada planar

de baixo ângulo, que caracteriza o fácies de praia, não apresentando microfauna. Os sedimentos arenosos migram sobre a unidade morfoestratigráfica manguezal de intermaré constituindo deste modo praias transgressivas. Os processos de espraiamento e surfe dominam a zona de intermaré superior do estirâncio, onde o sistema de calhas e cristas ("ridges e runnels") se desenvolvem, ficando expostos durante os níveis de marés baixas. Nas cristas as principais estruturas sedimentares são as ondulações com estratificação cruzada, formadas em regime de fluxo superior durante a maré alta. No entanto, com a subida e descida da maré, ocorre nas zona de espraiamento camadas planas. Nas calhas, correntes canalizadas formam ondulações superimpostas a aquelas formadas por ondas (SOUZA FILHO & EL-ROBRINI, no prelo).

5.2. SEGUNDO DIA - Descida do Estuário do Rio Caeté Em razão da pouca profundidade do rio, a descida será feita durante a preamar. O estuário do Rio Caeté recorta toda a Planície Costeira Bragantina. Assim, o cruzeiro atravessará a planície de inundação, onde serão observados terraços, áreas de manguezal erodidas e com zonas de progradação lamosa recente e o Planalto Costeiro, com depósito de leques aluviais do Grupo Barreiras.

Durante o cruzeiro será possível observar os quatro padrões morfológicos característicos de estuários dominados por macromaré: o canal de curso superior, o segmento meandrante, o seguimento retilíneo e o funil estuarino.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F.A.M. & LESQUER, A. 1985. Considerações sobre o Pré-Cambriano da região sul-sudeste do Craton São Francisco. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2., Belém, 1985. Anais. Belém, SBG - Núcleo Norte. p. 7-21.

- ACKERMAN, F.L. 1964. Geologia e fisiografia da Região Bragantina. Estado do Pará. Cadernos da Amazônia, 2: 92p.
- ARAI, M.; TRUCKENBRODT, W.; NOGUEIRA, A.C.R.; GÓES, A.M.; ROSSETTI, D.F. 1994. Novos dados sobre a estratigrafia e ambiente deposicional dos sedimentos Barreiras, NE do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. Anais. Belém, SBG - Núcleo Norte. p. 185-187.
- ARAI, M.; UESUGUI, N.; ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M. 1988. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no nordeste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. Anais. Belém, SBG. v.2, p. 738-752.
- ARANHA, L.G.F.; LIMA, H.P.; SOUZA, J.M.P.; MARINHO, R.K. 1990. Origem e evolução das bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova. In: RAJA GABAGLIA, G.P. & MILANI, E.J. Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. p. 221-233.
- COSTA, J.B.S.; BORGES, M. S.; IGREJA, H.L.S.; PINHEIRO, R.V.L. 1991a. Aspectos da tectônica cenozóica na Região do Salgado, litoral nordeste do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991. Anais. Belém, SBG - Núcleo Norte, p. 156-165.
- COSTA, J.B.S.; IGREJA, H.L.S.; BORGES, M.S.; HASUI, Y. 1991b. O quadro tectônico regional do Mesozóico da região norte do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3, Belém, 1991. Anais. Belém, SBG - Núcleo Norte. p. 166-178.
- COSTA, J.L.; ARAÚJO, A.A.F.; VILLAS BOAS, J.M.; FARIAS, C.A.S.; SILVA NETO, C.S. WANDERLEY FILHO, V.J.R. 1977. Projeto Gurupi, Belém, DNPM/CPRM. v.1, 258 p.
- DEPARTAMENTO DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO (DHN). 1962. Cartas de correntes de maré - Rio Pará - De Salinópolis à Belém, 22p.
- DEPARTAMENTO DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO (DHN). 1994. Tábuas de Marés PARA 1994. Costa do Brasil e alguns portos estrangeiros. Rio de Janeiro, DHN. p. 1-6.
- EL-ROBRINI, M. 1993. Projeto Oceanografia da Folha Marapanim: batimetria, sedimentologia, hidrodinâmica e parâmetros físico-químicos das águas. Relatório Interno, IDESP. 16.
- FRANCISCO, B.H.R.; LOEWENSTEIN, P. SILVA, O.F.; SILVA, G.G. 1971. Contribuição a Folha de São Luís (SA-22) no Estado do Pará. Boletim do Museu Emílio Goeldi, 17: 1-40. Nova Série.
- FRANZINELLI, E. 1982. Contribuição a geologia da costa do Estado do Pará (entre as baías de Curuçá e Maiaú). In: SIMPÓSIO MAT. BRAS., 4., Manaus. 1982. Atas. Manaus. p. 305-322.
- FRANZINELLI, E. 1992. Evolution of the geomorphology of the coast of the State of Pará, Brazil. In: PROST, M.T. Évolution des littoraux de Guyane et de la Zone Caraïbe Méridionale pendant le Quaternaire. Paris, ORSTOM. p. 203-230.
- GÓES, A.M.; ROSSETTI, D.F.; NOGUEIRA, A.C.R.; TOLEDO, P.M. 1990. Modelo deposicional preliminar da Formação Pirabas no nordeste do Estado do Pará. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Belém, 2: 3-15. Série Ciências da Terra.
- IGREJA, H.L.S. 1991. Aspectos tectono-sedimentares do Fanerozóico do nordeste do Pará e noroeste do Maranhão, Brasil. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 191p. Tese (Doutorado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPA, 1991.

- MARTORANO, L.G.; PERREIRA, L.C.; CÉZAR, E.G.M.; PEREIRA, I.C.B. 1993. Estudos Climáticos do Estado do Pará, Classificação Climática (KÖPPEN) e Deficiência Hídrica (THORNTHWHITE, MATHER). Belém, SUDAM/EMBRAPA, SNLCS. 53p.
- ROSSETTI, D.F.; TRUCKENBRODT, W.; GÓES, A.M. 1989. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos barreiras e Pós-Barreiras na Região Bragantina, Nordeste do Pará. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Belém, 1: 25-74. Série Ciências da Terra.
- SÁ, J.H.S. 1969. Contribuição a geologia e os sedimentos terciários e quaternários da Região Bragantina. Boletim do Instituto de Geologia do Rio de Janeiro, 3: 21-36.
- SOUZA FILHO, P.W.M. 1995. Influência das Variações do Nível do Mar na Morfoestratigrafia da Planície Costeira Bragantina (NE do Pará) durante o Holoceno. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 121p. Tese de Mestrado - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica. *In Press*.
- SOUZA FILHO, P.W.M. & EL-ROBRINI, M. 1995. Um exemplo de sistema deposicional dominado por macromaré: A Planície Costeira Bragantina - NE do Pará (Brasil). In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 5, Niterói/RJ, Anais..., ABEQUA, p. 278-284.
- SOUZA FILHO, P.W.M. & EL-ROBRINI, M. Morfologia, processos de sedimentação e litofácies dos ambientes morfo-sedimentares da Planície Costeira Bragantina - Nordeste do Pará (Brasil). no prelo.

| |
|------------------------------------|
| V SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA |
|------------------------------------|

ÍNDICE REMISSIVO DE AUTOR

- ALECRIM, J.D. 349
 ALMEIDA, H.G. 110, 290
 ALMEIDA, M.E. 72
 ANAISSE JUNIOR, J. 217
 ANGÉLICA, R.S. 152, 177, 269, 278, 356
 ARAGÃO, A.F. 367, 371
 ARAÚJO, R.L.C. 338, 352, 367
 ARAÚJO, R.V. 76, 90, 98, 102, 106, 371
 ARAUJO, J. 349
 BALTZER, F. 281
 BARROS, C.E.M. 46, 60, 376
 BASTOS, M.N. 281
 BAUER, E.H. 144
 BECHMAN, M. 349
 BEMERGUY, R.L. 294, 297, 316
 BENIQUE, M.E.C. 147
 BERLING, H. 238.
 BERREDO, J.F. 281
 BEZERRA, P.E.L. 320, 323, 327
 BRANDÃO, P.F.F. 275
 BRITO, M.A.G. 230
 CALLAPINO, G.G. 275
 CARVALHO, J.M. A. 156
 CARVALHO, J.S. 338, 352, 371
 CARVALHO, L.M.M. 46
 CARVALHO, A.D. 278
 CHARRON, C. 281
 COELHO, S.R.C. 234, 327
 COIMBRA, A.M. 186, 212
 CORRÊA, J.A.M.; 207
 CORRÊA, S.L.A. 137
 COSTA, J.A.V. 284, 313
 COSTA, J.B.S. 35, 253, 284, 287, 294, 297, 313, 316, 320, 323, 331
 COSTA, J.L. 110, 290
 COSTA, M.L. 119, 121, 137, 152, 166, 177, 221, 226, 234, 238, 246, 253, 257, 261, 265.
 269, 356
 COSTA, N.C. 246
 COSTA, S.S. 352, 367
 COSTA NETO, S.V. 281
 COSTA, W.A.M. 121
 CRUZ, Z.O. 230
 CUNHA, P.R.C. 182
 DALL'AGNOL, R. 46, 50, 54, 60, 64, 94, 376, 384

- DAMASCENO, B.C. 361
DIAS, G.S. 60, 376
DOUGLAS, J. 349
DREHER, A.M. 54
EL-ROBRINI, M. 19, 203, 250
FARACO, M.T.L. 156
FARIA JUNIOR, L.E.C. 363
FARIA, M.S.G. 86
FARIAS, E.S. 134
• FAUSTINI NETO, M. 327
FERNANDES, G.J.F. 39
FERNANDES FILHO, L.A. 253
FERREIRA JUNIOR, C.R.P. 297, 316
FERREIRA, J.D.A. 327
FORTES, F. 304
FRAGA, L.M. 76, 117, 173
FRANZINELLI, E. 209, 230
GÓES, A.M. 39, 189, 212
GOESKE, G. 119
GONZALEZ, C. 161
GORKI, M. 128
GUEDES, S. 161
GUIMARÃES, G. 161
HABASHY, T.M. 271
HADDAD, R.C. 76
HALL, G.E.M. 8
HASUI, Y. 31, 297, 316
HÖHN, H. 166
HORBE, A.M.C. 261
HUHN, S.R.B. 140
HUYNH, F. 281
JOÃO X. da S.J. 43, 301
JUNIOR, R.G.F. 342
KAHN, H. 2
KERN, D.C. 226, 234
KLEIN, E.L. 117, 156
KOCH, R. 207
KOTSCHUBEY, B. 125
LAUX J.H. 170
LEITE, A.A.S. 64
LEMONS, W.B. 188, 199
LENHARO, S.L.R. 152
LIMA, M.I.C. 327
LINDENMAYER, Z. 170
LOBATO, L.C. 281
LOBATO, T.A.M. 278
LUZARDO, R. 86
MACAMBIRA, E.M.B. 79, 83
MACAMBIRA, M.J.B. 376, 380

MAGALHÃES, M.S. 60
MAIA, R.G.N. 117
MARTINI, S.L. 54
MARTINS, R.C. 117, 278
MEDEIROS FILHO, C.A. 132, 134
MELO, A.F.F. 68, 301
MELO, J.C.V. 238
MENDES, A.C. 281, 363
MIRANDA, C.A. 327
MORAES, E.L. 221, 238, 356
MORAIS, F.C. 352
MOURA, C.A.V. 113
NASCIMENTO, J. S. 132
NOGUEIRA, A.C.R. 212, 214, 217
OLIVEIRA, A.M.S. 15
OLIVEIRA, E.P. 384
OLIVEIRA, M.J.R. 86
OLIVEIRA, S.M.B. 147
PALHA, W.S.M. 367, 371
PICANÇO, F.E.L. 275
PINHEIRO, S.S. 86, 173
PÖLLMANN, H. 11, 119, 121, 152, 177, 257, 356
PORTILHO, A.C. 338
PROST, M.T. 281
QUADROS, M.L.E.S. 242
RAITH, A. 257
REIS, M.R. 242
REIS, N.J. 76, 173
REZENDE, N.G.A.M. 177
RICCI, P. S.F. 110, 290
RIKER, S.R.L. 90, 98, 102, 106
RIOS, F.J. 128
ROCHA, B.R.P. 271
RODRIGUES, S.A. 281
ROOSEVELT, A.C. 21, 221
ROSSETTI, D.F. 192
ROSSU, A. 209
ROZAL, E.O. 294
RUDANT, J.P. 281
SACASA, R.V. 331
SALES, M.E. 281
SANTO, C.V.E. 294
SANTOS, A.C.F. 265
SANTOS, C.A. 301
SANTOS, J.O.S. 98, 102, 106
SANTOS, M.G.S. 50
SARMENTO, A. 281
SATO, K. 388
SCANDOLARA, J. E. 242

SIMPÓSIOS REALIZADOS PELO NÚCLEO NORTE DA SBG

I. Belém - 1982

II. Belém - 1985

III. Belém - 1991

IV. Belém - 1994

V. Belém - 1996

APOIO EDITORIAL

CNPq

FINEP

Mineração Rio do Norte

APOIO GERAL

FIEPA

PETROBRÁS

UFPA

CAPES

CVRD

CPRM

CADAM

DOCEGEO

BASA

ICOMI

Rio Tinto Desenvolvidos Minerais Ltda.

Água Mineral Santa Felicidade